Российская Академия Наук

М.И.Дубровский

ТРЕНДЫ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ

ОЛИВИННОРМАТИВНЫХ МАГМ НОРМАЛЬНОЙ ЩЕЛОЧНОСТИ И СООТВЕТСТВУЮЩИЕ ИМ ПРИРОДНЫЕ СЕРИИ

Апатиты
1998

Российская Академия Наук

КОЛЬСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР

Геологический институт

М.И.Дубровский

ТРЕНДЫ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ ОЛИВИННОРМАТИВНЫХ МАГМ НОРМАЛЬНОЙ ЩЕЛОЧНОСТИ И СООТВЕТСТВУЮЩИЕ ИМ ПОРОДНЫЕ СЕРИИ

Под редакцией А.Н.Виноградова

Апатиты
1998

Печатается по постановлению Президиума
Кольского научного центра Российской академии наук

УДК 552.11:552.23

Дубровский М.И. Тренды дифференциации оливиннормативных магм нормальной щелочности и соответствующие им породные серии // Под редакцией А.Н.Виноградова. - Апатиты: изд. Кольского научного центра РАН, 1998. 336 с.

В монографии приведен обзор результатов исследований по проблеме классификации и условиям образования магматических серий, возникающих при дифференциации оливиннормативных базит-ультрабазитовых магм, и представлены новые разработки в области теоретического (геометрического) анализа фазовых превращений в модельной системе *Аб-Ан-Фо-Фа-Ди-Гед-Мт-Кв-H_2O*. На основе построенной автором диаграммы фазового состояния системы *Ан-Фо-Ди-Кв* проанализированы краевые условия и возможные механизмы выплавления базитовых и ультрабазитовых магм из верхнемантийных протолитов.

С применением изоплетических проекций прослежены теоретические тренды фракционной кристаллизации этих магм и сопоставлены составы расплавов и кристаллизатов различных стадий.

Разработаны принципы классификации магматических серий и предложены петрохимические критерии различия базальтоидных серий нормальной щелочности. Работоспособность классификационных схем и физико-химических моделей проверена на эталонных вулканических (Тингмули, Каскадные горы, Тонга) и плутонических (Скергаард, Стиллуотер, Бушвельд, Монча) сериях пород.

Книга рассчитана на специалистов, преподавателей и студентов геологических вузов, занимающихся проблемами физико-химической петрологии базитовых и ультрабазитовых пород. Ил. - 102, табл. - 20, библиогр. - 168 назв.

Рецензенты: Н.Ф.Шинкарев и В.И.Скиба

© Дубровский М.И., 1998
© Виноградов А.Н., 1998
© Кольский научный центр
Российской академии наук, 1998

Russian Academy of Sciences

KOLA SCIENCE CENTRE
Geological Institute

M.I.Dubrovsky

DIFFERENTIATION TRENDS OF THE STANDARD ALKALINITY OLIVINE-NORMATIVE MAGMAS AND CORRESPONDING ROCK SERIES

Edited by A.N.Vinogradov

Apatity
1998

Published by decision of the Presidium of the Kola Science Centre
of the Russian Academy of Sciences

UDC 552.11:552.23

Mikhail I. Dubrovsky
Differentiation trends of the standard alkalinity olivine-normative magmas and corresponding rock series // Edited by Anatoly N.Vinogradov. - Apatity: Kola Sci. Centre, 1998.

Review of a current status of a classification and petrogenetic modelling of the magmatic series derived of basalt and ultrabasite-basite magmas was made and some discrepancies in the classic schemes were lightened. To improve a theoretical base for modelling a set of new physico-chemical diagrams for the model system *Ab-An-Fo-Fa-Di-Hed-Mt-Qu-H_2O* was designed and presented as simplified isobaric sections or isopletic projections. Constraints and conditions for basic and ultrabasic magmas melting out of the mantle protolithes following of the new phase diagram for system *An-Fo-Di-Qu* are discussing. On the set of isopletic projection the main trends of the mantle derived magmas fractionation were searched and correlation between melts and solid fractions was revealed.

A new concept for magmatic series classification was developed and the clear petrochemical criteria for a classification of the standard alkalinity olivine-normative basite-ultrabasite series are presented. To show an efficiency of the new classification and physico-chemical models a comparison of petrogenetic models and petrochemical classifications for the reference volcanic (Tingmuli, Cascade, Tonga) and plutonic (Skaergaard, Stillwater, Bushveld, Moncha) rock series was performed.

As assumed the book would be useful for professional petrologists and students studying of rock series of the most widespread tholeiitic and calc-alkaline families. Pictures - 102, tables - 20, bibliogr. - 168

Reviewers: N.F.Shinkarev and V.I.Skiba

© Dubrovsky M.I., 1998
© Vinogradov A.N., 1998
© Kola Science Centre
Russian Academy of Sciences, 1998

Светлой памяти
Евгения Константиновича КОЗЛОВА
и Татьяны Николаевны ИВАНОВОЙ
посвящается.

От редактора

Развитие петрографических исследований магматических серий в Кольском филиале Академии наук СССР, на базе которого в 1992 г. был создан Кольский научный центр Российской академии наук, неразрывно связано с именами доктора геолого-минералогических наук Евгения Константиновича Козлова (1918-1974), основателя лаборатории петрографии в Геологическом институте КФ АН СССР, и заслуженного деятеля науки РСФСР, доктора геолого-минералогических наук Ивановой Татьяны Николаевны (1920-1997), его супруги и соратницы, возглавлявшей лабораторию в 1974-1985 гг. Будучи учениками выдающихся петрографов - академиков Франца Юльевича Левинсон-Лессинга и Александра Александровича Полканова, они способствовали распространению среди кольских геологов лучших традиций ленинградской петрографической школы: тщательного анализа минерального и химического состава пород в увязке со структурой слагаемых ими геологических тел, обязательного использования в петрогенетических построениях всего доступного массива экспериментальных данных по модельным физико-химическим системам, стремления к созданию динамических моделей становления магматических комплексов, нацеленных на повышение эффективности прогнозно-металлогенической оценки ассоциированных с ними рудно-магматических систем. Замечательными образцами такого подхода к петрологическому анализу конкретных рудопродуктивных интрузивных комплексов стали кандидатские диссертации Е.К.Козлова и Т.Н.Ивановой, посвященные проблемам формирования Мончегорского расслоенного плутона базитов-ультрабазитов и связанных с ним медно-никелевых месторождений. Со времени их успешной защиты прошло уже почти полвека, но основные идеи сохранили свою значимость и служат своего рода фундаментом для новых генетических построений, детализирующих и наращивающих базовые знания. И автор монографии, и редактор проработали в лаборатории петрографии более 25 лет. В 1986 г. она была преобразована в лабораторию магматизма и магматогенного рудообразования, но при этом для сохранения традиций, заложенных ее первыми научными лидерами, при смене основной направленности исследований - от описательной петрографии к формационному анализу магматических комплексов в увязке с геодинамикой и рудогенезом - в лаборатории был образован специализированный сектор теоретического анализа и физико-химического моделирования магматических систем, возглавляемый М.И.Дубровским. Творческое и фактографическое наследие Е.К.Козлова и Т.Н.Ивановой было в полной мере использовано в ходе этих многолетних исследований.

Анатолий Виноградов,
зав. лаб. магматизма и магматогенного рудообразования
Геологического института Кольского научного центра РАН,
член-корреспондент Российской Академии Естественных Наук

От автора

Предлагаемая вниманию читателей монография написана по итогам теоретических исследований, выполненных автором в 1992-96 гг. в лаборатории магматизма и магматогенного рудообразования Геологического института Кольского научного центра РАН по теме "Моделирование петрогенных систем с участием расплавов и флюидов (оливиннормативные системы)". При организации работ была поставлена цель: разобраться с систематикой и номенклатурой нещелочных (известково-щелочных) базитовых серий как наиболее широко распространенных и лучше всего изученных, а также прояснить физико-химическую сущность причин различия трендов дифференциации оливиннормативных (базальтовых и ультрабазитовых) расплавов с использованием петрохимической классификации алюмосиликатных пород и физико-химических моделей кристаллизации магм.

В процессе многолетних работ автор постоянно ощущал помощь и поддержку со стороны директора института член-корр. РАН Ф.П.Митрофанова и зав. лабораторией член-корр. РАЕН А.Н.Виноградова, с которыми обсуждались наиболее спорные и сложные вопросы петрологии базитовых пород. Их замечания были учтены при написании монографии. Некоторые методические приемы геометрического построения диаграмм состояния многокомпонентных систем обсуждались с канд.хим.наук. В.И.Скибой. Обработку химических данных (отбор, компоновка, пересчет) и вычерчивание большей части графического материала осуществляла И.А.Плотникова. Большую помощь в подготовке рукописи к печати оказали В.В.Борисова, Г.А.Гращенко, В.Г.Сухорукова и сотрудники оформительского бюро Геологического института.

Исследования по петрологии Мончегорского плутона проведены при финансовой поддержке РФФИ (грант №96-05-64892).

Автор выражает глубокую благодарность всем, кто оказывал ему помощь и содействие в работе. Автор считает своим долгом выразить особую признательность А.Н.Виноградову за редактирование, а в ряде разделов и существенную переработку начальных вариантов текста монографии.

Михаил Дубровский,
заведующий сектором теоретического анализа
и физико-химического моделирования магматических систем
Геологического института КНЦ РАН

СОКРАЩЕНИЯ И СИМВОЛЫ

Термодинамические параметры

P - давление	$T_{кр}$ - температура кристаллизации
$P_{общ}$ - общее давление	$T_{пл}$ - температура плавления
$P_{фл}$ - давление флюида	X - концентрация компонентов
P_{H2O} - давление паров воды	K - число компонентов в правиле фаз
P_{O_2} - парциальное давление кислорода	$Ф$ - число фаз в правиле фаз
$P_{лит}$ - давление литостатическое	W - число степеней свободы
$P_{"сух"}$ - давление "сухое"	$\Delta V_{пл}$ - изменение мольного объема при плавлении
f_{O_2} - фугитивность кислорода	
T - температура	

Элементы фазовых диаграмм

Верхний цифровой индекс при них - компонентность системы, нижний индекс - стадия кристаллизации

E - эвтектика основной системы e - эвтектика граничной системы jE, je - эвтектики сечений	P - перитектика основной системы p - перитектика граничной системы jP, jp - перитектики сечений
l - моновариантные линии	P_p - точка протыкания I, $T_{инв}$ - инвариантные точки

Петрохимические коэффициенты

$K_{агп} = (Na+K)/Al$ (соотношение атом. кол.) - коэффициент агпаитности

$$K_{щел'}^{Al} = \frac{2Ca' - [Al - (Na + K)]}{2Ca'}(атом.кол.)$$ - коэффициент щелочности

$$K_{hy} = \frac{Опр \cdot 100}{Опр + Мпр}(мас.\%)$$ - коэффициент ортопироксеновый

$$K_{pl} = \frac{Пл \cdot 100}{Пл + Ор}(мас.\%)$$ - коэффициент плагиоклазовый

$$f = \frac{Фс \cdot 100}{Фс + Эн} = \frac{Фа \cdot 100}{Фа + Фо}(мол.кол.)$$ - частная нормативная железистость

$$F = \frac{(FeO + Fe_2O_3)\cdot 100}{FeO + Fe_2O_3 + MgO}(мас.\%)$$ - общая железистость

$$F_{am} = \frac{(Fe^{2+} + Fe^{3+})\cdot 100}{Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mg}(атом.кол.)$$ - общая нормативная железистость

$$F^{o} = \frac{Fe^{3+}\cdot 100}{Fe^{3+} + Fe^{2+}}(атом.кол.)$$ - нормативная степень окисления железа

$$n = \frac{Na\cdot 100}{Na + K}(атом.кол.)$$ - нормативная натриевость (щелочной уклон)

$$an = \frac{Ca'\cdot 100}{Na + Ca'}(атом.кол.)$$ - нормативный номер *Пл* или «анортитовость» расплава

Ca' - атом. кол. *Ca*, остающееся после формирования миналов *ap, cc, fl, ti*

Минеральные фазы и миналы

Аб(ab) - альбит	*Мел* - мелилит
Ак(ak) - акерманит	*Монт* - монтичеллит
Алс(alc) - альсилит (Al_2SiO_5)	*Mnp(Cpx)* - моноклинный пироксен
Ап(ap) - апатит	*Мт(mt)* - магнетит
Ан(an) - анортит	*Нф(ne)* - нефелин
Во(wo) - волластонит	*Ол(ol)* - оливин
Вю(wus) - вюстит	*Опр(hy, Opx)* - ортопироксен
Гед(hed) - геденбергит	*Ор(or)* - ортоклаз
Гел(gh) - геленит	*Пер(per)* - периклаз
Гем(hm) - гематит	*Пир(pr)* - пирит
Герц - герцинит	*Пл(pl)* - плагиоклаз
Гр - гранат	*Пш(Fsp)* - полевой шпат
Грос - гроссуляр	*Ти(ti)* - титанит (сфен)
Ж - жидкая фаза, расплав	*Трид* - тридимит (SiO_2)
Ди(di) - диопсид	*Фа(fa)* - фаялит
Илм(il) - ильменит	*Фл(fl)* - флюорит
Кал(cc) - кальцит	*Фо(fo)* - форстерит
Кв(Q, Qz) - кварц	*Фс(fs)* - ферросилит
Киа - кианит	*Хр(cm)* - хромит
Клф(kp) - калиофиллит	*Шп(Sp)* - шпинель
Кор(c) - корунд	*Эн(en)* - энстатит
Кпш - калиевый полевой шпат	*Fem* (т.ц.) - темноцветные минералы
Лар(cs) - ларнит (Са-силикат)	*Са-Чер* - Са-чермакит (пироксен)
Лц(lc) - лейцит	*Mg-Фер* - магноферрит

В нумерации рисунков первая цифра соответствует номеру главы, в которой отображенная на рисунке информация впервые вводится в обсуждение. Вторая цифра - порядковый номер рисунка в данной главе, буквенный индекс - положение рисунка в многофигурной иллюстрации.

Фазовые диаграммы без именных ссылок и все изоплетические и изобарические сечения представляют собой оригинальные разработки автора; пояснения по методике их составления, интерпретации и применения приведены в соответствующих разделах книги. Диаграммы, заимствованные из литературных источников, снабжены библиографическими ссылками.

При построении трендов магматических серий и классификационных схем использовались опубликованные выборки химических анализов, пересчитанные автором на миналы и петрохимические индексы по методике, охарактеризованной в главе 5.

Глава 1

ВВЕДЕНИЕ: ОСНОВНЫЕ ПРОБЛЕМЫ И ЗАДАЧИ КЛАССИФИКАЦИИ МАГМАТИЧЕСКИХ СЕРИЙ БАЗИТОВ И УЛЬТРАБАЗИТОВ

Проблема классификации магматических серий вообще, и базальтоидных магм в частности, волнует умы геологов уже на протяжении века. Бреггер еще в 1890 г. и Иддингс в 1892 г. обратили внимание петрологов на существенные различия между щелочными и нещелочными группами изверженных пород, а Харкер в 1909 г. первым ввел в петрографическую систематику термины "щелочные" и "нещелочные" серии.

К настоящему времени накопился огромный литературный материал, в котором с различной детальностью описаны магматические серии горных пород. Предложен целый ряд классификаций породных групп и магматических серий, однако практически все они страдают неоднозначностью дискриминантных классификационных факторов и порождаемой ею размытостью границ таксонов и терминов. Дополнительные трудности создаются вследствие различного "наполнения" одних и тех же терминов в разных классификационных схемах. Так, к "нещелочным" породам прилагаются такие различные термины, как "субщелочные", "известково-щелочные" (кальциево-щелочные) и "известковые" (кальциевые), при этом в ряде схем понятие "субщелочные" используется только для пород, которые по своим свойствам находятся между щелочными и нещелочными породами.

Применительно к магматическим сериям, включающим основные породы, классификационные проблемы особенно ярко сфокусировались в самых популярных номенклатурных понятиях - "известково-щелочные" и "толеитовые" серии. Первоначально Ноколдс и Аллен [Nockolds, Allen, 1953; 1954] назвали так обедненные и обогащенные железом вулканогенные породные серии. Позднее, когда выяснилось почти повсеместное распространение этих контрастных трендов дифференциации среди вулканических серий островных дуг [Kuno, 1959; 1968 а,б], и к тому же на основе экспериментов было предложено эффектное объяснение причин подобного контраста, термины стали общеупотребимыми для обозначения производных двух трендов дифференциации основных магм: "боуэновского" (рост содержания SiO_2, Na_2O, K_2O и уменьшение FeO, MgO и CaO в последовательном ряду дифференциатов) и "феннеровского" (быстрый рост содержания железа при незначительном увеличении SiO_2 в ряду дифференциатов).

Несмотря на общепринятость, эта номенклатура с позиций общей систематики представляется неудовлетворительной. Во-первых,

при ее введении вольно или невольно было нарушено правило приоритета, так как термин "известково-щелочные" еще раньше был применен в литературе для обозначения всех нещелочных серий (следовательно, он охватывал и толеитовые серии). Во-вторых, семантика термина "толеитовый" не отображает химических свойств пород, как это принято для наименований таксонов данного ранга. На эти недостатки систематики серий обратил внимание Мияширо более 20 лет назад, подчеркнув, что *"из-за отсутствия лучших терминов, мы вынуждены применять термины "известково-щелочные" (CA) и "толеитовые" (TH) для Fe-обедненных и Fe-обогащенных нещелочных серий, соответственно"* [Miyashiro, 1974, p.323], тем не менее эти термины применяются и до настоящего времени, создавая массу неудобств и противоречий при конкретных межрегиональных сравнениях серий и магматических комплексов.

Попытки улучшить систематику серий с помощью частных усовершенствованием диагностических критериев без изменения общих подходов к классификации, не могут существенно изменить положение. Показательна в этом отношении попытка Л.С.Бородина [1987] упорядочить методику диагностики петрохимического типа вулканических серий с помощью бинарной диаграммы "кремнекислотность - известково-щелочной индекс". В итоге часть "эталонных" толеитовых серий Куно и Ноколдс перешли в группу "кальциевых" серий Л.С.Бородина, тогда как другая часть с не менее ярко выраженными признаками "толеитовости" (например, классическая серия вулкана Тингмули) была отнесена к "известково-щелочной" серии. Очевидно, что положение объекта в классификационном континууме не должно изменяться при смене типа диаграммы, по которой осуществляется классификация, поэтому выявленный Л.С.Бородиным межсериальный "дрейф" внутри группы "толеитов" лишний раз свидетельствует о противоречивости традиционной систематики магматических серий.

Обратим внимание также на то, что сложившееся за многие годы отождествление "по умолчанию" "феннеровского" и "толеитового" трендов кристаллизации не вполне корректно, поскольку "феннеровский" тренд не протягивается дальше феррогаббро с низким содержанием SiO_2 (48-50 мас.%), в то время как "толеитовый" тренд может заканчиваться риолитами (гранитами). По этому признаку (длина ряда) "толеитовые" магматические серии не могут противопоставляться "известково-щелочным", но топология петрохимических диаграмм у длинных серий этих двух типов резко различна, что особенно контрастно проявляется на диаграммах Fe-SiO_2 [Осборн, 1964; 1983]. Собственно "феннеровский" тренд с резким накоплением железа в сохраняющих низкую кремнекислотность дифференциатах характерен лишь для начальных этапов полноразвитых "толеитовых" серий, тогда как средние и финальные этапы дифференциации толеитовых серий имеют сходство с

боуэновским трендом. Эта особенность дает основания интерпретировать полноразвитый толеитовый тренд как комбинацию феннеровского и боуэновского трендов, а не как самостоятельный тип трендов (серий).

В этом отношении автор полностью присоединяется к мнению Л.С.Бородина [1987, с.157]: *"В связи со спецификой петрологии типичных толеитовых серий, завершающихся формированием фемических, а не салических дифференциатов, детальное рассмотрение их петрохимических особенностей является специальной задачей и выходит за рамки данной книги. Вместе с тем нельзя не отметить того обстоятельства, что термин "толеиты" в современной геологической литературе многими исследователями фактически применяется как "размытое понятие" при характеристике любых низкощелочных, например низкокалиевых базальтоидов, независимо от того, идет ли их дифференциация по фемическому (феннеровскому) типу - с накоплением железа или нет. При этом часто петрологический критерий абсолютной железистости подменяется относительным соотношением относительной концентрации железа и магния на диаграмме AFM. Это маскирует разницу между принципиальными петрологическими особенностями боуэновского и феннеровского эволюционных трендов".*

Опыт петрохимической типизации полноразвитых магматических серий, содержащих базальтоиды, показывает, что главные типы известных в природе дифференцированных изверженных комплексов могут трактоваться как проявления всего лишь трех трендов кристаллизационной дифференциации базитовых магм: боуэновского, феннеровского и комбинированного. Одна из задач настоящей работы заключается в том, чтобы показать физико-химическое различие этих трендов и установить главные факторы, определяющие эволюционное изменение расплавов, которое приводит к образованию тех или иных магматических серий и подсерий.

Глава 2

КРАТКИЙ ОБЗОР ПРЕДЫДУЩИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Историю изучения магматических серий и разработки их классификации можно условно разделить на три этапа:

1) сбор фактического материала, его систематизация и обобщение - конец X1X века - 30-е XX века;

2) 30-50-е годы - первые опыты экспериментального моделирования магматических серий для выявления главных факторов, ответственных за различия трендов дифференциации базальтовых магм; попытка свести все многообразие серии к двум определенным трендам - боуэновскому и феннеровскому;

3) 60-е годы и по настоящее время - совершенствование номенклатуры серий с использованием различных критериев, выявление многообразия трендов дифференциации, попытка объяснить петрологическую и физико-химическую сущность различия трендов дифференциации на основе все более сложных экспериментов с многокомпонентными расплавно-флюидными системами.

Подробный обзор исследований первых двух этапов можно найти в обобщающих работах, посвященных магматическим сериям [Osborn, 1959; Miyashiro, 1974; Бородин, 1987; Магматические..., 1987].

Для петрогенетической типизации базальтоидов особенно большое (можно сказать, эпохальное) значение приобрела работа Э.Ф.Осборна [Osborn, 1959], посвященная влиянию кислорода на дифференциацию базальтовой магмы. Главные выводы Осборна сводятся к следующему. Исходной магмой для всех толеитовых базальтов является "обычный базальт" из семейства толеит-оливиновых базальтов классификации Нокольдс. Различия трендов кристаллизации связываются с геодинамическими обстановками генерации и кристаллизации магмы. В разделе о соотношении P_{O_2} и P_{H_2O} , где излагается основная суть его идей, Осборн пишет: *"Совершенно очевидно напрашивается вывод, что изменения кислородного давления в процессе фракционной кристаллизации базальтовых магм является главным контролирующим фактором, определяющим изменение состава жидкости в сторону более высокого содержания кремнезема и более низкого содержания окиси железа (известково-щелочной тренд) или в сторону более высокого содержания окиси железа при небольшом изменении содержания кремнезема (толеитовый тренд). Первый случай имеет место, когда P_{O_2} остается постоянным или повышается, что связано с привносом кислорода в систему. Поскольку этот тренд характерен для базальтовых магм, дифференцирующихся в орогенных поясах, то в данном условии, по-видимому, существует механизм для*

установления почти постоянного или повышающегося уровня P_{O_2} в процессе кристаллизации. Более высокое содержание воды в этих магмах является основным фактором в процессе дифференциации" (Osborn, 1959, p.643). Отмеченные Осборном альтернативные по кислородному режиму варианты фракционной кристаллизации базальтоидных магм прочно и надолго вошли в петрологическую литературу как "канонические" петрогенетические схемы кристаллизации "при постоянном P_{O_2}" и "при постоянном составе базальтовой магмы".

Между тем базовые посылки концепции Осборна далеко не безупречны. В первую очередь, вряд ли сейчас можно принять тезис о единой "исходной магме" для всех типов серий. Доказательством того, что могут генерироваться исходные базальтовые расплавы, различающиеся по главным петрохимическим параметрам, является существование в природе магматических серий и подсерий, в которых, независимо от степени дифференцированности, сохраняются отличительные петрохимические особенности. При сравнительном анализе базальтоидных формаций многими авторами было показана зависимость петрохимических особенностей базальтоидов от геодинамической обстановки и глубинности генерации магм, поэтому вряд ли можно ожидать сходных трендов кристаллизации этих базальтов даже при одинаковых термодинамических условиях и степени фракционирования.

Во-вторых, в модели кристаллизации "при постоянном P_{O_2}" не учтено, что постоянное, но разное по величине P_{O_2} может произвести совершенно различные эффекты. Как показано в главе 3 наст. монографии, анализ изоплетических по FeO/Fe_2O_3 сечений системы *Фо-Фа-Mm-*SiO_2 позволяет утверждать, что в зависимости от величины P_{O_2} значительно изменяется топология сечений и, следовательно, тренды фракционной кристаллизации базальтовых магм. Например, если рассмотреть фракционную кристаллизацию исходных расплавов, попадающих в объем кристаллизации оливина, при P_{O_2} 1×10^{-2} и 1×10^{-10} атм, то для первого условия получим "известково-щелочной" тренд, а для второго - "толеитовый". В неявной форме такая возможность была показана самим Осборном [Osborn, 1959], но не была принята во внимание ни им, ни его последователями.

Нельзя без оговорок согласиться и с достаточно категоричным утверждением Осборна относительно решающего влияния на ход дифференциации содержания воды и связанной с этим фактором степени окисления железа. В настоящее время ясно, что не меньшее влияние на тренды дифференциации базальтовых расплавов оказывает исходное содержание в них железа, степень его окисления и соотношение с магнием (в деталях это охарактеризовано в гл.4). Аналогичное преувеличение роли степени окисления железа имеется и в ранних работах Дж.Кеннеди [Кеннеди,1950; Kennedy, 1955]. Он

считал, что базальты с высоким соотношением FeO/Fe_2O_3 будут дифференцировать в сторону феррогаббро, следуя по тренду Феннера, а базальты с низким соотношением FeO/Fe_2O_3 - в сторону диорита и гранита, вдоль тренда Боуэна.

Заканчивая краткий анализ выводов Осборна, следует подчеркнуть, что им рассмотрены отдельные варианты фракционной кристаллизации гаплобазальтовых составов с применением диаграмм состояния упрощенных частных систем, не отражающих всех особенностей фазовых превращений полной базальтовой системы, на что указывал еще Кусиро [1983]. Более того, даже не все ключевые особенности изученных частных систем были подмечены и учтены Осборном; и тем не менее были сделаны обобщающие выводы, которым без должных оснований придано универсальное значение. Сравнение модели Осборна с природными наблюдениями выявило много несоответствий, что неоднократно давало повод для критики его петрогенетической схемы [Грин, Рингвуд, 1968а; Осборн, 1983; Кусиро, 1983 и др.].

В методическом плане для целей систематики серий большую роль сыграло предложение Осборна различать тренды фракционной кристаллизации по корреляционному графику $(FeO+Fe_2O_3)/(FeO+Fe_2O_3+MgO)$-$SiO_2$, широко применяемому в современной петрологической литературе, особенно для вулканических серий. График довольно наглядно отражает определенные различия трендов дифференциации в их крайнем "эталонном" выражении, однако с накоплением фактического материала было доказано существование серии пород со смешанными трендами дифференциации: на начальных стадиях процесс в них следует по "феннеровскому" тренду, а на конечных стадиях - по "боуэновскому". На графике это выражается коленообразным изгибом линии тренда (рис.2.1). Исходя из своих экспериментальных материалов, Осборн объяснил появление коленообразного изгиба увеличением степени окисления железа и началом выпадения из расплава магнетита с соответствующим ростом содержания в расплаве SiO_2. Это объяснение вызывает наибольшее количество возражений, поскольку оно не подтверждается природными наблюдениями.

Приведем два характерных примера. Первый - это кривая зависимости F-SiO_2 Скергаардской серии пород (рис.2.1), которая всегда демонстрируется в качестве эталона феннеровского тренда кристаллизации. Между тем, по данным Уэйджера и Брауна [1970], магнетит в указанной серии начинает выделяться как кумулятивная фаза уже в начале средней зоны, и это никак не отражается на кривой.

Второй пример - вулканическая серия Семячика (Бабанский и др., 1983). И.Д.Рябчиков, характеризуя особенности этой серии в сводке (Магматические...,1987а, с. 351) особо отметил, что детальное экспериментальное и петрографическое изучение эффузивов

камчатского вулкана Семячик, включающих широкий спектр пород - от высокоглиноземистых базальтов, андезитобазальтов и андезитов до дацитов, подтвердило ведущую роль отсадки магнетита в эволюции этой типично известково-щелочной магматической серии. В противовес этому заключению графический образ серии по типу и положению на диаграмме $F\text{-}SiO_2$ (рис.2.1) аналогичен эталонным толеитовым сериям. Коленообразный изгиб сериального тренда пород вулкана Семячик не может быть объяснен "шпинелевым эффектом", поскольку магнетит в этих породах появляется на ранних этапах кристаллизации [Бабанский и др., 1983; Магматические..., 1987а]. Данный пример, как и Скергаард, со всей очевидностью подтверждает, что время выделения магнетита не влияет на геометрию тренда кристаллизации базальтовых расплавов и тем самым свидетельствует о "неуниверсальности" модели Осборна. По типу кривой можно, по всей вероятности, судить об этапах фракционной кристаллизации, не связывая изломы тренда со временем выделения магнетита. Это замечание особенно важно иметь в виду при петрологической интерпретации таких сложных трендов, как серия вулкана Тингмули, имеющих несколько коленообразных перегибов.

Конечно же, нельзя полностью отрицать влияние окислительно-восстановительного процесса на тренды фракционной кристаллизации магм. Рассматривая роль этого частного фактора с новых позиций, с использованием более полных по числу компонентов диаграмм состояния систем, представляется более логичным считать, что окислительно-восстановительные процессы в магме могут обеспечить удержание составов расплавов в определенном сечении систем, но не могут вызвать изменение топологии диаграмм состояния, как это предполагали Осборн и его последователи.

Большой вклад в изучение и систематику вулканических серий внес Х.Куно [1964]. В отличие от Осборна, он считал, что в природе в результате частичного плавления мантийных перидотитов на разных глубинах могут генерироваться три главных типа исходных базальтовых магм: толеитовый, высокоглиноземистый и щелочной оливиновый (без нефелина). В зависимости от условий кристаллизации из этих исходных магм могут образоваться четыре главных типа вулканических серии пород:

а) толеитовая или пижонитовая серия с высокой и умеренной концентрацией железа (Карру, Палисайд, Диллсберг);

б) серия высокоглиноземистых базальтов с высокой и умеренной концентрацией
железа (Скергаард, базальты Уорнер, Хузи, Сидара);

в) серия щелочных базальтов с умеренной концентрацией железа (Гавайи, Сидара);

г) известково-щелочная (или гиперстеновая) серия, в которой концентрация железа не проявлена (Каскадные горы, Сано).

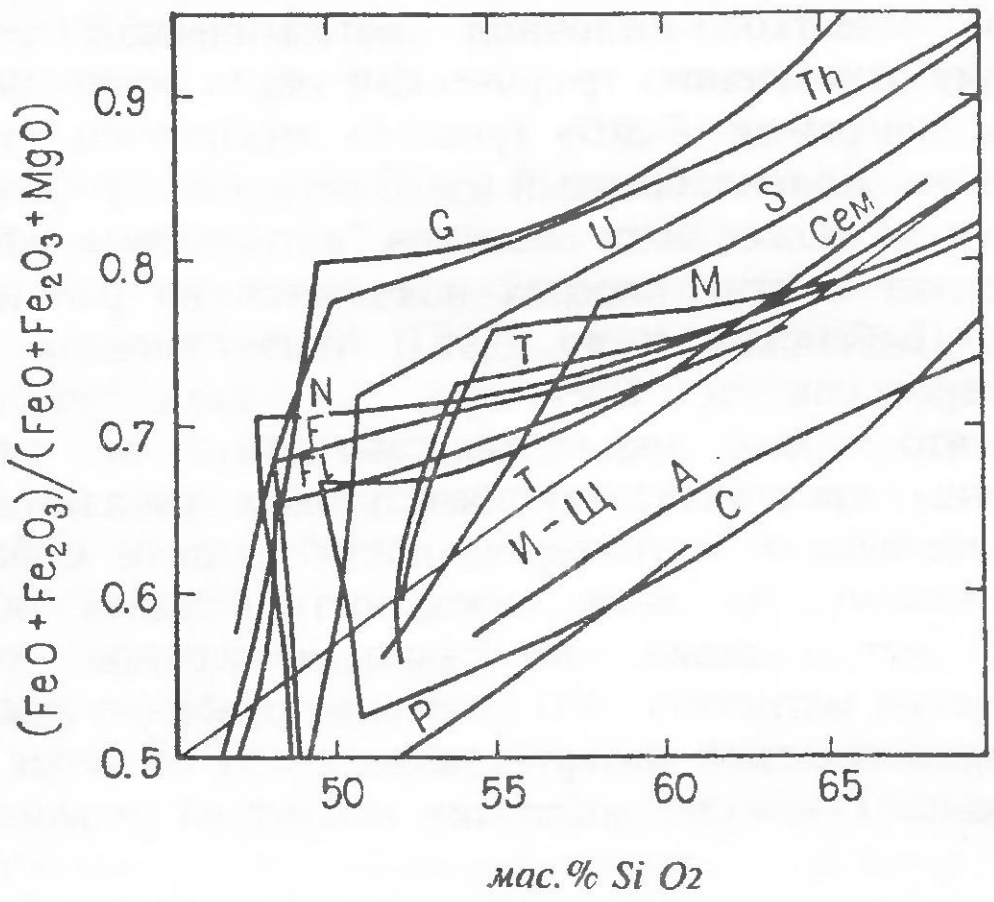


Рис.2.1. Тренды серий вулканических пород на диаграмме Осборна $(FeO+Fe_2O_3)/(FeO+Fe_2O_3+MgO)$-$SiO_2$:

Тренды G - Галапагосские острова; Th - вулкан Тингмули, Исландия; U - остров Северный Имнак, Алеутские острова; S - вулкан Санторини, Греция; M - вулкан Масю, Хоккайдо, Япония; T - полуостров Таласел, Папуа - Новая Гвинея; N - Никарагуа; F - Виту-Леву, острова Фиджи; Fl - группа Флорес, Индонезия; A - южная часть Эдженской дуги; C - Каскадные горы, запад США; P - вулкан Парикутин, Мексика - по [Осборн, 1983]; тренд «Сем» - вулкан Малый Семячик, Камчатка - по [Бабанский и др., 1983]. Линия «Т/И-Щ» - граница толеитовых и известково-щелочных серий по [Miyashiro, 1974]

Как показано Л.С.Бородиным [1987], систематика и номенклатура Куно не соответствует современным классификационным требованиям. Выделенные Куно ассоциации пород на уровне таксона "серия" неразличимы по критерию щелочности, однако они уверенно диагностируются по другим индикаторам на уровне таксонов более низкого иерархического уровня - "подсерий" или "уклонов".

Необходимость поиска однозначных петрохимических критериев для выделения подсерий среди нещелочных серий, как и выявление причин, приводящих к появлению сериальных различий, были осознаны достаточно давно, но в 60-е годы как бы под влиянием выдающихся работ Йодера и Осборна исследователи

большей частью самоограничивались в анализе генетических факторов водным и окислительным режимом. Вот что пишет по этому поводу сам Куно [1964, с.118]: *"...Автор полагает, что более низкое содержание железа в пижонитовых сериях по сравнению со Скергаардской интрузией связано с более высокой степенью окисления в первых, что вызывает раннее выделение магнетита. Кеннеди считает, что этим же процессом объясняются различия в порядке кристаллизации Скергаардской интрузии и в обычной серии базальт-андезит-дацит-риолит. Он установил, что более высокая степень окисления железа обусловлена соответствующим повышением содержания воды в магме. Концентрация воды в апикальной части магматических тел, имеющих значительную протяженность по вертикали, по-видимому, приводит к ранней кристаллизации магнетита. В то же время быстрое удаление воды из магмы в пластовых интрузиях, лавовых потоках и воронкообразных интрузиях препятствует раннему выделению магнетита в случае первоначальной низкой степени окисления. Вероятно, это является причиной приуроченности высоких концентраций железа к пластовым интрузиям и т.д.".*

Широко известны петрологам работы Х.Йодера и К.Тилли [Йодер, Тилли, 1965; Йодер, 1979] по экспериментальному исследованию и обобщению проблемы генерации базальтовых магм и их эволюции в процессе кристаллизации. С авторской точки зрения, особого внимания заслуживает предложенная ими систематика базальтоидных пород и магм, основанная на нормативном минальном составе. В зависимости от присутствия типоморфного минала все многообразие базальтов делится на пять групп:

1) толеиты пересыщенные: нормативные *Кв* и *Опр*;

2) толеиты насыщенные (гиперстеновые базальты): нормативный *Опр*;

3) оливиновые толеиты недосыщенные: нормативный *Ол* и *Опр*;

4) оливиновые базальты: нормативный *Ол*;

5) щелочные базальты: нормативный *Ол* и *Нф*.

В отличие от систематики Куно в работе Йодера и Тилли [1965] "высокоглиноземистые базальты" не выделены в качестве самостоятельного таксона, при этом подчеркнуто, что по минальному составу высокоглиноземистые базальты занимают промежуточное положение между толеитами и щелочными базальтами.

Не меньшие заслуги в изучении проблем систематики и генезиса магматических серий принадлежат Т.Х.Грину и А.Э.Рингвуду [1968а,б; 1970]. Они экспериментально показали, что состав первичных базальтовых магм зависит от глубины и степени плавления пиролитовой мантии, а дальнейшая эволюция этих первичных расплавов происходит в промежуточных очагах, и в зависимости от давления в последних (или глубины их существования) получаются вторичные магмы различного состава. Суть их идей содержится в

следующей цитате: *"Хотя причиной возникновения трех достаточно отличных одна от другой серий базальтовых магм (оливиновых толеитов, щелочных оливиновых базальтов и высокоглиноземистых базальтов) являются процессы частичного плавления и кристаллизационной отсадки на глубинах 30 км или более, на изменение составов магм мантии может оказывать влияние дифференциации при небольшом давлении. При такой дифференциации еще больше увеличиваются различия в составах жидкостей, образующихся из первичных магм состава щелочного оливинового базальта и оливинового толеита, в то время как дифференциация слабо- и высокоглиноземистых оливиновых толеитов при низком давлении обуславливает возникновение производных жидкостей кварц-толеитового типа"* [Грин, Рингвуд, 1968б, с.133].

Касаясь вопросов происхождения пород известково-щелочного ряда, Грин и Рингвуд еще раз обратили внимание на то, что серии базальт-андезит-дацит-риолит отличаются от толеитовых по количественному соотношению пород: в "толеитовых" сериях преобладают базальты, а в "известково-щелочных" - андезиты и достаточно много риолитов: *"...Теории, основанные на фракционной кристаллизации базальтовой магмы в соответствии с классической моделью Боуэна или предложенной позже моделью Осборна, рассматривающей дифференциацию базальтовой магмы в условиях высокого давления кислорода или паров воды, не могут объяснить фактических соотношений объемов пород различного состава... Аналогичным образом противоречие этих схем природным соотношениям можно видеть в том, что конечные продукты прямой фракционной кристаллизации базальтовой магмы представлены железистыми гранофирами, а не андезитами, дацитами или риолитами. Концепция Осборна, предлагающая обогащение кремнеземом в результате удаления железа в процессе ранней кристаллизации магнетита и железно-магнезиальных минералов (т.е. предотвращение кристаллизации плагиоклаза), также не решает проблемы объема и не отвечает химическим и петрографическим особенностям пород известково-щелочного ряда. В частности, известково-щелочные породы не всегда отличаются сильной окисленностью, и в них часто отсутствуют кристаллы магнетита ранних стадий кристаллизации. Наоборот, имеются многочисленные доказательства ранней кристаллизации плагиоклаза, что не должно было бы иметь место в соответствии с гипотезой Осборна..."* [Грин, Рингвуд, 1968а; с. 129].

Грин и Рингвуд обосновали двустадийную модель образования известково-щелочной серии: первая стадия - появление кварцевых базальтов, которые на глубине больше 20 км превращаются в кварцевые эклогиты; вторая стадия - из кварцевого эклогита выплавляются андезитовые и более кислые расплавы известково-щелочного ряда.

Оригинальную методику идентификации сериального типа базальтовых пород предложил Ж.А.Федотов [1978]. По результатам экспериментов с 4-компонентными “базальтовыми” системами он построил обобщенную диаграмму, отражающую в упрощенном виде котектическую поверхность кристаллизации "темноцветный минерал - плагиоклаз" и относительно этой поверхности определял котектические и надкотектические составы базальтов. По его данным, к котектике стремятся только обогащенные темноцветными минералами надкотектические составы, тогда как пересыщенные плагиоклазом на нее не попадают. Первые Ж.А.Федотов называет толеитовыми, а вторые - известково-щелочными. Процедура идентификации сериального типа "по Федотову" проста и удобна, однако применение ее должно быть ограничено только теми ассоциациями, которые адекватно описываются простейшими 4-компонентными системами.

Построения Ж.А.Федотова основаны на посылке, что любая минеральная ассоциация типа "темноцветный минерал + плагиоклаз" кристаллизуется по котектической схеме и, следовательно, должна быть строгая качественная и количественная зависимость между химизмом и минеральным составом пород в эпигенетических рядах кристаллизатов. Анализ поликомпонентных мультисистем показал, что такая зависимость будет соблюдаться только в простых системах типа: *Ди-Гед-Аб-Ан*, *Эн-Фс-Аб-Ан* и *Фо-Фа-Аб-Ан*, но в более полной бескалиевой системе *Аб-Ан-Фо-Фа-Ди-Гед-Кв* рассматриваемая посылка некорректна. Корреляция между составом и количеством минералов (или миналов в расплаве) будет проявляться только в таких расплавах, из которых выделяются четырехминеральные парагенезы *Ол+Опр+Мпр+Пл* в тот момент, когда в ходе изобарической кристаллизации расплав попадает на межфазную граничную поверхность, часть которой является котектической, а другая - перитектической (в зависимости *FeO/MgO* отношения). Когда же состав расплава будет находиться в других топологических элементах диаграммы состояния (в 3-мерном или 4-мерном объеме), то такая корреляция отсутствует. При фракционной кристаллизации оливиннормативный расплав может пройти через все топологические элементы, выделяя соответствующие фазовые ассоциации и заканчивая кристаллизацию на любом из них, что зависит от степени фракционирования. Причем, как следует из состава магматических серий (см. ниже), их сериальные особенности не зависят от того, заканчивают ли они кристаллизацию на оливиннормативной 2-мерной поверхности *(Ол+Опр+Мпр+Пл+Ж)*, либо растянуты до кварцнормативной *(Опр+Мпр+Пл+Кв+Ж)*.

Многолетний опыт разработки проблемы ведущими учеными США, Англии, Канады и Японии обобщен в сводке "Эволюция изверженных пород" [1983], подготовленной и изданной к 50-летию выхода в свет работы Боуэна аналогичного названия. Почти половина

объема книги посвящена непосредственно проблеме, которая рассматривается в настоящей работе. Мы будем обращаться к отдельным главам при дальнейшем изложении материала, ограничившись в данной главе изложением лишь общего впечатления от материалов этой монументальной сводки. Представляется, что к 1979 г. (выход в свет английского издания сводки) решение проблемы трендов дифференциации магм и образование базальтоидных серий мало продвинулось вперед по сравнению с 1959 г. - годом выхода работы Осборна, посвященной влиянию кислорода на тренды кристаллизации базальтовых магм [Osborn, 1959]. Следует только обратить внимание на мысль, высказанную Кусиро [1983, с.183-184] в главе 6 "Фракционная кристаллизация базальтовой магмы" о том, что с добавлением в "гаплобазальтовую" систему $KAlSi_3O_8$, $NaAlSi_3O_8$ и H_2O происходит расширение поля кристаллизации темноцветных минералов, вследствие чего тренд фракционной кристаллизации смещается в сторону обогащения кремнеземом. К сожалению, эта ключевая мысль осталась на уровне догадки и не получила должного развития из-за отсутствия соответствующих диаграмм состояния. На этом вопросе мы остановимся более подробно при описании систем с альбитом.

В конце 70-х и в 80-е годы лидерство в анализе проблем генезиса, эволюции и систематики магматических серий постепенно переходит к российской геологической школе. В 1983 и 1985 гг. опубликованы результаты двух экспериментальных работ, сходных по тематике, методике проведения экспериментов и результатам [Бабанский и др., 1983; Лапин и др., 1985], что позволяет рассматривать их совместно. Вслед за Осборном, авторы считают, что P_{O_2} изменяет поля кристаллизации фаз на диаграмме состояния, но их выводы из результатов сравнения экспериментальных и фактических данных выходят далеко за рамки осборновской концепции: *"Возвращаясь к экспериментально установленным фактам появления ортопироксена в ходе эволюции щелочноземельных магм и отсутствия этого минерала в магматических сериях океанических толеитов, следует подчеркнуть, что более высокие содержания гиперстена в нормативном составе щелочноземельных расплавов в значительной мере определяют возможность их дифференциации в область кислых составов. Это хорошо видно на примере квазибинарного разреза форстерит -диопсид и бинарной системы форстерит-кремнезем. В первом случае диаграмма плавности приближенно отвечает бинарной эвтектике, и вплоть до самых поздних стадий кристаллизации мы имеем оливиннормативные составы. Во втором случае вследствие инконгруэнтного плавления энстатита при низких давлениях область конечной кристаллизации отвечает кварц-нормативным составам..."* [Бабанский и др., 1983, с.70]. Как представляется, приведенная цитата свидетельствует о том, что авторы ближе всех подошли к решению проблемы различия трендов дифференциации "известково-щелочных"

и "толеитовых" магм, однако применение только частных "обобщенных" систем не позволило им до конца прояснить физико-химическую суть этих различий. Вслед за своими именитыми предшественниками они повторили неявную логическую ошибку в интерпретации наблюдений при различных кислородных буферах.

Топология диаграмм состояния гаплобазальтовых систем без магнетита и с магнетитом будет различна. Совершенно очевидно, что P_{O_2} порядка 10^{-11} атм не сможет значительно изменить топологию диаграммы состояния любой системы. Поэтому можно предположить, что при интерпретации экспериментальных данных вкралась методическая ошибка. Суть ее заключается в том, что при увеличении P_{O_2} в системе появляется магнетит (или увеличивается его содержание), которого при меньших значениях P_{O_2} не было (или было мало), и при этом изменяется порядок кристаллизации минералов. Отсюда делается вывод: P_{O_2} изменяет топологию диаграммы состояния. На самом же деле изменяется тип системы - из *n*-компонентной она превращается в *(n+1)*-компонентную. В первом случае в составе системы не было Fe_2O_3 как самостоятельного компонента и, соответственно, на диаграмме состояния отсутствовало поле (или объем) кристаллизации магнетита. При увеличении P_{O_2} в составе системы появляется добавочный компонент Fe_2O_3 и, естественно, на диаграмме состояния возникает поле (или объем) кристаллизации магнетита *Mm*. При дальнейшем изменении P_{O_2} топология диаграммы состояния не меняется, а меняется соотношение компонентов: увеличивается содержание *Mm* (или Fe_2O_3), меняется положение фигуративной точки расплава на диаграмме состояния и, естественно, может измениться и порядок кристаллизации фаз.

В 1984 г. вышла работа Е.В.Шаркова, посвященная, главным образом, проблеме генерации исходных магм толеитовой, субщелочной и щелочной серий. В принятой Е.В.Шарковым классификационной схеме под субщелочной серией понимается ассоциация "пикритобазальт-трахит-комендит", а под щелочной - "пикритобазальт-фонолит-карбонатит". Отмечено, что пикритобазальты различных серий отличаются по щелочности, однако априорно принято, что все они образовались из одной первичной магмы - толеитового пикрита, испытавшего разнообразные процессы дифференциации при высоких давлениях. Не касаясь здесь петрогенетических моделей Е.В.Шаркова (их критическому анализу посвящена отдельная работа автора [Дубровский, 1992]), обратим внимание на тот факт, что в предложенной им систематике серий термины "субщелочные" и "щелочные" породы дают неоднозначное представление о реальном соотношении в породах щелочей,

кремнезема и глинозема или о наличии в них шелочных минералов. Так, в "субщелочной" серии все породы насыщены SiO_2, а конечный ее член - комендиты - являются "щелочными" породами только в отношении избытка щелочей над глиноземом. В то же время конечный член "щелочной" серии - фонолиты - по соотношению Al_2O_3 со щелочами могут быть как нормальными, так и "щелочными", а их индикаторным отличием от конечных продуктов субщелочной серии служит недосыщенность SiO_2, отражающаяся в присутствии нефелина.

В период 1983-88 гг. вышли в свет 6 томов фундаментальной сводки "Магматические горные породы" (МГП) под редакцией академика О.А.Богатикова. Большая ценность этих монографий, объединенных одной идеей, заключается, прежде всего, в том, что в них обобщен огромный фактический материал по всему многообразию магматических горных пород по состоянию на 1985 г. Том "Основные породы" [Магматические..., 1985] посвящен породам, проблема образования которых рассматривается в настоящей работе. Характеристика ассоциаций базитовых горных пород дается с привязкой к геодинамическим обстановкам, а в обобщающем разделе сводки приводятся сопоставления базитового магматизма различных геодинамических обстановок. В отдельную главу выделены основные породы Луны.

С сожалением приходится констатировать, что и в этом капитальном труде проблема систематики или петрохимической типизации магматических серий не получила удовлетворительного разрешения, и использованные в сводке классификационные схемы унаследовали большую часть недостатков и противоречий своих предшественников. Так, если мы обратимся к определению понятия "серии" в различных монографиях МГП, то увидим, что даже у авторского коллектива нет единого мнения по этому вопросу. Термин "магматическая серия" в понимании авторов тома МГП "Щелочные породы" [Магматические..., 1984, с.8]: *"...Это закономерно сменяющийся во времени и по составу природный набор пород, характеризующихся специфическими особенностями химизма и минерального состава, геолого-тектоническими и физико-химическими условиями происхождения и являющихся продуктами эволюции единого исходного магматического расплава..."*.

В томе МГП "Основные породы" [Магматические..., 1985, с.5] о термине "магматическая серия" говорится следующее: *"... Нами под магматической серией понимается генерализованная совокупность магматических ассоциаций, породы которых связаны промежуточными разновидностями в последовательные петрографические ряды или ряды дифференциации (например, от основных к кислым в сериях нормальной щелочности), подчиняющиеся единым для серии физико-химическим закономерностям... Среди всего многообразия континентальных и океанических изверженных пород, вслед за Уэйджером, Куно, Ноколдс,*

Мияширо и Джоплин, было выделено пять главных базитсодержащих магматических серий: толеитовая (нормальной щелочности), субщелочная (K-Na), шошонитовая (K - субщелочная), известково-щелочная и щелочная (Na, K-Na и K)...". К сожалению, при дальнейшем изложении не приводится строгих количественных критериев различия выделенных серий.

В томе МГП "Эволюция магматизма в истории Земли" [1987] вопрос о магматических сериях разбирается более подробно с историческим экскурсом. В результате авторы этого тома пришли к следующему заключению: *"Учитывая неоднозначность известных классификаций и критериев разделения серий у разных исследователей, несогласованность их с основной классификацией магматических пород [Классификация ..., 1981], многообразие определения понятия "магматическая серия", классификацию магматических серий для данной книги пришлось разрабатывать заново..." [Магматические...,1987,*с.10]. Подробный критический анализ этой классификации приведен в главе 5 наст. монографии. Частные сопоставления точек зрения авторов указанных томов МГП и автора настоящей работы на тот или иной вопрос будут встречаться при дальнейшем изложении материала.

В 1987 г. появилась монографическая работа Л.С.Бородина "Петрохимия магматических серий", посвященная главным образом вулканическим ассоциациям, и Г.Б.Ферштатера "Петрология главных интрузивных ассоциаций", в которой основное внимание уделено плутоническим породам. Из-за разного подхода к проблеме (петрохимического - у Л.С.Бородина и петрологического - у Г.Б.Ферштатера), эти работы нельзя рассматривать как взаимодополняющие в аспекте общей систематики магматических серий. Более подробно этот вопрос будет разбираться в главе 5 наст. монографии при обсуждении выбора информативных критериев для систематики магматических серий.

В работе Г.Б.Ферштатера [1987] для типизации плутонических серий применен петрологический подход, близкий в методическом плане к тому, что развивается автором в настоящей работе и применен ранее при анализе гранитоидных серий [Дубровский, 1984]. Построения Г.Б.Ферштатера опираются на упрощенные модели кристаллизации 3-4-компонентных систем *Аб-Ан-Ор-Кв*, *Ан-Ди-Фо(Ол+Опр)* и *Аб-Ан-Fem*. Поэтому, естественно, ряд его выводов, в значительной мере интуитивно-прогнозного характера, не согласуется с более поздними результатами, полученными автором при анализе физико-химическими закономерностей кристаллизации поликомпонентных мультисистем.

Завершим обзор работой "Динамика внутрикамерной дифференциации базитовых магм" под редакцией А.А.Ярошевского [1988]. В разделе "Толеитовые серии и тренды дифференциации толеитовых магм" кратко рассмотрена история появления и трансформацию термина "толеит" и предпринята попытка объяснить

причины феннеровского (толеитового) тренда дифференциации: *"...Феннеровский тренд обогащения базальтоидов железом и титаном при уменьшении содержания MgO обусловлен фракционной кристаллизацией базальтовой магмы в условиях низких давлений, когда в кристаллизующейся ассоциации плагиоклаз преобладает над фемическими минералами. Происхождение боуэновского тренда дифференциации является еще предметом дискуссионным, причем выяснение механизма и условий его образования имеет непосредственное отношение не только к проблеме генезиса толеитовых андезит-базальтовых серий, но также, возможно, и к проблеме образования значительных объемов орогенных андезитов..."* [Динамика..., 1988,с.152]. В трактовке влияния окислительно-восстановительных условий на эволюцию остаточных расплавов авторы книги придерживаются идей Осборна.

Таким образом, заканчивая критический обзор предыдущих работ, посвященных генетической и петрохимической типизации магматических серий, можно констатировать, что, несмотря на многолетние усилия и наличие огромного фактического геологического материала и экспериментальных данных, решение проблемы находится почти на том же уровне, что и в конце первого этапа. Автор убежден, что существенный прогресс может быть достигнут лишь тогда, когда к типизации магматических серий с "базальтоидными" начальными членами будут в полной мере приложены результаты анализа возможных путей кристаллизации и фракционирования базитовых магм, основанные не на традиционных упрощенных "тетраэдрах", а на "полных" диаграммах состояния мультисистем типа *Аб-Ан-Фо-Фа-Ди-Гед-Мт-Кв-H_2O*. Они пока плохо поддаются экспериментальному анализу, однако современные теоретические построения дают достаточно надежный инструмент для конструирования классификационных схем нового поколения.

Глава 3

ЧАСТНЫЕ СИСТЕМЫ И ИЗОБАРИЧЕСКИЕ ИЗОПЛЕТЫ СИСТЕМЫ *Аб-Ан-Фо-Фа-Ди-Гед-Мт-Кв-H_2O*, МОДЕЛИРУЮЩИЕ ТРЕНДЫ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ ОЛИВИННОРМАТИВНЫХ БАЗИТОВЫХ И УЛЬТРАБАЗИТОВЫХ МАГМ

Для выяснения главных факторов физико-химического контроля трендов кристаллизации базальтоидных магм необходимо четко представлять, какие фазовые превращения происходят в двух смежных системах: кварцнормативной и оливиннормативной. Наиболее наглядно они отслеживаются на изобарических изоплетах диаграммы состояния системы *Аб-Ан-Фо-Фа-Ди-Гед-Мт-Кв-H_2O*, которая с достаточной полнотой отражает бескалиевые составы как базальтоидных, так и гранитоидных магм. Именно поэтому прежде чем приступить к анализу трендов, автор сконцентрировал внимание на создании нового набора физико-химических диаграмм общей 9-компонентной мультисистемы и ключевых частных подсистем, поскольку повторение пройденного предшественниками опыта систематики трендов на базе 3-4-компонентных модельных аналогов магм и пород вряд ли позволило бы добиться сколь-нибудь существенного прогресса.

Как отмечалось в предыдущей главе, Осборн одним из первых попытался применить частные фазовые диаграммы этой системы для познания физико-химической сущности трендов кристаллизации базальтовых магм. Для обоснования своих построений он использовал изобарические фазовые диаграммы следующих систем: 1) *MgO-FeO-Fe_2O_3-SiO_2* [Osborn, 1959]; 2) *Mg_2SiO_4-FeO-$CaSiO_3$-SiO_2* [Осборн, 1964, 1983]; 3) *Mg_2SiO_4-Fe_3O_4-$CaSiO_3$-SiO_2* [Осборн, 1964, 1983]; 4) *Mg_2SiO_4-Fe_3O_4-$CaAl_2Si_2O_8$-SiO_2* [Осборн, 1983]; 5) изоплеты по f_{O_2} системы *MgO-FeO-Fe_2O_3-SiO_2* [Osborn, 1959; Осборн, 1964] и системы *Mg_2SiO_4-FeO-Fe_2O_3-$CaAl_2Si_2O_8$-SiO_2* [Осборн, 1983]. По его мнению, избранные частные системы вполне адекватно отражают природные составы магм. Так, например, касаясь использования системы *Mg_2SiO_4-Fe_3O_4-$CaSiO_3$-SiO_2*, Осборн [1983, с.79-81] отмечал: *«Могут сказать, что эта система чересчур проста и слишком сильно отличается от состава природного базальта для того, чтобы служить основой определения путей фракционной кристаллизации базальтовой магмы. Например, отсутствуют такие минеральные фазы, как полевые шпаты. В действительности общие соотношения в системе вряд ли значительно изменятся при добавлении полевого шпата. В системе с анортитом поле магнетита срезает поля пироксена и оливина, причем существует эвтектическая точка E, в которой пироксен, магнетит и кремнезем сосуществуют с анортитом и расплавом»*.

Выводы Осборна из анализа избранных им фазовых диаграмм и изоплет можно считать вполне корректными только при условии, что все исходные расплавы имели одинаковый состав. В природе это условие не соблюдается и чаще встречаются базальтовые расплавы, в которых присутствуют первоначально и FeO, и Fe_2O_3, и их кристаллизация происходит совсем не по тем правилам, которые вывел Осборн.

Этот недостаток модели Осборна был отмечен многими современниками. Так, при анализе условий образования известково-щелочной серии пород Грин и Рингвуд указали, что «*... предположение Осборна о том, что ранняя кристаллизация магнетита и железомагнезиальных минералов ведет к обогащению кремнеземом за счет удаления железа (т.е. подавляет кристаллизацию плагиоклаза), не разрешает проблемы объемов и не согласуется с химическими и петрографическими особенностями пород щелочноземельной серии. Например, щелочноземельные породы обычно не обнаруживают сильного окисления и нет доказательств раннего образования кристаллов магнетита; вместо этого существует много данных в пользу ранней кристаллизации плагиоклаза, чего нельзя ожидать, исходя из гипотезы Осборна*» [Грин, Рингвуд, 1970, с.219-220].

Кусиро [1983], со ссылкой на Ирвина, обратил внимание на то, что при добавлении к системе Mg_2SiO_4-Fe_2SiO_4-$CaAl_2Si_2O_8$-SiO_2 $NaAlSi_3O_8$, либо $KAlSi_3O_8$ поле кристаллизации оливина сильно расширяется, а поле минералов кремнезема и полевых шпатов сокращается, вследствие чего тренд фракционной кристаллизации смещается в сторону обогащения кремнеземом. Таким образом, и Кусиро подводит к мысли о том, что используемые Осборном упрощенные системы не отражают всех особенностей кристаллизации природных базальтовых расплавов.

Попытки избавиться от упрощений были предприняты Осборном и его учениками неоднократно. Добавление к системе MgO-FeO-Fe_2O_3-SiO_2 анортита [Roeder, Osborn, 1966], а затем альбита [Eggler, Osborn, 1969; Eggler, 1974] значительно усложнило эту систему, но зато приблизило ее к реальному составу базальтовых магм. С использованием этих «новых» систем авторы показали, что при постоянном (и достаточно высоком!) значении P_{O_2} происходит обогащение SiO_2 остаточных жидкостей, подтвердив тем самым один из главных постулатов концепции Осборна.

Тем не менее и после этого «универсальность» его модели вызывала сомнения у петрологов, включившихся в дискуссию по проблеме в 80-е годы. Показательно в этом аспекте заключение А.Д.Бабанского и др. [1983, с.12], к которому они пришли после обзора экспериментальных данных, касающихся рассматриваемой проблемы: «*Известная ограниченность применимости выводов Осборна и других к процессам формирования и эволюции природных щелочноземельных серий вызвана следующими причинами. Во-первых,*

изученная авторами система включает не все компоненты, важные для петрогенезиса щелочноземельных пород. Кроме этого, недостаточное количество CaO в системе препятствует кристаллизации моноклинного пироксена, одного из главных породообразующих минералов щелочноземельных серий. Во-вторых, эксперименты при повышенных давлениях проводились в условиях столь высокой летучести кислорода (порядка $10^{-0.7}$ атм), которая, по-видимому, крайне редко реализуется в процессах природного андезитообразования».

Автором с конца 90-х годов осуществляется последовательная разработка диаграмм состояния 8-9-компонентных систем, моделирующих базитовые и гранитоидные магмы. Первые результаты по оливиннормативным ассоциациям в сокращенном виде были опубликованы в монографии [Дубровский, 1993], где охарактеризованы P_{H_2O}-T проекции и изоплетические сечения системы *Аб-Ан-Фо-Фа-Ди-Гед-Кв-*H_2O, но из-за ограниченности объема не произведено сопоставление теоретических трендов кристаллизации различных исходных расплавов с природными магматическими сериями. Этот пробел автор намерен полностью восполнить в данной монографии.

Кроме того, ранее был опущен анализ подсистем с участием магнетита, которому в концепции Осборна и в генетических моделях его последователей отводится ключевая роль в кристаллизационной дифференциации. Добавление этого «ключевого» компонента к рассматриваемой системе при стандартном подходе к моделированию потребовало бы построения 39 трехкомпонентных, 79 четырехкомпонентных, 87 пятикомпонентных, 51 шестикомпонентных, 14 семикомпонентных и 3 восьмикомпонентных частных систем с *Mm*. Автору удалось упростить задачу, воспользовавшись тем обстоятельством, что *Mm* как компонент в базальтовой упрощенной системе (без калия и титана) образует фазу такого же состава и находится в эвтектических соотношениях со всеми остальными компонентами системы (это заключение вытекает из экспериментальных и теоретических построений Муана и Осборна [Муан, 1983; Осборн, 1983; Osborn, 1959; Muan, Osborn, 1956] и анализа петрографических описаний парагенезов с *Mm*). Для упрощения диаграмм можно не учитывать образование твердых растворов *Mm* с другими шпинелидами, что практически не повлияет на выводы. Поэтому фазовые диаграммы как всех частных систем, так и общей системы, с добавлением к ним *Mm* принципиально не изменятся. Следовательно, в случае необходимости, выбрав ту или иную частную систему и добавив ко всем фазовым превращениям *Mm* как котектическую фазу, получим диаграмму состояния соответствующей системы с *Mm*. В данной работе предусматривается рассмотреть тот минимум систем с *Mm* и без него, который отражает наиболее важные фазовые равновесия для понимания поставленных вопросов. При этом будут анализироваться системы и изоплеты, не

превышающие четырех «компонентов» в изобарических условиях, поскольку фазовые диаграммы (*T-X*-проекции диаграммы состояния) систем большей компонентности не изобразить в трехмерном пространстве, а P_{H_2O}-*T* проекции не отражают концентрационных изменений ни компонентов, ни фаз, что принципиально важно при изучении трендов кристаллизации.

Перед описанием систем следует оговорить условия моделирования по степени окисления железа. В настоящее время нет единодушного мнения о степени окисления железа в природных магмах. Из обзора [Йодер и Тилли, 1965] следует, что в общем случае железо глубинных пород менее окислено, чем вулканических. Последние характеризуются также большим разбросом значений величины степени окисления железа, поскольку условия и время излияния магм в истории Земли, несомненно, оказывало на нее влияние: подводные - поверхностные, древние - молодые (разное содержание кислорода и углекислоты в атмосфере). Тем не менее даже среди вулканитов очень редко встречаются породы с нормативным гематитом (*Гем),* в которых степень окисления такова, что их следует относить к принципиально другой системе - без силикатов железа. Исходя из этого в монографии рассмотрена лишь одна экзотическая система *Фо-Мт-Гем-*SiO_2, а основное внимание уделено построению и анализу моделей систем с обычными силикатами железа: *Фа, Фс и Гед.*

Проблема учета степени окисления осложняется дополнительно тем непреложным фактом, что окислительно-восстановительные процессы имеют различную интенсивность и, соответственно, влияние на фракционирование на начальных, средних и конечных стадиях кристаллизации расплава. Йодер и Тилли [1965, с.117] подчеркивали : *«...начальное состояние окисленности исходной магмы может в значительной мере контролировать вид основных минералов и, следовательно, направление последующей дифференциации, будь то направление, установленное Феннером или Боуэном»*. Помимо этого, существует принципиальное различие в условиях кристаллизации плутонических и вулканических серий. Степень окисления железа не впрямую зависит от величины P_{O_2} , поскольку способность кислорода окислять железо зависит от присутствия или отсутствия в системе водорода: если водород удаляется из камеры, то кислород легче окисляет железо, а присутствие водорода препятствует окислению железа, хотя система в целом и будет испытывать воздействие более высокого значения P_{O_2}.

Рост степени окисления железа сдерживает увеличение железистости нормативных фемических миналов в расплаве при фракционировании выделяющихся темноцветных минералов и может уравновешивать и даже уменьшать этот параметр, особенно на конечных стадиях кристаллизации. Эта важная особенность обычно упускается из виду петрологами (см., например, [Осборн, 1989]), тогда

как во многих случаях именно железистость фемических минералов определяет положение фигуративной точки на фазовой диаграмме и, соответственно, направление тренда кристаллизации.

Рассмотрим варианты условий кристаллизации магм, которые чаще всего реализуются в природе. Так, вулканические серии не могут образоваться без фракционирования, поскольку считается, что это должны быть серии остаточных расплавов, после отделения кристаллических фаз. Усложнение составов таких серий происходит из-за флотирования (всплывания) кристаллов плагиоклаза. Плутонические базитовые породы также, как правило, дифференцированы. Поэтому варианты кристаллизации без фракционирования можно исключить из рассмотрения как не представляющие интереса для проблемы типизации магматических серий.

Достаточно разобрать два главных варианта: 1) равновесная кристаллизация с фракционированием в закрытых условиях; 2) равновесная кристаллизация с фракционированием при условии открытости системы относительно флюида; открытость системы относительно флюида - это создание таких условий, когда происходит насыщение расплава летучими, и они начинают выделяться из него, образуя самостоятельную фазу, которая начинает действовать как внешняя среда, воздействуя на расплав.

Первый вариант реализуется на определенных этапах кристаллизации, когда в камере отсутствует свободная флюидная фаза. Он соответствует условиям осборновской модели фракционной кристаллизации при постоянном общем составе.

Второй вариант условий более сложный и требует уточнений. При этом варианте взаимодействуют два разнонаправленных фактора: а) рост железистости нормативных фемических миналов в процессе кристаллизации темноцветных минералов, который зависит также от степени фракционирования, при этом содержание железа может расти, оставаться на одном уровне, либо уменьшаться; б) окисление железа в расплаве кислородом флюида при диссипации водорода. В результате взаимодействия этих факторов железистость фемических нормативных миналов расплава может расти с неодинаковой скоростью в разных случаях, оставаться на одном уровне, либо уменьшаться. Указанные изменения могут происходить при раскристаллизации одного расплава на разных стадиях процесса.

Отмеченные особенности и априорные ограничения учитывались при анализе возможных путей кристаллизации и фракционирования в охарактеризованных ниже частных системах. Отметим также, что все фазовые превращения анализировались при низких значениях P_{H_2O}, до появления на ликвидусе амфибола; составы твердых растворов на диаграммах выражены в массовых процентах; при построении диаграмм не учитывались возможные ликвационные процессы.

3.1. Система Фо-Фа-SiO_2

Описание модельных систем и анализ фазовых превращений в них начнем с системы *Фо-Фа-Кв*, являющейся ключевой частью системы *MgO-FeO-SiO_2*. Основные фазовые превращения в этих системах впервые были детально охарактеризованы в работе Шерера и Боуэна [Bowen and Scheirer, 1935], а затем дополнены в 60-е годы в работах [Заварицкий, Соболев, 1961; Николаев, Доливо-Добровольский, 1961; Смит, 1968]. Тем не менее ряд важнейших особенностей остался вне поля зрения петрологов, и именно на них будет сфокусировано внимание в данном разделе.

На рис.3.1 приведены проекции и разрезы диаграммы состояния системы при 1 атм. Проекции ликвидусных фазовых взаимоотношений на концентрационный треугольник построены Шерером и Боуэном по экспериментальным данным. *T-f*-проекция и изоплетические сечения построены автором с соблюдением правил геометрического физико-химического анализа диаграмм состояния. В этой системе имеются варианты перехода (смены) одного типа фазового превращения в другое с участием жидких и твердых растворов, детально разобранных автором ранее при анализе системы *Аб-Ан-Ор* [Дубровский, 1978; 1984; 1987а]. Видимо, уместно будет напомнить, что при таких переходах обязательно появляются сингулярные (вырожденные) равновесия, когда солвусная поверхность (или солвусная линия) пересекается с ликвидусной поверхностью (или ликвидусной линией), и состав расплава совпадает с составом твердой фазы (или фаз). Система в таком случае ведет себя как азеотропная или однокомпонентная, при этом допускается присутствие индифферентных фаз. К сожалению, в теории физической химии нет строгого правила определения сингулярной точки на пограничной линии при переходе ее из одной подсистемы в другую (или резкого изменения направления в одной системе). Вот что сказано по этому поводу в работе [Аносов и др., 1976, с.226]: *"Подчеркнем еще раз, что конгруэнтность и инконгруэнтность данной нонвариантной точки зависит от того, попадет ли она в треугольник, образованный фигуративными точками фаз, находящихся в равновесии с изображаемой ею жидкостью. Что же касается конгруэнтности или инконгруэнтности процесса, происходящего вдоль данной пограничной кривой, то они зависят не только от расположения фигуративных точек твердых фаз, находящихся в равновесии с жидкостью, состояние которой изображается точками кривой, но и от формы последней".*

Для упрощения мы предлагаем определять такой переход в точке пересечения (в проекции) пограничной линии и конноды, разделяющей подсистемы, что вполне допустимо для наших целей. Для строгого определения точки смены типа фазового превращения на пограничной линии требуются специальные теоретические исследования и более полное изложение доказательств.

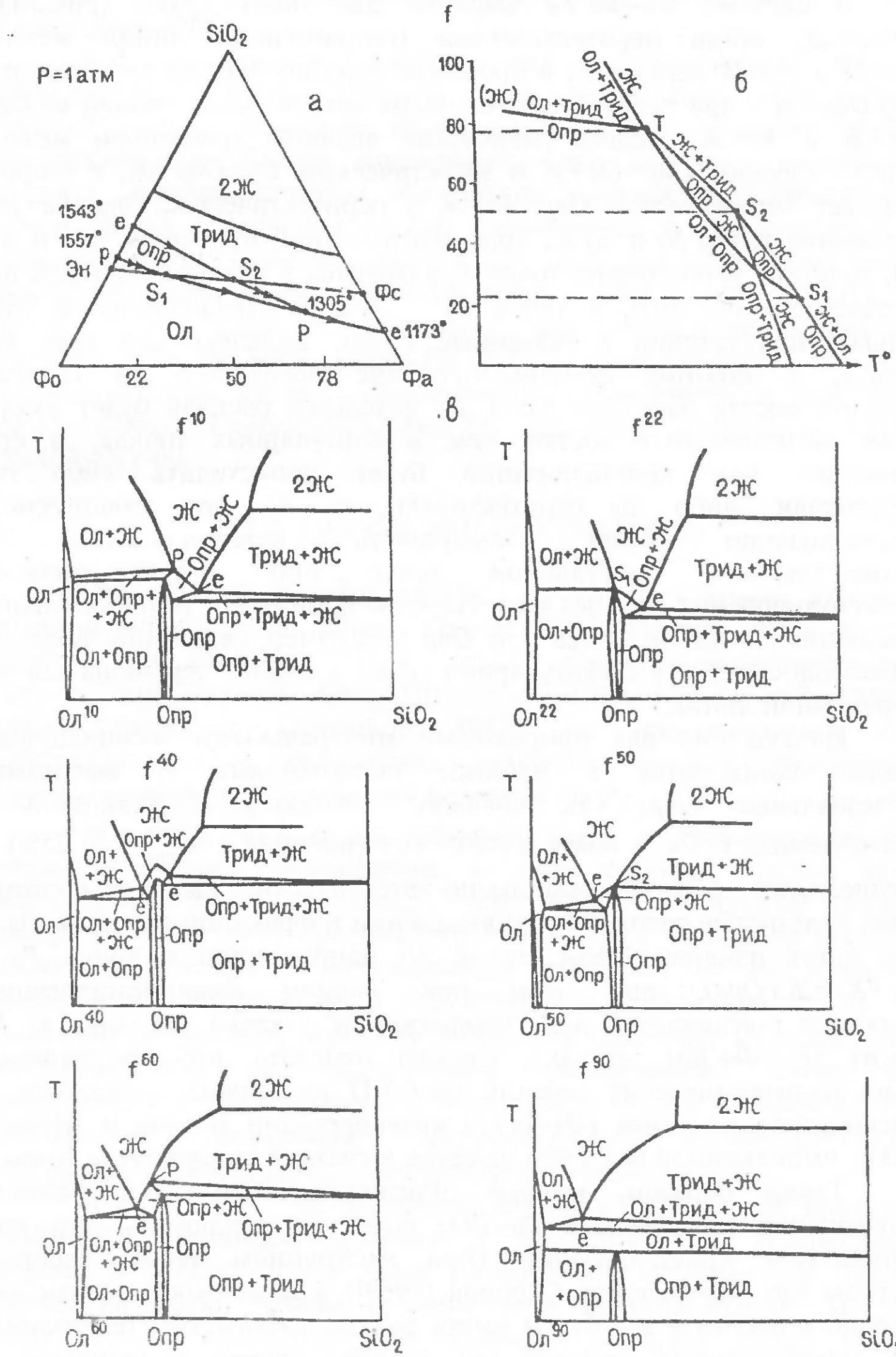


Рис.3.1. Фазовые диаграммы системы Фо-Фа-SiO_2:
а - изобарическое сечение при P=1 атм по [Bowen and Schairer, 1935]; б - проекция T-$f_{ол}$; в - изоплетические сечения к проекции T-$f_{ол}$

В системе *Фо-Фа-Кв* имеются две таких точки (рис.3.1): *S_1-Опр=Ж*, когда перитектическая (пограничная) линия между *Опр+Ж* и *Ол+Ж* пересекает в проекции конноду состава пироксенов, и *S_2-Опр=Ж* - при пересечении кониоды пограничной линией между *Опр+Ж* и *Кв+Ж*. Первое равновесие является граничным между перитектическим *Опр=Ол+Ж* и эвтектическим *Ол+Опр=Ж*, а второе разделяет эвтектическое *Опр+Кв=Ж* и перитектическое *Опр=Кв+Ж*. Положение точек S_1 и S_2 на концентрационной проекции, как и на *Т-Х*, точно не установлено; точка S_1 находится в интервале 20-22% по железистости системы, а точка S_2 - 50-60%. Предполагается, что расплав, попадающий в указанные точки, выделяет *Опр* того же состава, и поэтому фракционирование последнего не сможет изменить состав расплава. Если же исходный расплав будет иметь более магнезиальный состав, чем в сингулярных точках, и его изменение при кристаллизации будет происходить либо по эвтектикали, либо по перитектикали, то он при равновесной кристаллизации будет заканчивать кристаллизацию в соответствующей сингулярной точке при любой степени фракционирования твердых фаз. Но если произойдет незначительное изменение состава расплава или *Опр* (например, окисление железа), то расплав сместится с сингулярной точки и начнет перемещаться по пограничной линии.

Наблюдения над природными минеральными ассоциациями хорошо согласуются с нашими построениями и выводами: магнезиальные *Опр*, как правило, находятся в реакционных соотношениях с *Ол*, а более железистые (начиная с $f^{расп}_{норм}$=*20-25%*) - сосуществуют обычно равновесно-эвтектически, именно поэтому более железистые расплавы при выделении и фракционировании *Ол* и *Опр* могут изменять свой состав по направлению к точке P_3 - *(Ол+Кв=Ж+Опр)*, при этом при полном фракционировании создаются предпосылки для "продвижения" состава расплава за P_3 вплоть до *(Фа-Кв)* эвтетики. Следует отметить, что предлагаемая схема политермических сечений (рис.3.1) не вполне согласуется с классическим разрезом *(Эн-Фс)* в интерпретации Боуэна и Шерера [1935], выполненной без учета наличия в системе сингулярных точек.

Таким образом, краткое описание особенностей фазовых превращений системы *Фо-Фа-SiO_2* позволяет заключить, что при равновесной кристаллизации (при постоянном общем составе системы (по определению Осборна [1959]) в зависимости от состава исходного расплава мы будем иметь разные тренды кристаллизации: при магнезиальных составах (до *F=20%)* конечные расплавы, в зависимости от степени фракционирования, будут стремиться либо к точке S_1, либо к S_2, т.е. не произойдет их обогащения железом, в то время как котектические оливиннормативные составы большей

железистости будут фракционировать *Ол* и *Опр,* обогащаясь железом и обедняясь SiO_2.

Из изложенного следует, что интерпретация фазовых превращений с учетом наличия сингулярных точек даже в такой простой системе позволяет по-новому объяснить различия трендов кристаллизации. Важно подчеркнуть, что описаны особенности частной системы, которые обязательно должны транслироваться в объем систем с большим числом компонентов и проявляться в той или иной мере с участием других фаз, оказывая влияние на тренды дифференциации оливин-базальтовых расплавов. Чтобы оценить роль этого фактора далее мы проследим, как отмеченные особенности системы *Фо-Фа-*SiO_2 *(MgO-FeO-*SiO_2*)* транслируются в объем 4-компонентных систем, образованных добавлением к ней Fe_2O_3, Fe_3O_4 *(Мт),* $CaMgSi_2O_6$*-*$CaFeSi_2O_6$ *(Ди-Гед),* $CaAl_2Si_2O_8$ *(Ан)* и $NaAlSi_3O_8$ *(Аб).*

3.2. Система MgO-FeO-Fe_2O_3*-*SiO_2

Это одна из базовых систем, изученных в конце 50-х годов Муаном и Осборном [Muan, Osborn, 1956; Osborn, 1959], и затем вплоть до середины 80-х годов широко использовавшаяся петрологами [Presnall, 1966; Шинкарев, 1970; Муан, 1983; Осборн, 1983; Шинкарев, Иваников, 1983] для прослеживания путей кристаллизации и объяснения различий трендов фракционной кристаллизации при различных условиях по P_{O_2}.

В начале 90-х годов геометрический и термодинамический анализ фазовых превращений в этой системе привел автора настоящей работы к выводу, что вариант топологии фазовой диаграммы, системы, предложенный Муаном и Осборном [1956], не является единственно возможным и учитывает не все известные особенности образования и существования твердых растворов. Как показано на рис.3.2., варианты разбиения (деления) тетраэдра *MgO-FeO-*Fe_2O_3*-*SiO_2 на подтетраэдры (подсистемы) могут быть различными и зависят от учета образования в этой системе двойных химических соединений: *Мт(FeO·*Fe_2O_3*),* *Mg-Фер(MgO·*Fe_2O_3*),* *Фо(*Mg_2SiO_4*),* *Фа(*Fe_2SiO_4*),* *Эн(*$MgSiO_3$*)* и *Фс(*$FeSiO_3$*).*

К сожалению, на диаграмме Муана и Осборна не проведены стабильные конноды, поэтому о принятой ими конфигурации подсистем можно судить лишь косвенно по пограничным линиям, "нонвариантным" точкам и схеме хода кристаллизации. По всей видимости, в изданном ими априорно варианте общая система разбита на три (или четыре) подсистемы: 1) *Mg-Фер-Мт-Гем-*SiO_2; 2) *Mg-Фер-Мт-MgO-FeO-Фо-Фа* и 3) *Mg-Фер-Мт-Фо-Фа-*SiO_2: 3а) *Mg-Фер-Мт-Эн-Фс-*SiO_2; 3б) *Mg-Фер-Мт-Фо-Фа-Эн-Фс,* соответственно триангуляции граничной системы MgO-Fe_2O_3-SiO_2 (рис.3.3а). В основе такого разбиения лежит предположение, что

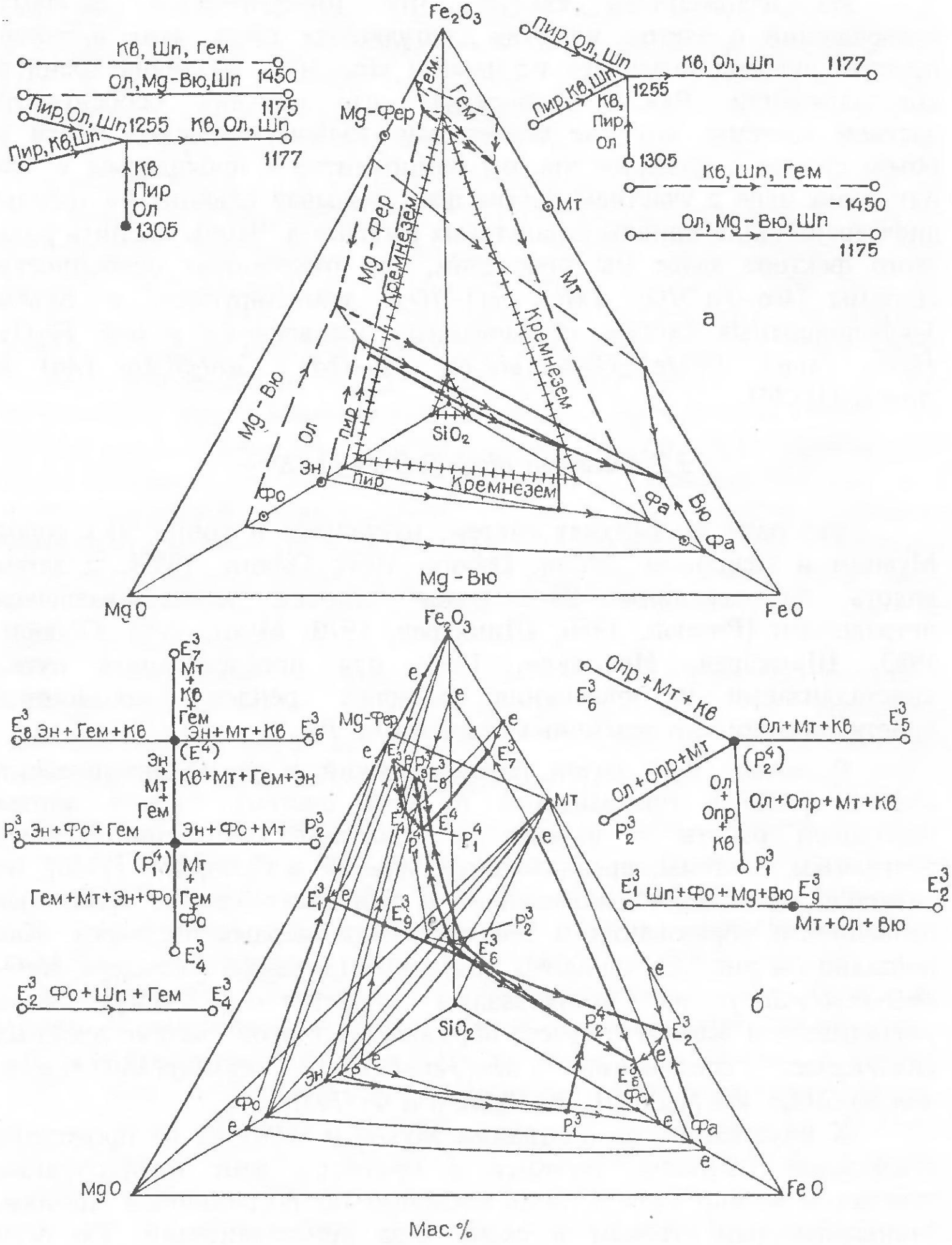
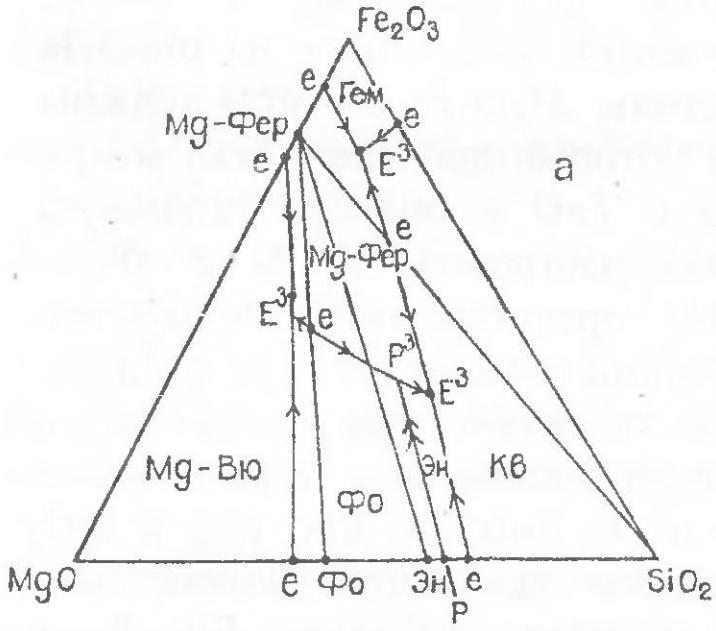
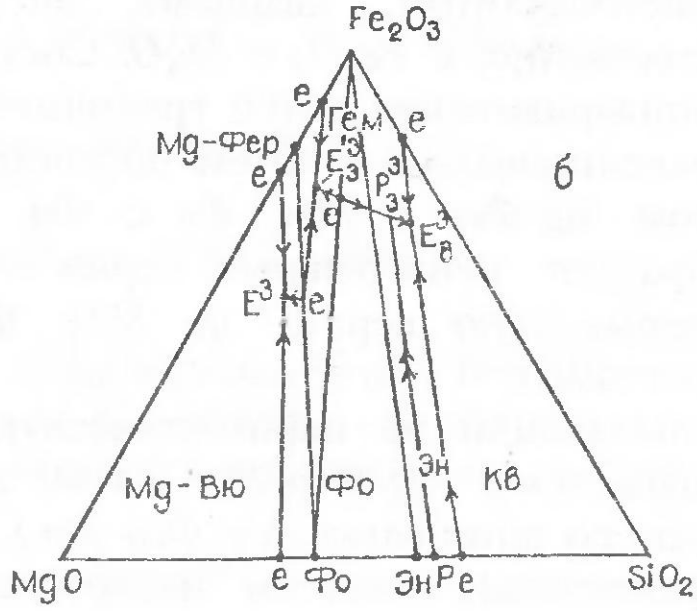
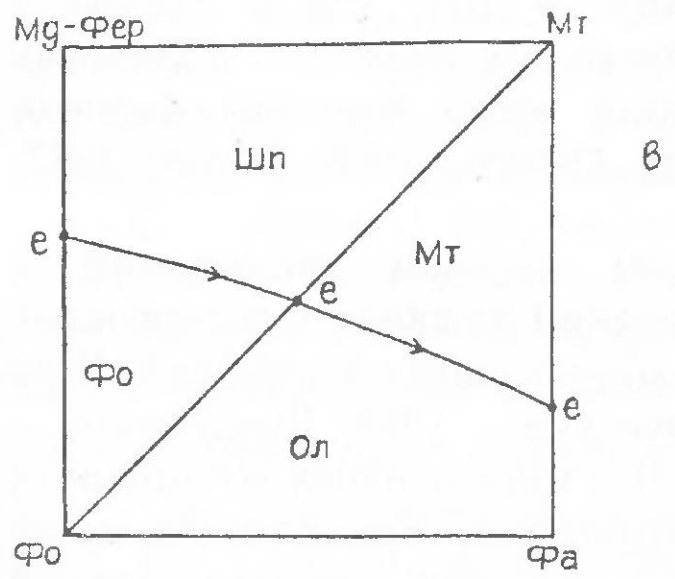


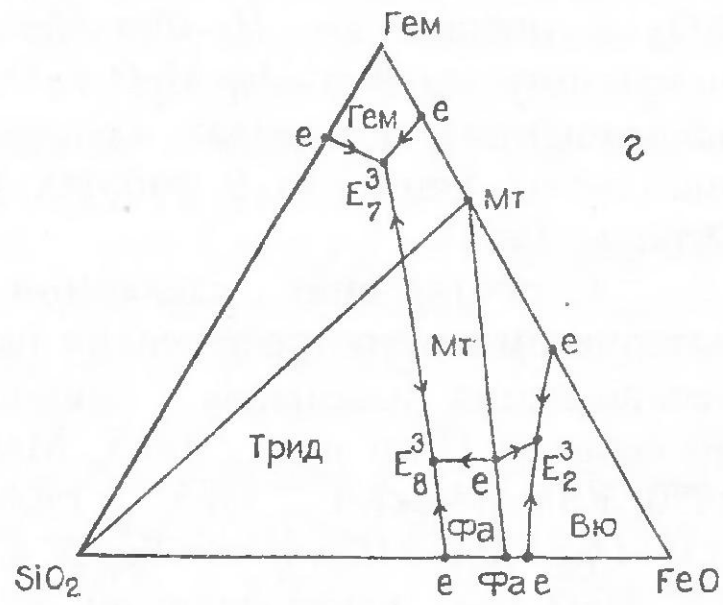
Рис.3.2. Изобарическая фазовая диаграмма системы MgO-FeO-Fe_2O_3-SiO_2 при P=1 атм:

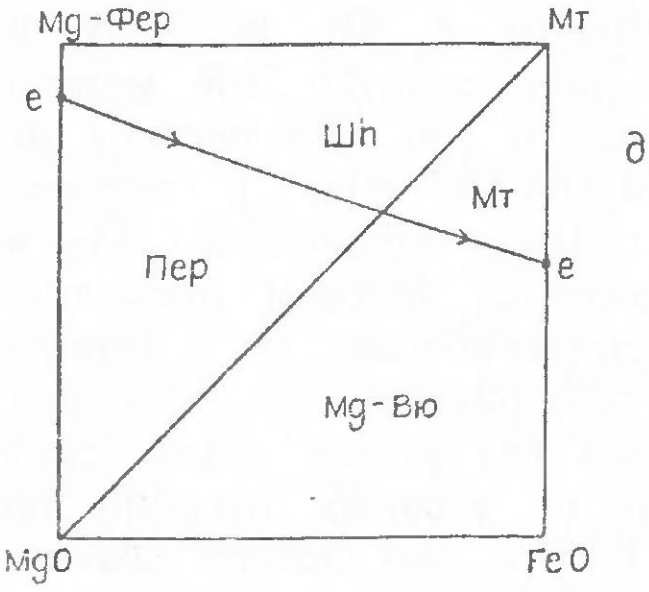
а - по [Муан, 1983]; б - авторский вариант

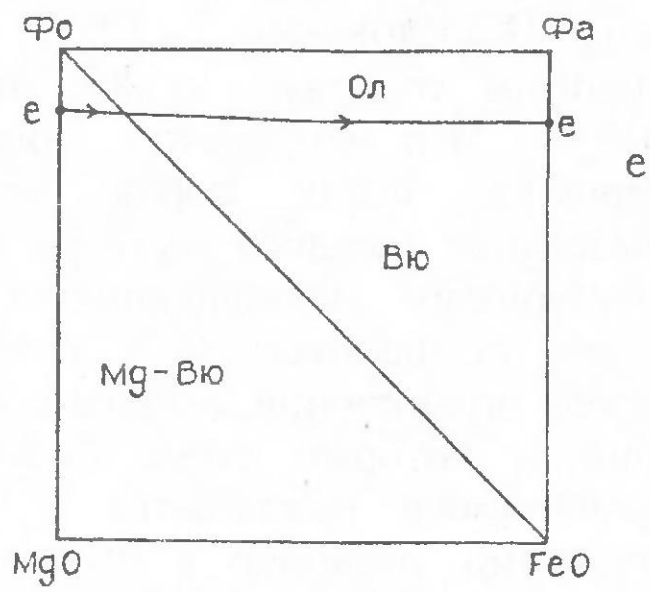












Мас. %

Рис.3.3. Изобарические фазовые диаграммы трехкомпонентных частных систем $MgO-Fe_2O_3-SiO_2$, Фо-Фа-Мт, Фо-Мт-Mg-Фер
Пояснения см. в тексте

Mg-Фер как промежуточное химическое соединение может сосуществовать со структурными модификациями SiO_2 (тридимитом, кристобаллитом, кварцем), энстатитом, форстеритом, а также, естественно, с Fe_2O_3 и *MgO*. Соответственно, показанные на рис.3.3а "нонвариантные" точки граничной системы MgO-Fe_2O_3-SiO_2 должны транслироваться в объем подсистем, в которые добавлен *FeO,* и при этом *Mg-Фер* с *Mm, Фо* с *Фа, MgO* с *FeO* в области ликвидуса образуют непрерывные серии твердых растворов, а *Эн* с *Фс* - прерывистую серию, до 80% *Фс*. Из представленной топологии диаграммы и подчеркнутых выше особенностей следует, что расплав, попадающий на перитектическую или котектическую части линии подсистемы *Mg-Фер-Mm-Фо-Фа-Кв*, будет находиться в равновесии либо со шпинелью *(Mg-Фер-Mm), Опр* и *Ол*, либо со *Шп, Опр* и SiO_2 практически на всем интервале составов указанной подсистемы. Аналогично в двух других подсистемах расплавы выделяют *Шп, Гем и* SiO_2 в подсистеме *Mg-Фер-Mm-Гем-*SiO_2 и *Шп, Ол и Mg-Вю* в подсистеме *Mg-Фер-Mm-MgO-FeO-Фо-Фа* (более подробно о фазовых превращениях и трендах кристаллизации этого варианта фазовой диаграммы написано в работах [Muan, Osborn, 1956; Муан, 1983; Осборн, 1983]).

Сопоставление сделанных таким образом заключений с материалами петрографических исследований выявило существенные несовпадения модельных и природных минеральных ансамблей. Судя по сводкам [Дир и др., 1965; Магматические..., 1985; Химические..., 1970; Каледонский..., 1965], в габброидных минеральных ассоциациях *(Ол+Опр+Мпр+Пл)*, а тем более в гранитоидных, *Mm* содержит менее 1% *MgO*, т.е. фактически он не образует в этих породах твердый раствор с *Mg-Фер*, в то время как *Mm* из ультраосновных щелочных пород [Каледонский..., 1965] в ассоциации с *Фо*, апатитом и кальцитом содержит до 8% *MgO*, что соответствует 26% минала $MgFe_2O_4$. Это наблюдение свидетельствует о том, что перенос на природные серии пород модели Муана-Осборна, в которой образование твердого раствора *Mg-Фер* с *Mm* в ассоциации с *Опр* и структурными модификациями SiO_2 является базовой посылкой, должен осуществляться с большой осторожностью. И в первую очередь ограничения должны коснуться габброидных и гранитоидных серий, к которым схема Осборна-Муана без всяких критических комментариев прилагается в большинстве учебных пособий по петрологии, изданных в 80-90-х годах. Кстати, сам Осборн [Osborn, 1959], изображая на фазовых диаграммах "базальтовой" системы поле шпинели, в тексте оговаривает, что *"в применении к базальтовой магме эта фаза шпинели будет называться магнетитом"*.

Для подкрепления выводов, вытекающих из сопоставления топологии фазовых диаграмм, автором выполнен расчет значений $-\Delta G$ для важнейших реакций образования *Mm, Mg-Фер* и *Mg-Вю* в ликвидус-солидусном интервале температуры (значение $-\Delta G$ в kj/mol

образования исходных и конечных продуктов взяты из справочника [Robie et al., 1978]):

1. $(MgFe_2O_4+SiO_2)\rightarrow(MgSiO_3+Fe_2O_3)$ -23,57(900°K); -19,98(1200°K); -15,96 (1600°K)
2. $(MgFe_2O_4+MgSiO_3)\rightarrow(Mg_2SiO_4+Fe_2O_3)$; -90,092(1200°K); -10,075 (1600°K)
3. $(2MgFe_2O_4+Fe_2SiO_4)\rightarrow(Mg_2SiO_4+2Fe_3O_4)$; -74,957(1200°K); -81,563(1600°K)
4. $(MgFe_2O_4+FeO)\rightarrow(MgO+Fe_3O_4)$; -12,414(1200°K); -12,668(1600°K)
5. $(2MgO+Fe_2SiO_4)\rightarrow(Mg_2SiO_4+2FeO)$; -50,139(1200°K); -50,631
6. $(Fe_2SiO_4+2Fe_2O_3)\rightarrow(SiO_2+2Fe_3O_4)$; -44,885(1200°K); -55,520 (1600°K)

Как видно из полученного ряда значений $-\Delta G$, все приведенные реакции в температурном интервале 1200-1600°*K* должны идти вправо с образованием силикатов магния и окислов железа, что полностью согласуется с наблюдениями над природными минеральными ассоциациями габброидов и гранитоидов, а именно: *Mg-Фер* и его твердый раствор с *Mm* не встречаются ни с *Кв*, ни с *Опр*.

С учетом сказанного на рис.3.3б,в,г,д,е приведены схематические диаграммы 3-компонентных частных систем. Особенно стоит обратить внимание на диаграмму системы $Фо\text{-}Mm\text{-}SiO_2$. Муан и Осборн рассматривали аналогичную схему как изобарическое по P_{O_2} сечение, ничем не отличающееся от других, близких к нему сечений. Однако более тщательный анализ экспериментальных данных Муана [1983, рис.4.22] по системе $FeO\text{-}Fe_2O_3\text{-}SiO_2$, с учетом более поздних экспериментальных данных и термодинамических расчетов, показывает, что эта система разбивается на три подсистемы с термальными барьерами между ними (рис.3.3г), которые приходятся на двойные подсистемы $Mm\text{-}SiO_2$ и *Mm-Фа*. Наличие подсистемы $Mm\text{-}SiO_2$ является принципиально важным, поскольку она делит систему $FeO\text{-}Fe_2O_3\text{-}SiO_2$ на две, различающиеся по отношению FeO/Fe_2O_3. В подсистеме *Mm-Гем*-SiO_2 это отношение меньше 1, а в двух других подсистемах оно больше 1; в подсистеме же $Mm\text{-}SiO_2$ это отношение равно 1. Соответственно, в подсистеме с отношением меньше 1 не может образоваться минал Fe_2SiO_4. Естественно, что эти свойства системы $FeO\text{-}Fe_2O_3\text{-}SiO_2$ будут транслироваться в объем системы большей компонентности.

На рис.3.2б изображена фазовая диаграмма системы $MgO\text{-}FeO\text{-}Fe_2O_3\text{-}SiO_2$, построенная автором с учетом приведенных выше замечаний по фазовым превращениям в частных системах. Здесь же показана схема путей кристаллизации в подсистемах, существенно отличающиеся от схемы Муана и Осборна. В авторском варианте система $MgO\text{-}FeO\text{-}Fe_2O_3\text{-}SiO_2$ делится на пять (или шесть) подсистем: 1) *Эн-Мт-Гем*-SiO_2; 2) *Фо-Эн-Мт-Гем*; 3) $Фо\text{-}Фа\text{-}Mm\text{-}SiO_2$ (3а - *Эн-*

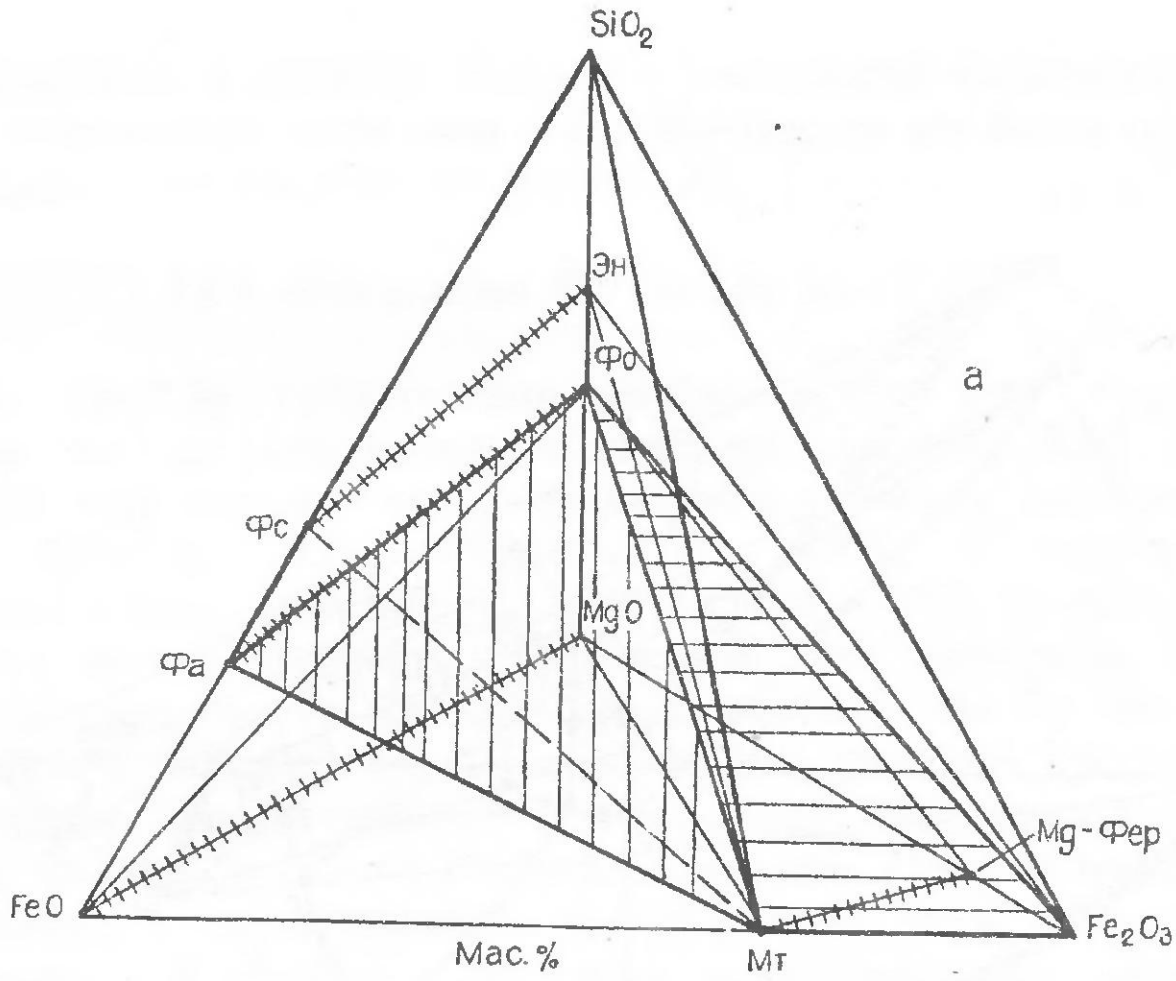
Фо-Мт-SiO_2; 3б - *Эн-Фс-Фо-Фа-Мт*); 4) *Фо-Мт-Mg-Фер-Гем*; 5) *MgO-FeO-Фо-Фа-Мт-Mg-Фер*. Системы 3б и 5 являются 4-компонентными, поскольку система 3б состоит из тройной взаимной системы *Эн-Фс-Фо-Фа*, к которой добавлен *Мт*, а система 5 - это четверная взаимная система [Аносов и др., 1976].

Как видно по компонентному составу, только первые три подсистемы могут быть отнесены к базальтоидным, а остальные две - к более недосыщенным SiO_2. Эти две группы подсистем отделяются друг от друга гранями критической степени недосыщенности SiO_2: *(Фо-Фа-Мт)* и *(Фо-Мт-Fe_2O_3)* (заштрихованы на рис.3.4а). Для большей наглядности на рис.3.5 представлена фазовая диаграмма двух последних подсистем в другом ракурсе, чем на рис.3.2б. Поскольку в данной работе рассматриваются только оливиннормативные (базитовые и ультрабазитовые) составы, то этой фазовой диаграммой мы и ограничимся, без более подробного анализа фазовых превращений в этих подсистемах.

Рассмотрим более детально фазовые превращения в "базальтоидных" подсистемах, воспользовавшись для этого рис.3.4, на котором концентрационный тетраэдр системы *MgO-FeO-Fe_2O_3-SiO_2* изображен для наглядности в отличном от рис.3.2 также в другом ракурсе. На рис.3.4 базальтоидные подсистемы выделены утолщенными линиями, поперечным пунктиром на коннодах показаны серии твердых растворов. На рис.3.4 в авторской интерпретации представлена изобарическая фазовая диаграмма подсистем: 1) *Эн-Мт-Гем-SiO_2*; 2) *Фо-Эн-Мт-Гем*; 3) *Фо-Фа-Мт-SiO_2 (3а - Эн-Фс-Мт-SiO_2; 3б - Эн-Фс-Фо-Фа-Мт)*. Как уже указывалось выше, в данном варианте учтено реальное отсутствие в природных "базальтоидных" системах твердых растворов *Мт* с *Mg-Фер*.

Как видно из рис.3.4, грань *(Фо-Мт-Кв)* является границей между подсистемами с принципиально различными фазами и фазовыми превращениями, обусловленными отношением FeO/Fe_2O_3. На грани *(Фо-Мт-Кв)* это отношение равно 1, в объеме подсистемы *Фо-Фа-Мт-Кв* оно увеличивается, а в объеме подсистемы *Фо-Мт-Гем-Кв* - уменьшается. С термодинамической точки зрения грань *Фо-Мт-SiO_2* является термальным барьером. Частная система *Фо-Мт-Кв* в свою очередь делится на две подсистемы: *Фо-Эн-Мт* и *Эн-Мт-Кв* со своими "нонвариантными" точками E_3*-(Эн+Мт+Кв=Ж)* и P_3 *-(Эн+Мт=Ж+Фо)*. От этих точек в разные стороны отходят моновариантные линии в объем составов 4-компонентных подсистем.

В системе *Фо-Мт-Кв* процессы фракционной кристаллизации при постоянном составе и при постоянном P_{O_2} не различаются, поскольку здесь не образуются твердые растворы. Изменение же отношения FeO/Fe_2O_3 приведет к перемещению расплава с барьерной плоскости в объем соответствующей четырехкомпонентной подсистемы.



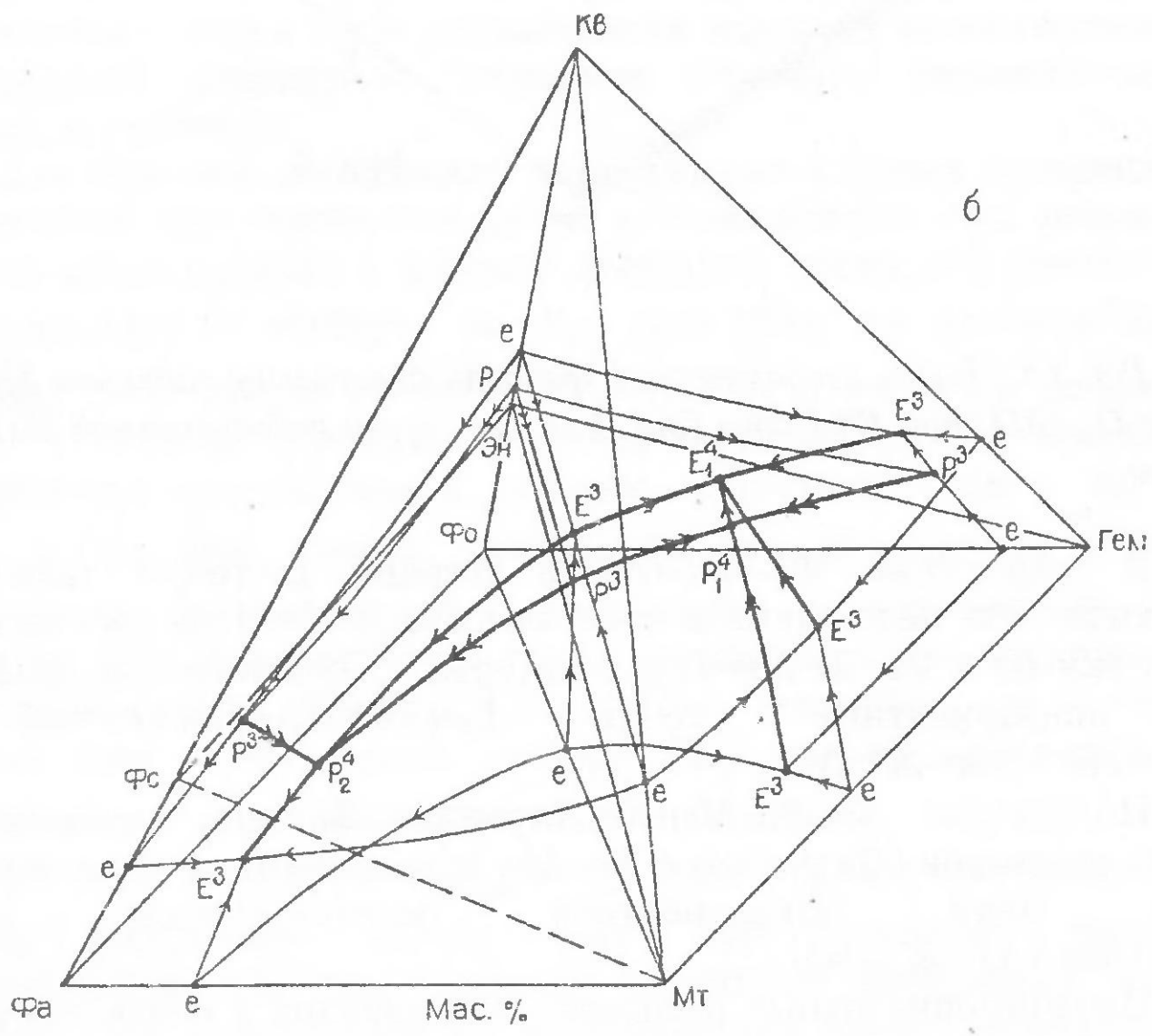


Рис.3.4. Система $MgO-FeO-Fe_2O_3-SiO_2$:

а - тетраэдризация системы $MgO-FeO-Fe_2O_3-SiO_2$; б - фазовая диаграмма двух сопряженных подсистем Фо-Фа-Мт-Кв и Фа-Мт-Гем-Кв

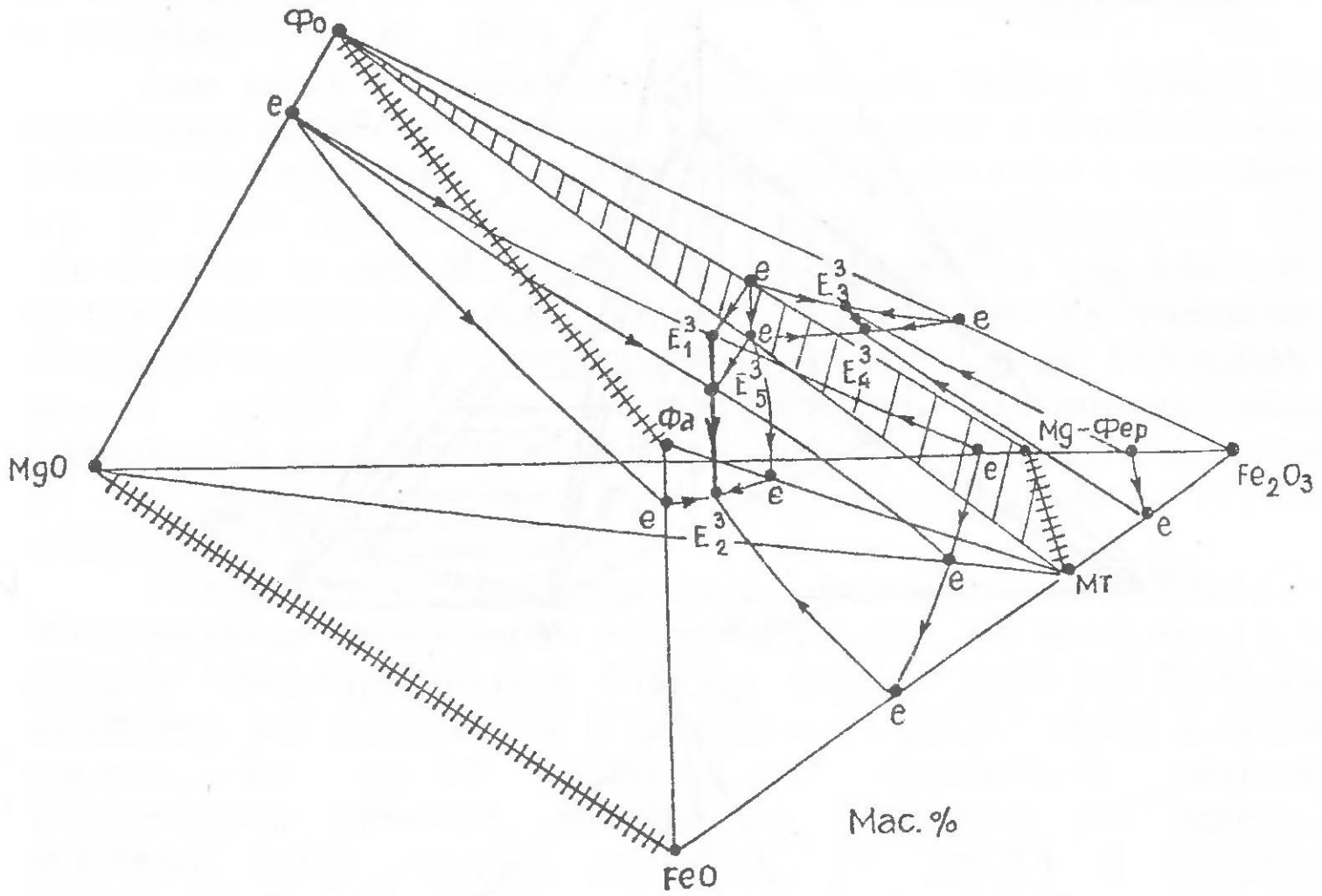


Рис.3.5. Часть изобарической фазовой диаграммы системы MgO-FeO-Fe_2O_3-SiO_2 при P=1 атм (рис.3.2) для сильно недосыщенной SiO_2 области

В подсистеме *Фо-Мт-Гем-Кв* твердые растворы также не образуются. Эта подсистема в свою очередь делится на две частные: *Эн-Мт-Гем-Кв* и *Фо-Эн-Мт-Гем*, в которых, соответственно, имеются две "нонвариантные" точки E_4-*(Эн+Мт+Гем+Кв=Ж)* и P_4-*(Эн+Мт+Гем=Ж+Фо)*.

Подсистема *Фо-Фа-Мт-Кв* отражает фазовые превращения твердых растворов (*Ол* и *Опр*) с *Кв, Мт* и расплавом, и здесь имеется только одна нонвариантная перитектическая точка P_4-*(Ол+Мт+Кв=Ж+Опр)*.

Оливиннормативные расплавы, попадающие в подсистему *Фо-Мт-Гем-Кв*, в ходе фракционной кристаллизации при постоянном составе будут стремиться к E_4 - *(Эн+Мт+Гем+Кв=Ж)*, обогащаясь SiO_2. Фракционная кристаллизация расплава при постоянном P_{O_2} в зависимости от величины этого давления может привести либо к ассоциации с *Гем*, либо с *Мт*, но те и другие будут с *Кв*, т.е. остаточные расплавы и в этом случае будут обогащаться SiO_2.

Поскольку в природе составы с минальной ассоциацией *Фо-Фа-Мт* встречаются чаще, чем с *Фо-Мт-Гем*, то мы более подробно остановимся на подсистеме *Фо-Фа-Мт-Кв*.

3.2.1. Подсистема Фо-Фа-Мт-Кв-(H_2O)

На рис.3.6а представлена изобарическая (для P_{H2O}=1000-1500 бар, т.е. до появления гидроксилсодержащих фаз) фазовая диаграмма этой подсистемы, разработанная с учетом экспериментов [Bowen, Schairer, 1935; Muan, Osborn, 1956] и теоретических построений [Муан, 1983; Osborn, 1959; Осборн, 1983]. Графически эту диаграмму можно получить трансляцией всех элементов фазовой диаграммы системы *Фо-Фа-Кв* в объем системы *Фо-Фа-Мт-Кв* при добавлении к первой *Мт*. И поэтому все фазовые превращения, происходящие внутри объема этой системы, аналогичны таковым системы *Фо-Фа-Кв*, только с добавлением *Мт*. Причем определение типа фазового превращения производится здесь относительно поверхности *(Эн-Фс-Мт)*. Так, если моновариантная линия или "инвариантная" точка с *Ол* располагается над этой поверхностью, то этот элемент диаграммы состояния отражает перитектическую реакцию, и наоборот.

Для большей наглядности отображения фазовых превращений и облегчения прослеживания путей кристаллизации при различных условиях дополнительно к фазовой диаграмме построены изоплеты по $f^{ол}_{норм}$ (рис.3.6б) и изобары по P_{O_2} (рис.3.6в), на которых лучше отражены особенности системы *Фо-Фа-*SiO_2 и различия изоплет и изобар. Изоплеты отражают фазовые превращения в сечении с постоянным соотношением в расплаве нормативных *Фо* и *Фа* (или $f^{ол}_{норм}$), и по ним можно проследить, как изменяются фазовые превращения (или топология диаграммы) с изменением этого параметра. Они проходят через соответствующую точку на ребре *(Фо-Фа)* и через ребро *(Кв-Мт)*. Совершенно очевидно, что по одной изоплете (как и по одной изобаре P_{O_2}) нельзя проследить ход кристаллизации при постоянстве общего состава.

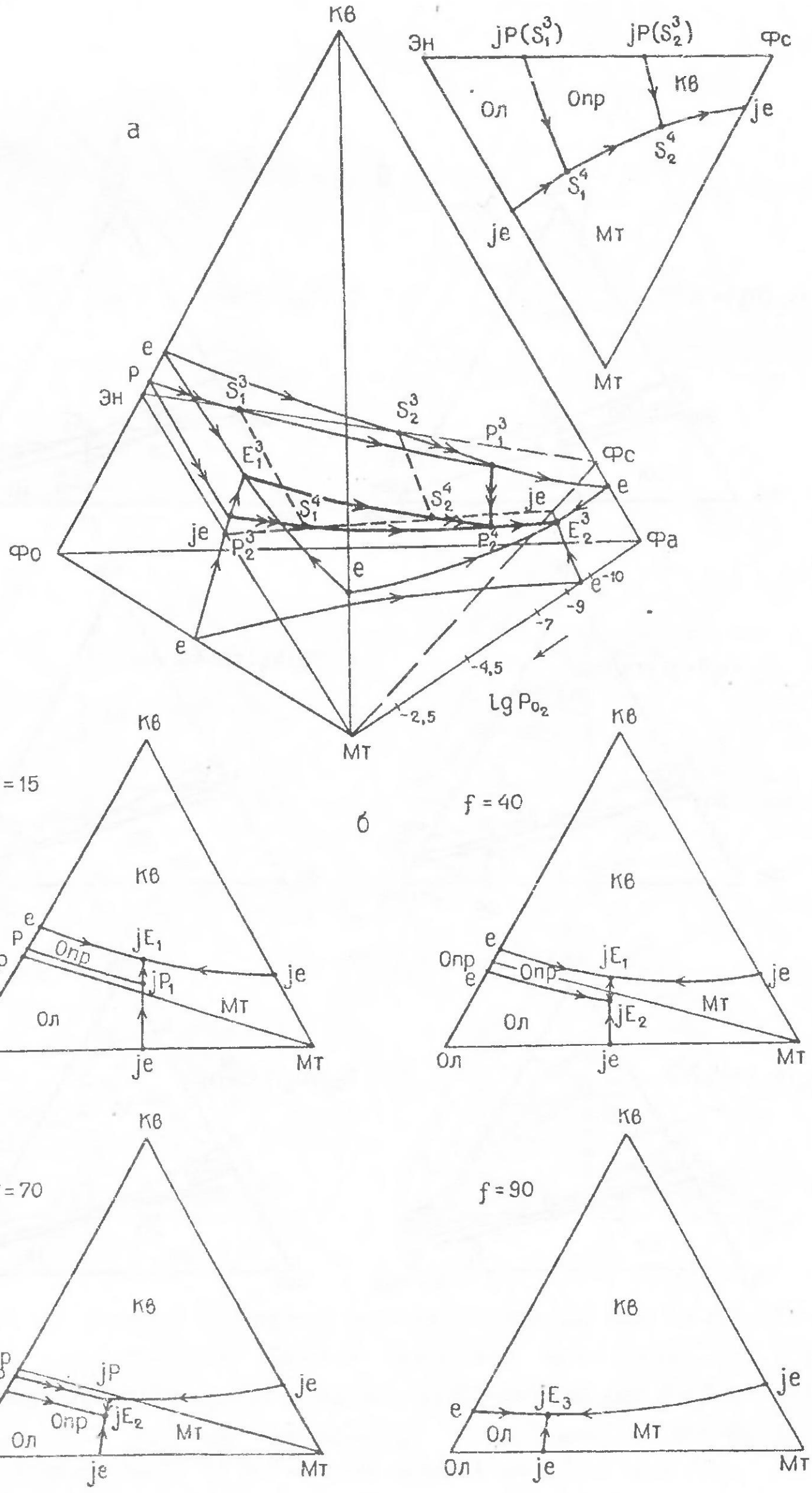
Условия постоянства $f^{ол}_{норм}$ могут создаваться изменением P_{O_2} и степени окисления железа при кристаллизации расплава. Представляется, что это наиболее вероятный природный фактор контроля хода кристаллизации базальтоидных магм, поскольку при выделении темноцветных минералов происходит рост $f^{ол}_{норм}$, однако в случае одновременного увеличения количества воды во флюиде окислительный потенциал также возрастает, изменяя отношение FeO/Fe_2O_3 в расплаве, в результате чего возникает тенденция к удержанию $f^{ол}_{норм}$ на постоянном уровне. При реальной

кристаллизации, как правило, происходит "колебательное" изменение $f_{норм}^{расп}$ и, соответственно, кристаллизующихся темноцветных минералов. Сохранение водного флюида и диссипация водорода обычно приводят к уменьшению $f_{норм}^{расп}$ на конечных этапах кристаллизации. При больших содержаниях железа и малых содержаниях водного флюида (или при его потере) описанный компенсационный механизм не срабатывает и происходит рост $f_{норм}^{расп}$ к концу процесса. Очевидно, что в природе реализуются и те, и другие случаи.

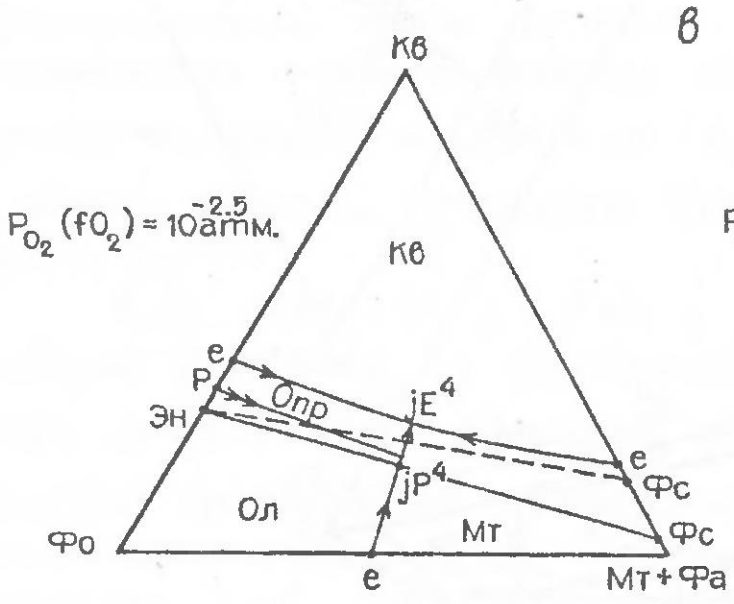
Как видно из рис.3.6б, в системе *Фо-Фа-Мт-Кв*, как и в системе *Фо-Фа-Кв,* на пограничных линиях происходят изменения типа превращения, зависящие от $f_{норм}^{ол}$. Интервалы однотипных фазовых превращений ограничены инвариантными точками крайних трехкомпонентных систем и точками S_1^4, S_2^4 и P_2^4. Точки S_1^4 и S_2^4 отражают следующие сингулярные равновесия: *(Опр+Мт+Ол=Ж+Мт+Ол)* и *(Опр+Мт+Кв=Ж+Мт+Кв)*, причем *Мт, Ол* и *Кв* - это индифферентные фазы в данных равновесиях. Точка P_2^4-*(Ол+Мт+Кв=Опр+Ж)* ограничивает появление *Опр* в более железистых составах. Линия *(Опр+Мт+Кв+Ж)* на интервале E_1^3-S_2^4 имеет котектический характер - *(Опр+Мт+Кв=Ж)*, на интервале S_2^4-P_2^4 - перитектический *(Мт+Опр=Ж+Кв)*, а линия *(Ол+Опр+Мт+Ж)* на интервале P_2^3-S_1^4 - перитектическая *(Опр+Мт=Ол+Ж)*, на интервале S_1^4-P_2^4 - котектическая *(Опр+Ол+Мт=Ж)*. Железистость расплава в точках S_1^4, S_2^4 и P_2^4 должна, очевидно, соответствовать железистости аналогичных точек в системе *Фо-Фа-Кв, %:* 20-25, 55-60 и 75-80.

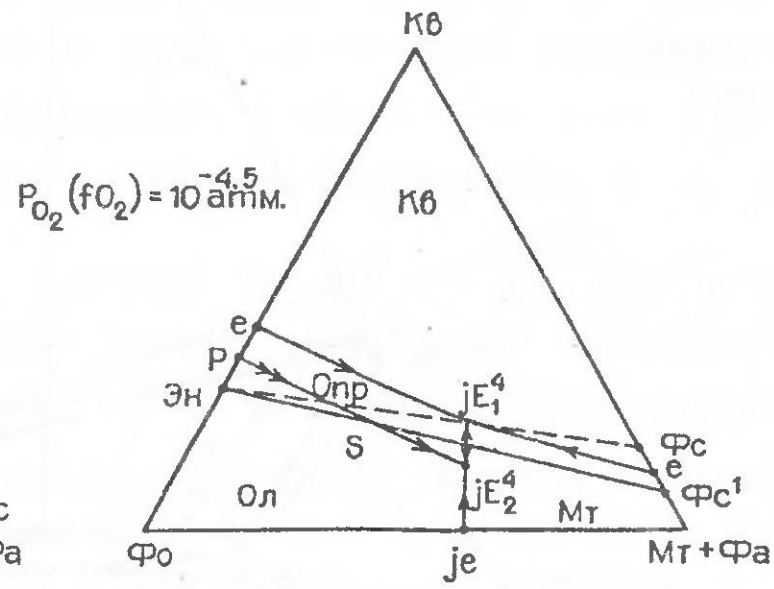
На конкретных изоплетах (рис.3.6б) отражены фазовые превращения в определенных интервалах по железистости. Так, изоплета $f_{норм}^{расп}$=15 отражает характер фазовых превращений на интервале f_{O_2} 0-25%, изоплета $f_{норм}^{расп}$=40 - от 25 до 60%; изоплета $f_{норм}^{расп}$=70 - от 60 до 80%; изоплета $f_{норм}^{расп}$=90 - от 80 до 100%.

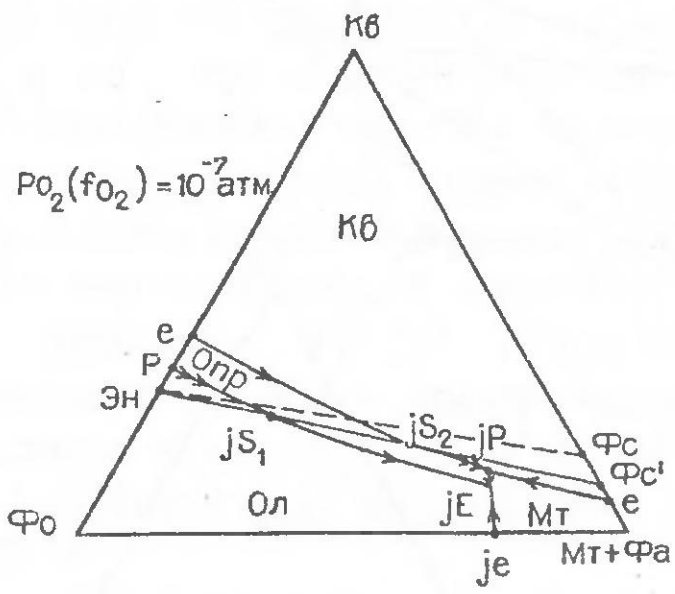
Описанные особенности системы *Фо-Фа-Мт-Кв* в построениях Муана и Осборна не были учтены и, вероятно, поэтому при типизации условий кристаллизации базальтовых магм они ограничились выделением лишь четырех вариантов. В свете выявленных нами специфических черт фазовых переходов в частных подсистемах представляется необходимым дополнить этот ряд еще двумя типами: 5) равновесная кристаллизация при постоянном отношении *FeO/MgO* фемических миналов в расплаве (или $f_{норм}^{расп}$); 6) фракционная кристаллизация при постоянном *FeO/MgO* отношении фемических миналов в расплаве .

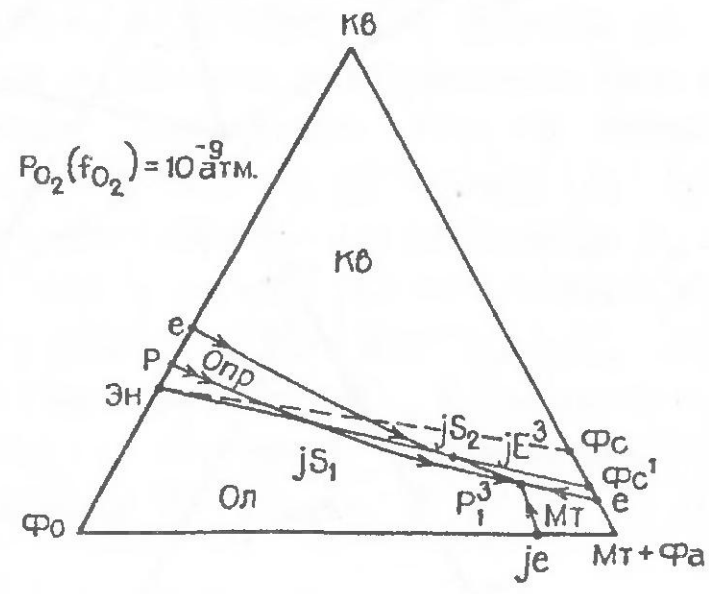

а
Кв
Эн
jP(S$_1^3$)
jP(S$_2^3$)
Фс
Ол
Опр
Кв
je
S$_2^4$
S$_1^4$
je
Мт
Мт
e
P
Эн
S$_1^3$
S$_2^3$
P$_1^3$
E$_1^3$
Фс
e
S$_1^4$
S$_2^4$
je
je
P$_2^3$
P$_2^4$
E$_2^3$
Фа
Фо
e
e^{-10}
-9
-7
-4,5
-2,5
Lg P$_{O_2}$
e
Кв
Мт
б
f = 15
Кв
e
P
Опр
Опр
jE$_1$
jP$_1$
je
Мт
Ол
Ол
je
Мт
f = 40
Кв
e
Опр
e
Опр
jE$_1$
je
Мт
jE$_2$
Ол
Ол
je
Мт
f = 70
Кв
Опр
P
e
jP
je
Опр
jE$_2$
Мт
Ол
Ол
je
Мт
f = 90
Кв
Кв
je
e
jE$_3$
Ол
Мт
Ол
je
Мт

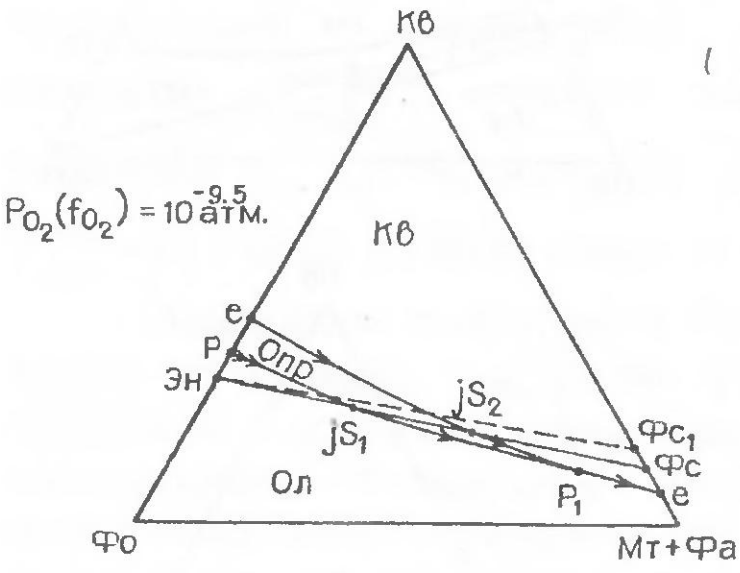
в

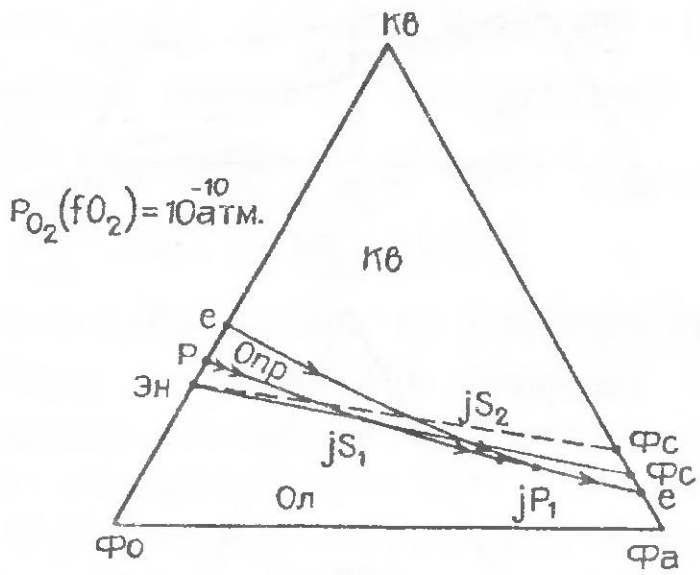

Кв
$P_{O_2}(fO_2) = 10^{-2.5}$ атм.
Кв
e
P
Эн
Опр
jE^4
jP^4
e
Фс
Ол
Мт
Фс
Фо
e
Мт+Фа


Кв
$P_{O_2}(fO_2) = 10^{-4.5}$ атм.
Кв
e
P
Эн
Опр
jE_1^4
S
Фс
e
Фс¹
Ол
jE_2^4
Мт
Фо
je
Мт+Фа

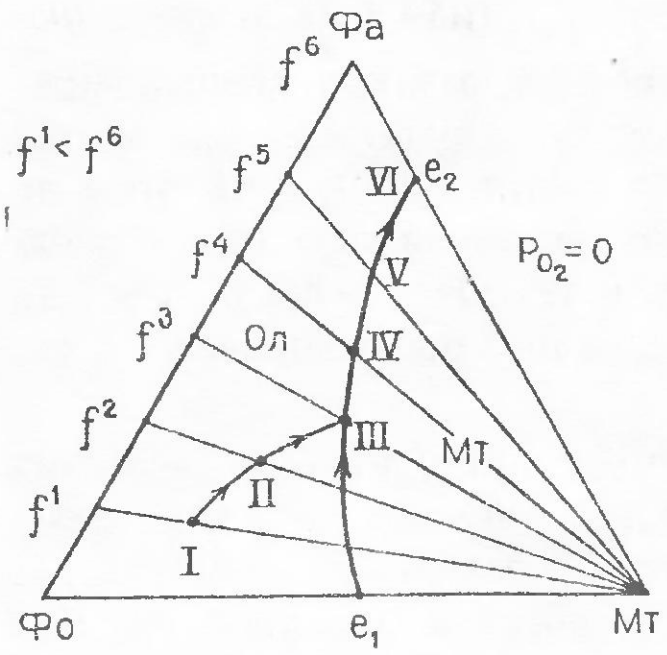

Кв
$P_{O_2}(fO_2) = 10^{-7}$ атм.
Кв
e
P
Опр
Эн
jS_1
$jS_2 - jP$
Фс
Фс¹
Ол
jE
Мт
e
Фо
je
Мт+Фа

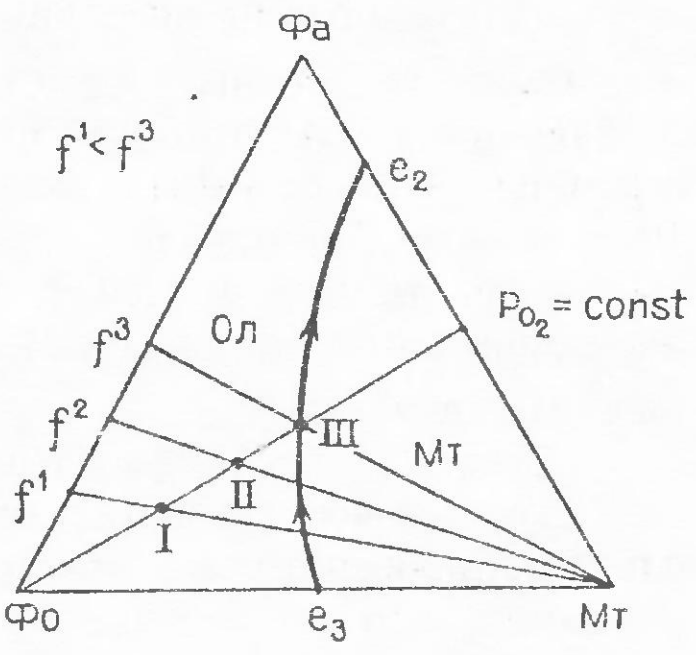

Кв
$P_{O_2}(f_{O_2}) = 10^{-9}$ атм.
Кв
e
P
Опр
Эн
$jS_2 - jE^3$
Фс
jS_1
Фс¹
Ол
P_1^3
Мт
e
Фо
je
Мт+Фа

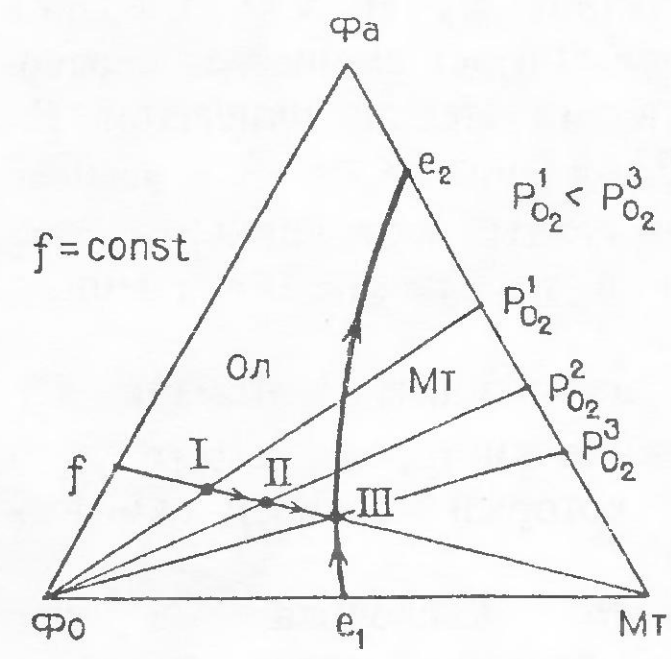

Кв
$P_{O_2}(fO_2) = 10^{-9.5}$ атм.
Кв
e
P
Опр
Эн
jS_2
jS_1
$Фс_1$
Фс
Ол
P_1
e
Фо
Мт+Фа

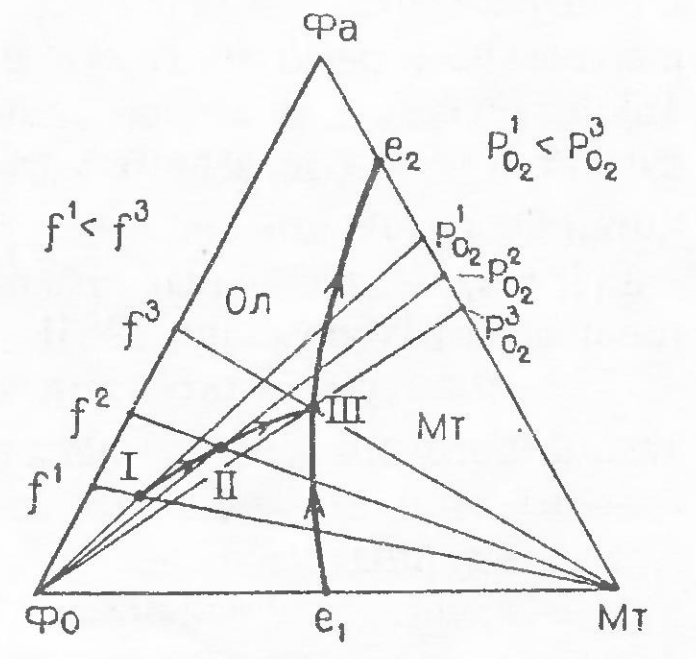

Кв
$P_{O_2}(fO_2) = 10^{-10}$ атм.
Кв
e
P
Опр
Эн
jS_2
jS_1
Фс
Фс
Ол
jP_1
e
Фо
Фа

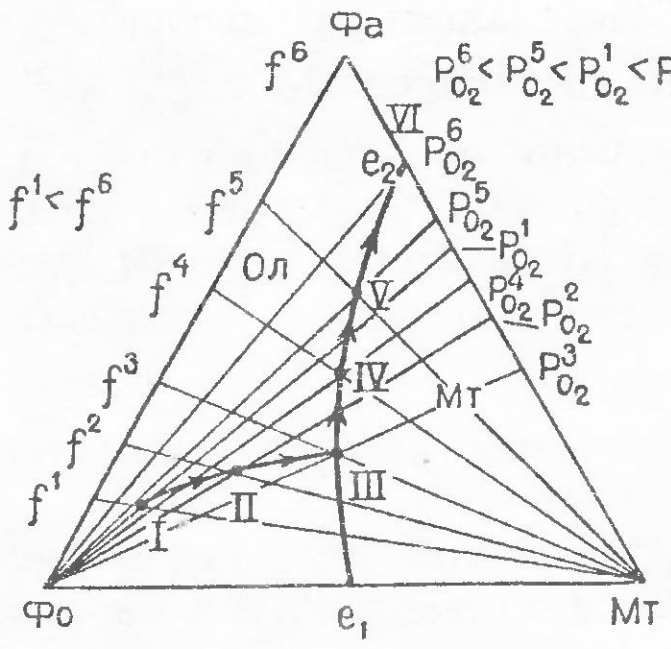
г











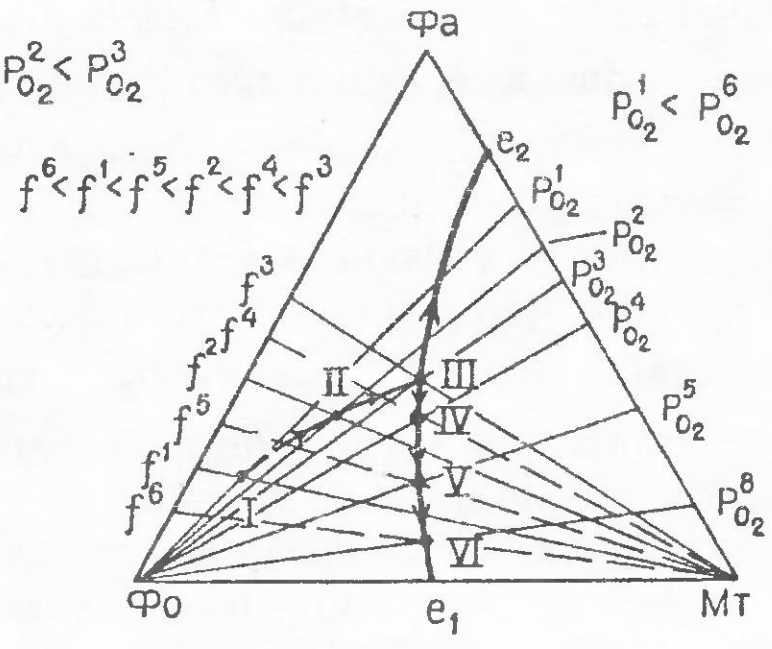


Рис.3.6. Фазовые диаграммы подсистемы Фо-Фа-Мт-Кв-(H_2O):
а - изобарическая фазовая диаграмма при P_{H_2O}<1000 бар; б - изоплетические (по $f_{ол}$) сечения; в - изобарические (по P_{O_2}) сечения; г - варианты фазовых превращений в подсистеме Фо-Фа-Мт, обусловленные влиянием на ход кристаллизации вариаций $f_{ол}$ и P_{O_2}

Показанные на рис.3.6в изобары по P_{O_2} (или f_{O_2}) системы *Фо-Фа-Мт-Кв* построены с учетом особенностей фазовых превращений и наличия среди твердых фаз магнетита. Подобные диаграммы строились и ранее [Muan, Osborn, 1956; Osborn, 1959], при этом до 1966 г. поле "шпинели" первоначально определялось как область выделения *Mg-Фер,* и только в 1966 г. в [Roeder, Osborn, 1966] на изобарическом сечении при $P_{O_2}=10^{-0.7}$ *атм* оно было определено как "магнетитовое".

Следует особо подчеркнуть, что при анализе влияния окислительно-восстановительного режима в магме на тренд фракционирования в водонасыщенных расплавах необходимо учитывать, что возрастание P_{O_2} при термической диссоциации H_2O компенсируется увеличением концентрации H_2. В этих условиях равновесие в реакции $Fe_2O_3+H_2=H_2O+2FeO$ будет смещаться вправо. Таким образом, фактором, контролирующим степень окисления *Fe*, служит в водосодержащих магмах не P_{O_2} в "чистом виде", а редокс-потенциал. Возможны и другие варианты окисления железа, например, в щелочных расплавах и в расплавах, обогащенных галоидами [Дубровский, 1984].

С учетом этого замечания в дальнейшем контексте P_{O_2} рассматривается как парциальное давление кислорода, избыточного относительно H_2, т.е. того кислорода, который способен окислять железо в данных условиях.

Механизм влияния "свободного" кислорода на ход фракционной кристаллизации магмы нельзя сводить лишь к изменению отношения FeO/Fe_2O_3. Более корректно говорить о взаимозависимости и взаимовлиянии трех параметров: P_{O_2}, $f_{норм}^{расп}$ и F^o.

Наглядно это взаимовлияние можно проиллюстрировать с помощью фазовой диаграммы граничной системы *Фо-Фа-Мт*, а затем полученные результаты транслировать в объем системы *Фо-Фа-Мт-*SiO_2. На рис. 3.6г представлены шесть возможных вариантов взаимовлияния $f_{норм}^{расп}$ и P_{O_2} при кристаллизации одного и того же исходного расплава, попадающего в объем (на поверхность) первичного выделения оливина.

Вариант 1 отражает тренд фракционной кристаллизации исходного расплава при постоянном общем составе и $P_{O_2}=0$, т.е. при отсутствии в магме свободной флюидной фазы и любого другого внешнего воздействия, изменяющего F^o. При идеальном фракционировании твердых фаз (вначале оливина, а затем и магнетита) в остаточном расплаве в этом варианте увеличивается $f_{норм}^{расп}$ и содержание железа при уменьшении F^o. Если такие условия транслировать в объем системы *Фо-Фа-Мт-Кв* (рис.3.6а), то расплав при кристаллизации будет перемещаться по трехфазовой поверхности

(Ол+Mm+Ж) к четырехфазовой линии *(Опр+Ол+Mm+Ж)* между S_1^4 и P_2^4, где *Ол* и *Опр* находятся в котектических отношениях. Далее, по котектической линии расплав, проскочив P_2^4-*(Ол+Mm+Кв=Ж+Опр)*, дойдет до E_2^3-*(Фа+Mm+Кв=Ж)*. При выделении *Ол* и *Mm* расплав будет немного обогащаться кремнеземом, а когда к ним присоединится *Опр* и пройдет перитектическая реакция (после P_2^4), содержание SiO_2 в расплаве будет падать, а железа - увеличиваться (феннеровский тренд).

Описанный вариант хода кристаллизации расплава в целом аналогичен ранней схеме Осборна, только вместо *Mg-Фер*, который, как показано выше, в этой системе не может кристаллизоваться, шпинелевая фаза представлена *Mm*. Как правило, в реальных природных сериях "неидеальность" фракционирования не позволяет расплаву достичь E_2^3.

Если расплав, выделяющий пару *(Ол+Mm)*, попадает на перитектическую часть линии *(Ол+Mm+Опр+Ж)* (интервал P_2^3-S_1^4), то произойдет смена твердофазной ассоциации на *(Опр+Mm)*, и при идеальном фракционировании расплав покинет эту линию и попадет на четырехфазовую линию *(Опр+Mm+Кв+Ж)*. На всем этом интервале кристаллизации расплав будет обогащаться SiO_2 за счет того, что он выходит в "кварцевую" систему. Дальнейшая кристаллизация *Опр, Mm* и *Кв* приведет расплав в точку S_{24} (сингулярная точка или точка протыкания поверхности *(Эн-Фс-Mm)* четырехфазовой линией), где он и должен закончить кристаллизацию, выделяя *Опр* (строго определенного состава) и *Mm*. Последний этап кристаллизации будет характеризоваться уменьшением содержания SiO_2 и увеличением содержания железа в остаточном расплаве. В результате получим комбинированный тренд дифференциации: в начале - боуэновский, а в конце - феннеровский. Такой вариант кристаллизации при постоянном общем составе Осборном не рассматривался.

Вариант 2 кристаллизации расплава соответствует осборновскому типу кристаллизации при постоянном P_{O_2}. Как видно на фазовой диаграмме рис.3.6г, при выделении одного *Ол* (точки I, II) растет и $f_{норм}^{ол}$, и $f_{норм}^{расп}$, но по достижении расплавом котектики *(Ол+Mm=Ж)* (точка III) $f_{норм}^{расп}$ и состав выделяющегося *Ол* должны оставаться постоянными. При трансляции этого типа кристаллизации в систему *Фо-Фа-Mm-Кв* (рис.3.6а) необходимо учитывать, что состав конечного расплава будет зависеть от величины P_{O_2}, как это следует из изоплетического сечения по F^o (Fe_2O_3/FeO, рис.3.6в). При высоких значениях P_{O_2}=$10^{-0.7}$-10^{-4} атм, когда сечение попадает на перитектическую часть дивариантной поверхности *(Ол+Опр+Ж)*, исходный расплав из объема *Ол* при фракционной кристаллизации будет стремиться к jE_4-*(Опр+Mm+Кв=Ж)*, обогащаясь SiO_2. При

$P_{O_2} < 10^{-4}$ атм изоплеты по F^o пересекают как перитектическую, так и котектическую части поверхности *(Ол+Опр+Ж)* и в результате перитектическая точка сечения *jP4-(Опр+Мт=Ол+Ж)* превращается в *j4-(Опр+Ол+Мт=Ж)*, которая ограничивает перемещения расплава в объем составов, обогащенных SiO_2. И чем меньше значение P_{O_2}, тем конечный расплав будет больше обогащаться железом и обедняться SiO_2.

Таким образом, из сопоставления вариантов 1 и 2 следует, что в ходе фракционной кристаллизации базальтовых магм с $f_{норм}^{расп} > 25\%$, как при постоянном общем составе со средней степенью фракционирования, так и при постоянном $P_{O_2} < 10^{-4}$ атм будут формироваться однотипные минеральные ассоциации или породные серии. Столь же сходны будут серии продуктов кристаллизации расплава с начальной $f_{норм}^{расп} < 15$ (расплав попадает на перитектическую часть поверхности *(Опр+Ол+Ж)*), возникающие при постоянном общем составе и слабой степени фракционирования (не позволяющей расплаву сойти с линии *(Ол+Опр+Мт+Ж)* еще до достижения точки S_1^4), и при постоянном $P_{O_2} > 10^{-4}$ атм.

Вариант 3 отражает кристаллизацию расплава при постоянной $f_{норм}^{расп}$ (см.рис.3.6г). Этот вариант может реализоваться в случае, когда рост P_{O_2}, обусловленный ростом P_{H_2O} и потерей H_2, удерживает $f_{норм}^{расп}$ на одном уровне на всем интервале кристаллизации *Ол*. Рост P_{O_2} будет продолжаться до тех пор, пока расплав не попадает на котектику *(Ол-Мт)*, где $f_{норм}^{расп}$ и P_{O_2} должны оставаться постоянными до окончания кристаллизации в точке III. При трансляции этого варианта в систему *Фо-Фа-Мт-Кв* можно видеть (рис.3.6а,б), что тренд такого типа кристаллизации сильно зависит от величины $f_{норм}^{расп}$, ибо именно этот параметр определяет, какую часть поверхностей *(Ол-Опр)* и *(Опр-Кв)* пересекает изоплета в соответствии с фазовыми превращениями системы *Фо-Фа-Кв*. При низких значениях $f_{норм}^{расп}$ (0-20%) оливиннормативный расплав будет заканчивать фракционную кристаллизацию в *jE1-(Опр+Мт+Кв=Ж)*. При других значениях этого параметра фракционно кристаллизующийся расплав будет обедняться SiO_2 и обогащаться железом (особенно миналом *Фа*).

Вариант 4 (рис.3.6г) с возрастанием f и P_{O_2} отражает наиболее вероятные условия кристаллизации природных базальтоидных магм на начальном этапе, когда в расплаве еще много железа, а во флюиде - мало воды и низкое P_{O_2}. В процессе кристаллизации *Ол* $f_{норм}^{расп}$ и P_{O_2} растут до тех пор, пока расплав не достигнет котектики *(Ол-Мт)*, где оба переменных фактора стабилизируются до конца

процесса. При трансляции этого варианта в систему *Фо-Фа-Мт-Кв* (рис.3.6а,б) возможны различные тренды фракционной кристаллизации в зависимости от того, на какую часть (перитектическую или котектическую) моновариантной линии *(Ол+Опр+Мт+Ж)* выйдет расплав из объема кристаллизации *Ол* или с поверхности *(Ол+Опр+Ж)*. Так, если он попадет на перитектическую часть ($f_{норм}^{расп}$=0-22%), то кристаллизация закончится в jE_1-*(Опр+Мт+Кв=Ж)* с обогащением SiO_2 остаточных расплавов; при выходе на эвтектическую линию конечные порции расплава будут иметь состав jE_2-*(Ол+Опр +М=Ж)* с пониженным содержанием SiO_2 и повышенным - железа. Кроме рассмотренных вариантов выхода расплава из объема кристаллизации *Ол* на котектику *(Ол-Мт)*, возможны еще два: с ростом $f_{норм}^{расп}$ и снижением P_{O_2}; со снижением $f_{норм}^{расп}$ и ростом P_{O_2}, тогда как вариант со снижением и $f_{норм}^{расп}$ и P_{O_2} невозможен.

Вариант 5 (рис.3.6г) отражает фракционную кристаллизацию расплава в условиях, когда $f_{норм}^{расп}$ постоянно повышается, а тренд P_{O_2} изменяется в ходе процесса. В этом варианте существенно различаются условия и породные тренды на ранней стадии кристаллизации - до выхода состава расплава на котектику *(Ол-Мт)*, и на финальной стадии кристаллизации на котектике. Первая стадия дифференциации аналогична начальной стадии варианта 4. Фракционная же кристаллизация на котектике с повышением значения $f_{норм}^{расп}$ возможна только при снижении P_{O_2}. Трансляция данного варианта в систему *Фо-Фа-Мт-Кв* (рис.3.6а,б) даст нам вариант 1 кристаллизации при постоянном общем составе, т.е. в отношении продуцируемых породных серий варианты 1 и 5 равнозначны.

Вариант 6 с переменным уровнем f расплава и возрастающим P_{O_2} (рис.3.6г) также имеет две стадии кристаллизации. Начальная стадия проходит по одному из вышеописанных вариантов до котектики *(Ол-Мт)*, а вот второй этап, характеризующийся снижением $f_{норм}^{расп}$ на фоне роста P_{O_2}, имеет специфические особенности. Признаки его реализации довольно часто встречаются в природных водосодержащих сериях, поскольку реализация данного варианта требует обязательного повышения P_{H_2O} в системе *Фо-Фа-Мт-Кв*. При таких условиях тренды фракционной кристаллизации могут иметь сложную конфигурацию в зависимости от того, на какую часть линии *(Ол+Опр+Мт+Ж)* попадет расплав, скользя по *(Ол+Мт+Ж)* поверхности (рис.3.6а). Если расплав попадает на котектическую часть линии S_1^4-P_1^4, то, выделяя *(Опр+Ол+Мт)*, он будет перемещаться к S_1^4, при этом обязательно должна снижаться

температура кристаллизации этой фазовой ассоциации в связи с увеличением P_{H_2O}.

При переходе на перитектическую часть линии, либо при попадании на нее с поверхности *(Ол+Мт+Ж)* фракционно кристаллизующийся расплав покинет эту линию и, скользя по поверхности *(Ол+Мт+Ж),* "перескочит" на котектику *(Опр+Мт+Кв+Ж),* где и должен закончить кристаллизацию. Но в зависимости от исходного состава, степени фракционирования и скорости роста кристаллов расплав может дойти до E_3-*(Эн+Мт+Кв+Ж)* или даже попасть в систему *Фо-Мт-Гем-Кв*. Этот тренд кристаллизации, конечно же, будет характеризоваться ростом содержания SiO_2 и степени окисления железа, но уменьшением его содержания, т.е. это типичный боуэновский тренд. Такой тип кристаллизации рассмотрен Осборном [Osborn, 1959] в разделе "Кристаллизация при других условиях".

Все описанные варианты хода кристаллизации смоделированы на основе предположения, что исходный состав расплава соответствует тому объему фазового полиэдра, в котором второй выделяющейся твердой фазой является магнетит. Иными словами, все построения опирались на фазовые равновесия в системе *Фо-Фа-Мт*. Несколько иные тренды кристаллизации будут получаться, если брать такие исходные расплавы системы *Фо-Фа-Мт-Кв,* которые, выделяя *Ол,* попадают на поверхность *(Ол+Опр+Ж)*. Как и в предыдущих вариантах, дальнейший путь изменения состава расплава будет зависеть от попадания расплава на перитектическую или котектическую часть поверхности *(Ол+Опр+Ж)*. Рассмотренные модели ясно показывают, что нецелесообразно вслед за Осборном приписывать P_{O_2} значение универсального фактора, определяющего тренды дифференциации. По меньшей мере три фактора - $f_{норм}^{расп}$, P_{O_2} и F^o - взаимосвязаны и при равновесной кристаллизации изменяются синхронно, совместно влияя на ход кристаллизации. Кроме того, как показано еще Кеннеди [1950], P_{O_2} и F^o являются взаимобуферами и, следовательно, общее содержание в расплаве железа и F^o будут оказывать влияние на P_{O_2} и, наоборот, P_{O_2} будет влиять на F^o, стремясь к равновесию.

Из всего вышесказанного можно сделать вывод, что дифференционный тренд определяется исходным составом расплава, а роль P_{O_2} заключается в усложнении и искажении естественного хода фракционной кристаллизации.

Представляется, что выделенные Осборном типы кристаллизации - при постоянстве общего состава и при постоянстве P_{O_2} - маловероятны в природе, поскольку природные системы практически всегда содержат водный флюид, взаимодействие с

которым в ходе кристаллизации порождает тенденцию к постоянству *FeO/MgO* отношения в расплаве. Более того, тренды кристаллизации при постоянстве P_{O_2} зависят от величины P_{O_2}.

Осборном были проанализированы тренды кристаллизации базальтоидной магмы при только двух уровнях P_{O_2} 0.21 и 1.0 атм., при которых конечные расплавы обогащаются SiO_2, однако анализ более широкого диапазона вариаций P_{O_2} выявил возможности для реализации противоположной тенденции или для формирования трендов сложной конфигурации. Очевидно, что в настоящее время применение модели должно быть ограничено частными случаями наиболее простых серий, для которых упрощенные "базовые" 4-компонентные системы могут служить достаточно приемлемыми моделями.

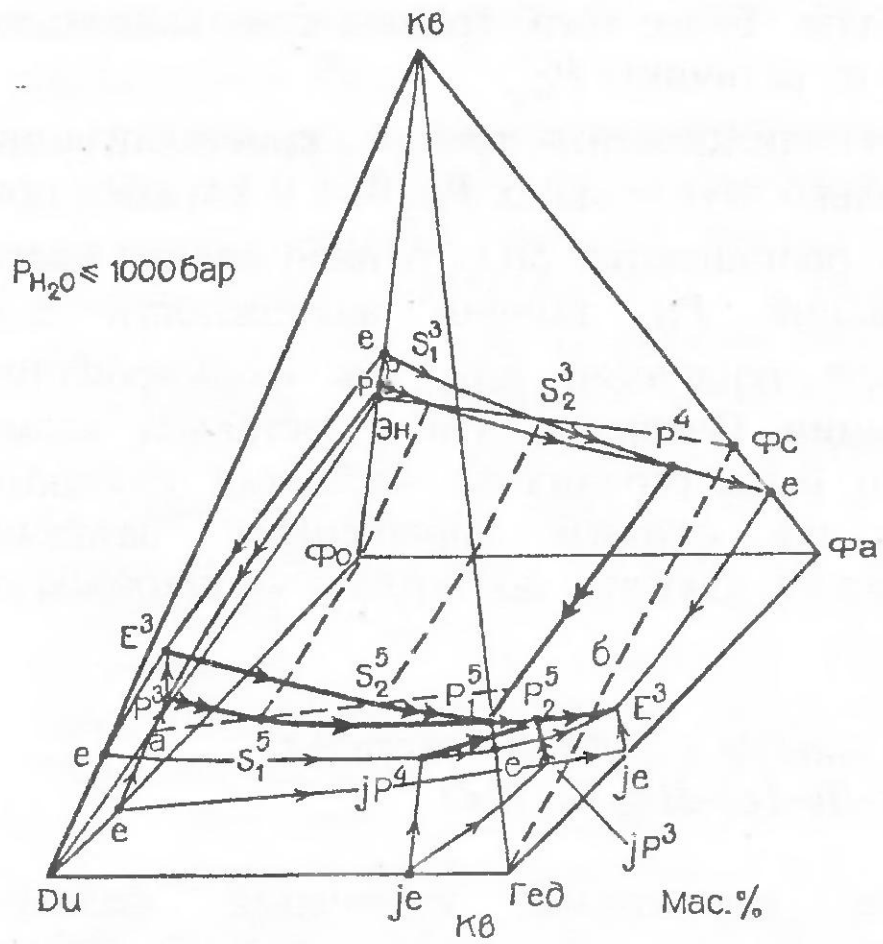
3.3. Частные системы и изоплеты системы Фо-Фа-Ди-Гед-Мт-Кв-H_2O

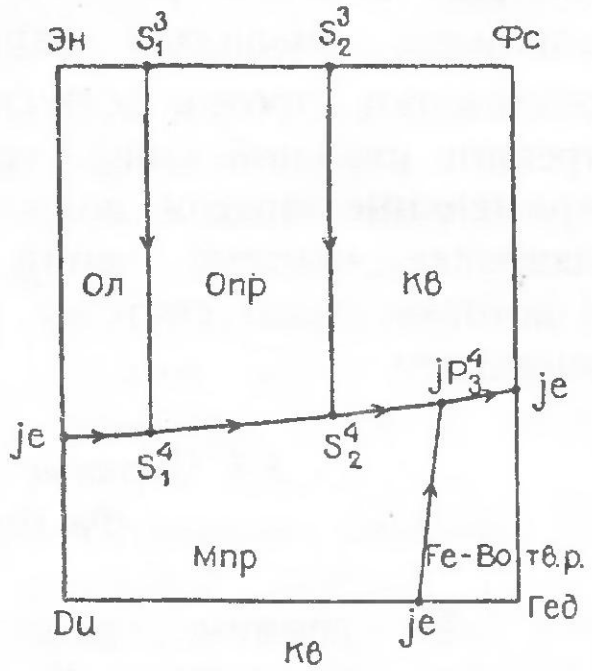
В данном разделе рассмотрим изменения фазовых превращений системы *Фо-Фа-Кв* при добавлении к ней *Ди (Гед)* и *Мт*.

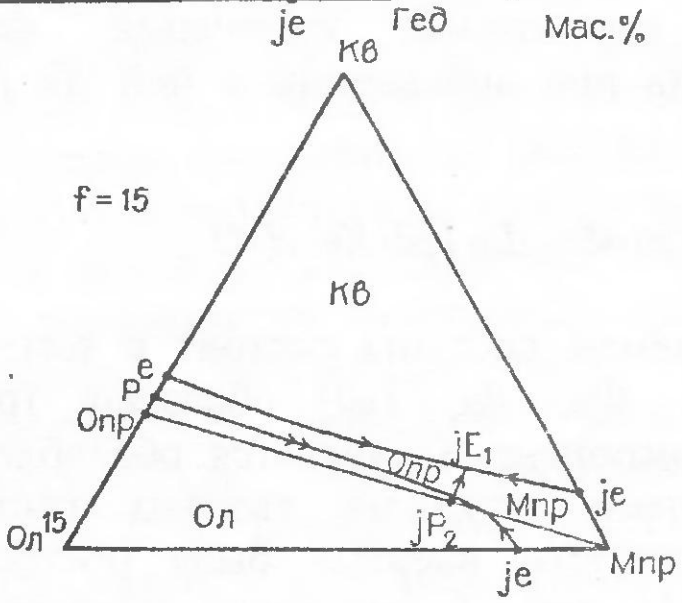
3.3.1. Система Фо-Фа-Ди-Гед-Кв-H_2O

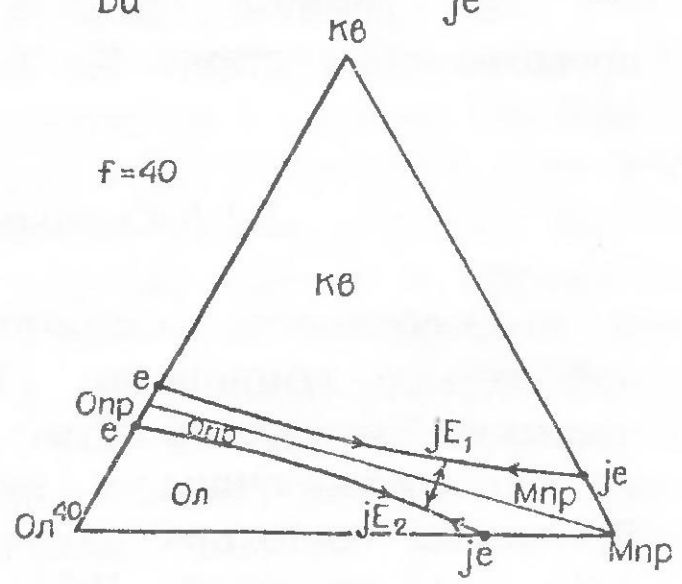
Особенность рассматриваемой системы состоит в том, что в ней четыре компонента (*Фо, Фа, Ди, Гед)* образуют тройную взаимную системы, а пятый компонент *Кв* является обособленным, т.е. не образующим с первыми четырьмя твердых растворов. Диаграмма состояния такой системы впервые была построена в 1993 г. [Дубровский, 1993]. На рис.3.7 приведена изобарическая фазовая диаграмма данной системы и изоплеты к ней, построенные с учетом экспериментальных данных по граничным тройным системам и с соблюдением правил физико-химического геометрического анализа фазовых диаграмм. Как видно из рис.3.7, топология ликвидусных областей очень сложна, что обуславливает многообразие фазовых реакций и конечных парагенезисов с участием оливинов, пироксенов, железистого волластонита (твердого раствора) и кварца в общей системе.

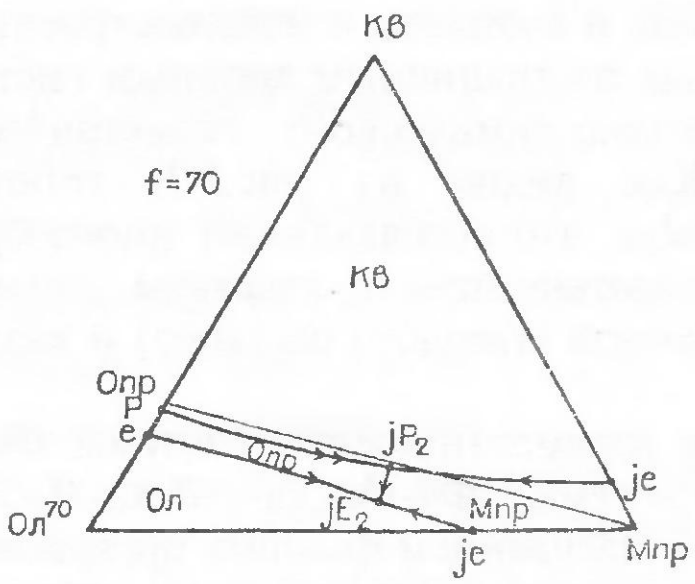
Описанные выше фазовые взаимоотношения системы *Фо-Фа-Кв* транслируются в объем системы *Фо-Фа-Ди-Гед-Кв-H_2O* без изменения, что подтверждается согласованием фазовых превращений, установленных экспериментально в "пироксеновом" четырехугольнике [Yoder et al., 1969 и др.], который является сечением в рассматриваемой системе. "Пироксеновая" поверхность делит объем пирамиды на две части: насыщенную кремнеземом (кварцнормативную) и недосыщенную (оливиннормативную).











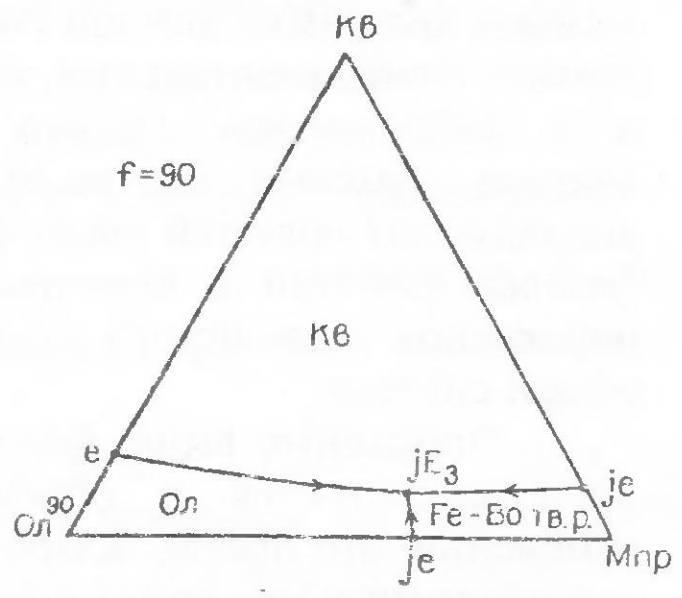


Рис.3.7. Изобарическая фазовая диаграмма и изоплеты (по f_{O_2}) системы Фо-Фа-Ди-Гед-Кв-(H_2O) при P_{H_2O}<1000 бар

Изоплетические сечения по $f_{норм}^{расп}$ более наглядно отражают фазовые превращения, происходящие внутри пирамиды на определенных интервалах железистости системы. Их можно использовать для прослеживания путей кристаллизации расплавов, задаваясь различной степенью фракционирования. Поскольку топология диаграмм различных интервалов $f_{норм}^{расп}$ значительно отличается друг от друга (рис.3.7), то очевидно, что тренды дифференциации расплава и, соответственно, составы твердых фаз, в первую очередь, будут зависеть от железистости исходного расплава и, во вторую, - от степени фракционирования. Так, например, если исходный состав расплава имеет $f_{норм}^{расп}$=15% и на соответствующей изоплете попадает в "треугольник" *(Ол*^{15}*-Опр-Мпр)*, то в зависимости от степени фракционирования и скорости изменения железистости расплава возможна реализация трех типов трендов: 1-й тренд - до *jE*$_1^4$*-(Опр+Мпр+Кв=Ж)* (боуэновский); 2-й тренд - до *jE*$_2^4$*-(Ол+Опр+Мпр=Ж)* (феннеровский) и 3-й - до *jE*$_4$*-(Ол+Кв+Во*$_{тв.р.}$*=Ж)* (феннеровский) и даже до *jE*$_3$ системы *Фс-Гед-Кв-H*$_2$*O*.

Первый тренд формируется в условиях замедленного фракционирования. Для достижения *E*$_2^4$ во втором варианте необходима высокая скорость выделения твердых фаз из равновесия с остаточным расплавом, что будет приводить к быстрому росту $f_{норм}^{расп}$ и перемещению виртуальной точки расплава в объем диаграммы, где перитектикаль *(Опр=Ол+Ж)* становится эвтектикалью и появляется эвтектика *(Ол+Опр+Мпр=Ж)*, в которой и закончится кристаллизация. Третий вариант трендов - с завершением кристаллизации в *jE*$_3$*-(Ол+Во*$_{тв.р.}$*+Кв=Ж)* - представляет особый случай, когда расплав попадает в двойную эвтектику на коннноде *(Опр-Мпр)* (сечение поверхности "пироксенового" четырехугольника) одновременно с перитектикалью, выделяя пироксены. Расплав будет оставаться в этой эвтектике до тех пор, пока не закончится кристаллизация, либо до превращения котектикали *(Опр+Кв=Ж)* и эвтектики *(Опр+Мпр+Кв=Ж)* в перитектику *(Опр+Мпр=Ж+Кв)*. Расплав в процессе такой реакции будет обогащаться железом и обедняться *SiO*$_2$ (феннеровский тренд). Возможны и более сложные смешанные тренды дифференциации.

Заметим, что оливиннормативные расплавы с $f_{норм}^{расп}$>25% при любой степени фракционирования не смогут попасть в подсистему, пересыщенную *SiO*$_2$, а будут изменять свой состав до *E*$_2$*-(Ол+Опр+Мпр=Ж)*, либо до *jE-(Ол+Во*$_{тв.р.}$*+Кв=Ж)*, т.е. их тренды дифференциации будут соответствовать феннеровскому. Тот же путь будут проходить оливиннормативные расплавы с еще большей железистостью, а на интервале $f_{норм}^{расп}$=50-78% и расплавы, пересыщенные *SiO*$_2$ (кварцнормативные), при определенных условиях

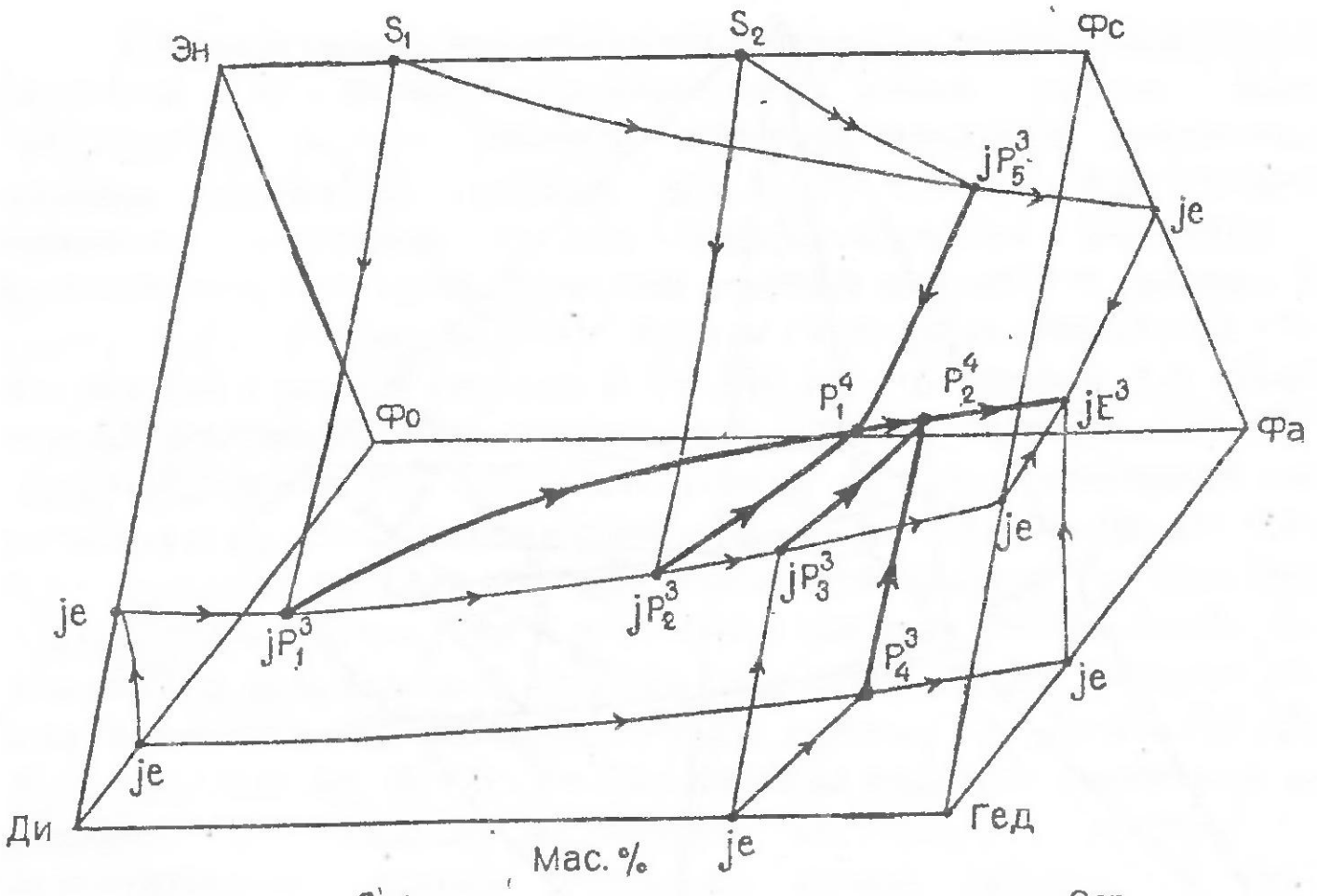
фракционирования (флотация кварца) будут стремиться к jE_2-(*Ол+Опр+Мпр=Ж*).

Как следует из сказанного, даже в системе, не содержащей Fe_2O_3 и *Mm* (не подверженной влиянию P_{O_2}), изменение составов расплавов при фракционной кристаллизации может происходить как по боуэновскому, так и по феннеровскому трендам, в зависимости от $f^{расп}_{норм}$ исходного расплава и степени фракционирования. Это еще раз подтверждает, что в данном случае тренды дифференциации определяются физико-химическими особенностями алюмосиликатных систем, а не активностью кислорода. Конечно же, в случае воздействия на систему последнего фактора вариации окисления железа будут сказываться на частной железистости *f* расплава, и таким образом опосредованно кислородный режим будет влиять на ход магматической дифференциации.

В заключение уместно еще раз привлечь внимание читателей к методическим аспектам построения диаграмм "базальтовых" мультисистем. Как указано в начале, полная система *Фо-Фа-Ди-Гед-Кв* разделена "пироксеновой" поверхностью на две подсистемы: *Эн-Фс-Ди-Гед-Кв* и *Фо-Фа-Эн-Фс-Ди-Гед*. Из-за мелкого масштаба на изобарическом сечении общей системы (рис.3.7) топологические элементы второй подсистемы проследить трудно. Поэтому на рис.3.8 показана отдельно фазовая диаграмма подсистемы *Фо-Фа-Эн-Фс-Ди-Гед*, представляющая собой четверную взаимную систему, в составе которой участвуют три катиона Ca^{2+}, Mg^{2+}, Fe^{2+} и два аниона $Si_2O_6^{4-}$ и SiO_4^{4-}. Эта диаграмма приведена здесь для того, чтобы показать возможности графического изображения четверных взаимных систем, где более наглядно отражаются фазовые взаимоотношения *Ол, Опр, Мпр, Fe-Во*$_{тв.р.}$ и *Кв*. Такой способ изображения фазовых диаграмм не характерен для петрологии, хотя при изучении солевых систем этот метод применяется широко [Минералы, 1974; Аносов и др., 1976]. Применяется он и в минералогии для изображения составов сложных твердых растворов, например, шпинелей. Наш первый опыт перенесения данного способа в петрологию базальтоидов свидетельствует о целесообразности более широкого применения при анализе и моделировании магматических систем методических приемов из смежной области физической химии солевых систем.

Системы Фо-Фа-Ди-Гед-Мт-H_2O и Эн-Фс-Ди-Гед-Мт-H_2O

На рис.3.9 приведены изобарические фазовые диаграммы этих систем, построенные с учетом экспериментальных и теоретических данных по частным граничным системам. Как видно, эти системы представляют собой тройные взаимные системы, к которым добавлен *Mm*. В то же время их можно рассматривать как частные подсистемы системы *Фо-Фа-Ди-Гед-Мт-Кв-H_2O*, изоплеты которой будут рассмотрены ниже.



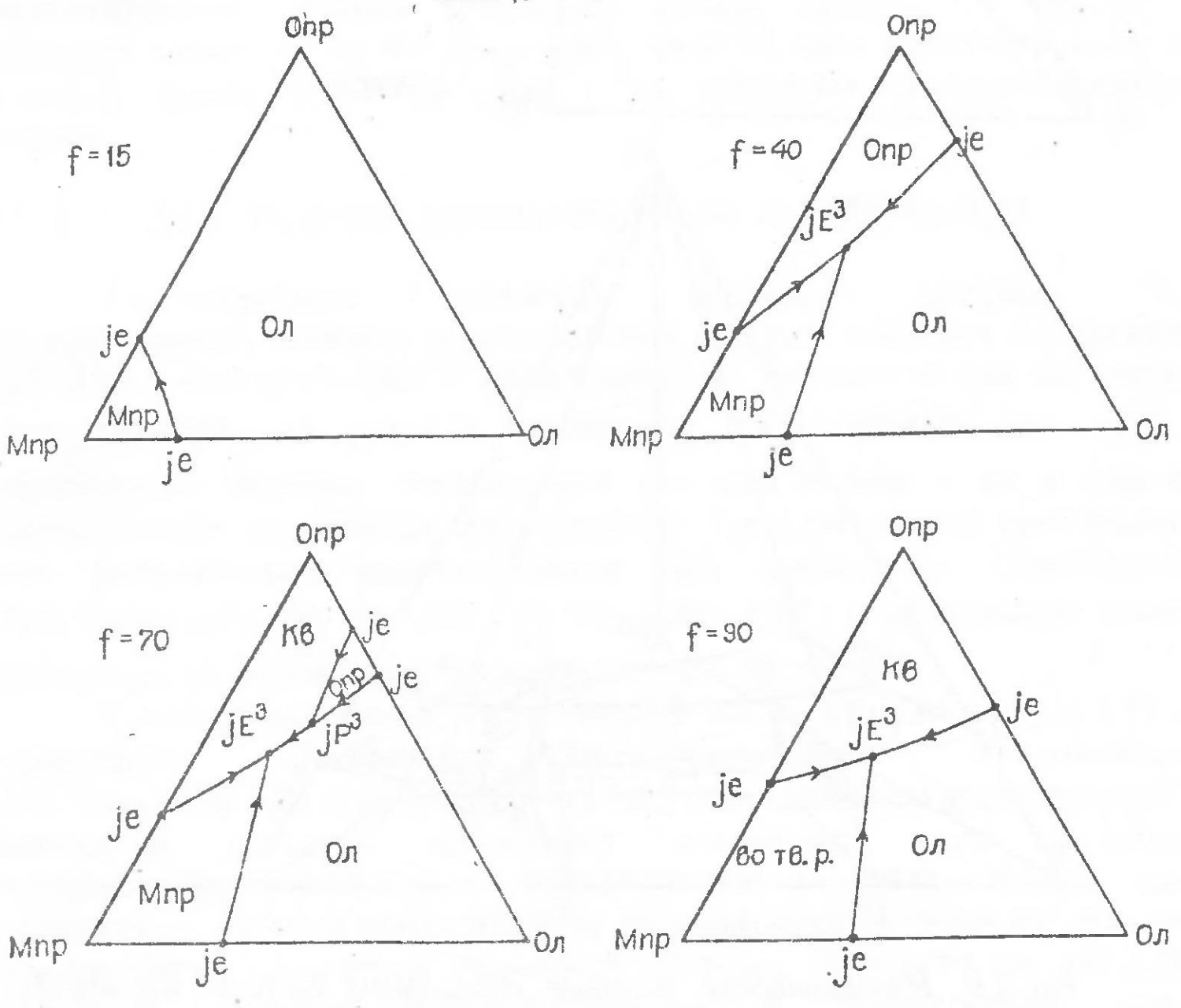


Рис.3.8. Изобарическая фазовая диаграмма и изоплеты (по $f_{ол}$) подсистемы Фо-Фа-Эн-Фс-Ди-Гед при P_{H_2O}<1000 бар

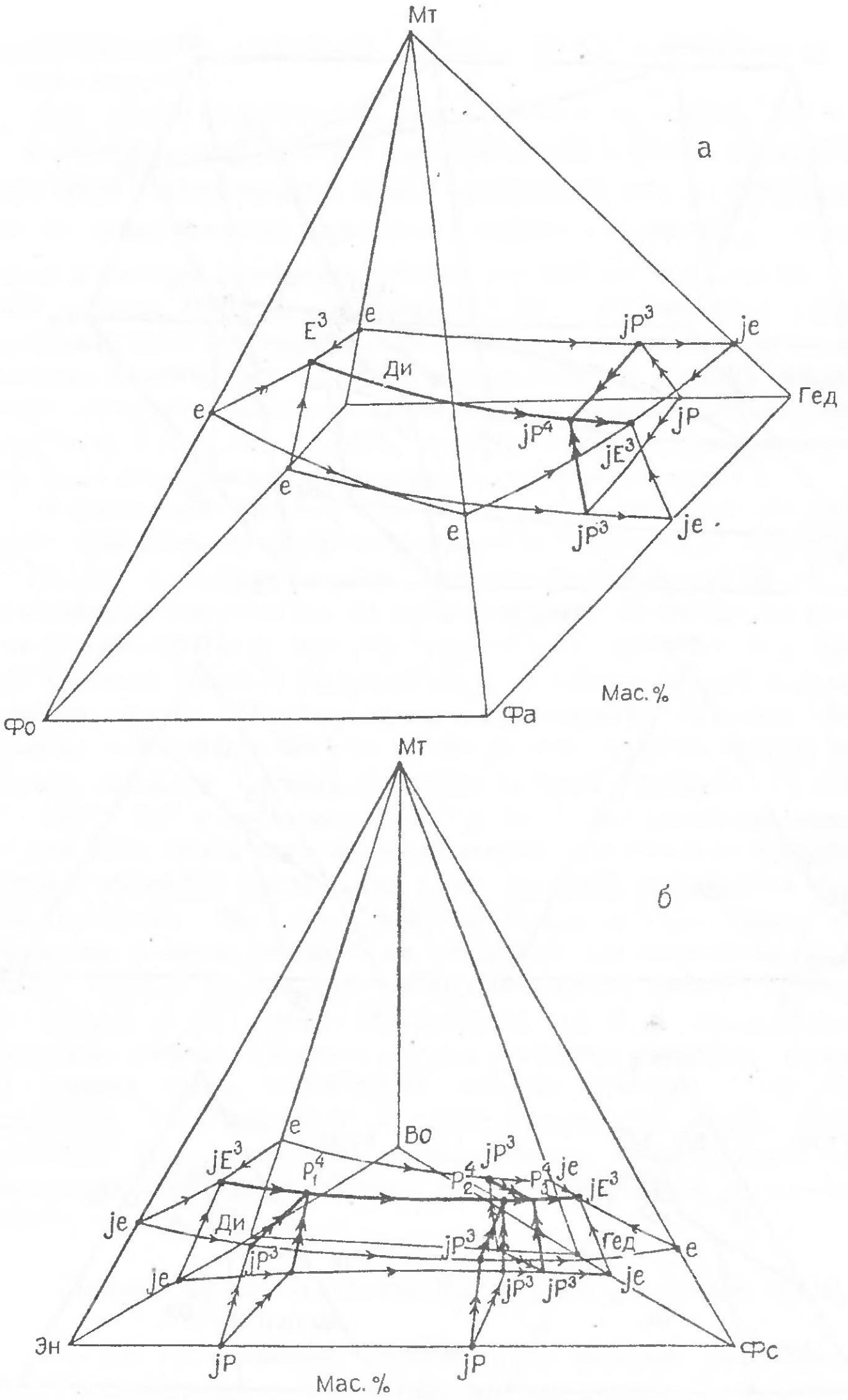


Рис.3.9. Изобарические фазовые диаграммы систем Фо-Фа-Ди-Гед-Мт-(H_2O) и Эн-Во-Фс-Мт-(H_2O) при P_{H_2O}<1000 бар:

а - система Фо-Фа-Ди-Гед-Мт-(H_2O); б - система Эн-Во-Фс-Мт-(H_2O)

Соответственно котектическим (эвтектическим) соотношениям магнетита со всеми компонентами обеих систем, фазовые превращения внутри объемов пирамид являются аналогичными таковым граничных тройных взаимных систем. Как видно из топологии диаграмм, тренды дифференциации расплавов при фракционной кристаллизации при условии закрытости системы будут стремиться к "нонвариантным" точкам граничных железистых систем: *Фа-Мт-Гед* в первой системе и *Фс-Мт-Гед* - во второй, т.е. конечные порции расплавов будут обогащаться железом и обедняться SiO_2. В случае окисления Fe^{2+} возможны разные варианты изменения состава расплава и путей кристаллизации. Так, в системе *Фо-Фа-Ди-Гед-Мт-*H_2O низкая и средняя степень окисления приведет к появлению в нормативном составе *Опр* и переходу в систему *Фо-Фа-Эн-Фс-Ди-Гед-Мт-*H_2O, а при высокой степени окисления железа расплав вообще может перейти в кварцнормативную систему *Эн-Ди-Фс-Гед-Мт-Кв-*H_2O. Система же *Эн-Фс-Ди-Гед-Мт-*H_2O является граничной между оливин- и кварцнормативной системами, поэтому даже незначительная степень окисления железа приведет к переходу расплава в систему *Эн-Фс-Ди-Гед-Мт-Кв-*H_2O, пути кристаллизации в которой проще будет проследить на изоплетах соответствующих систем.

3.3.3. Изоплеты системы Фо-Фа-Ди-Гед-Мт-Кв-H_2O

Рассмотренные топология фазовых диаграмм и, соответственно, фазовые превращения в частных системах позволяют построить изобарические и изоплетические сечения общей системы. Для примера, на рис.3.10 приведены две изоплеты по $f^{расп}_{норм}$, отражающие фазовые превращения *Ол, Опр* и *Мпр* с *Кв* и *Мт* в определенных интервалах железистости. По ним можно проследить ход фракционной кристаллизации при постоянном отношении *FeO/MgO* (либо *Фа/Фо*, либо *Фс/Эн*, либо $f^{расп}_{норм}$) с изменением этого параметра, не выходящим за определенные пределы.

Следует напомнить, что в системе *Фо-Фа-Ди-Гед-Кв* (рис.3.7) с изменением положения четырехфазовых поверхностей *(Ол+Опр+Мпр+Ж)* и *(Опр+Мпр+Кв+Ж)* относительно "пироксеновой" плоскости составов происходит изменение типа фазовых превращений, связанных с железистостью расплава. И эти три элемента диаграммы протягиваются до реакционной точки P_1^4, т.е. по всему объему диаграммы указанной системы. Изоплеты же рис.3.10 отражают фазовые взаимоотношения в пересечениях этих поверхностей, заданных значением железистости, с добавлением к ним *Мт*.

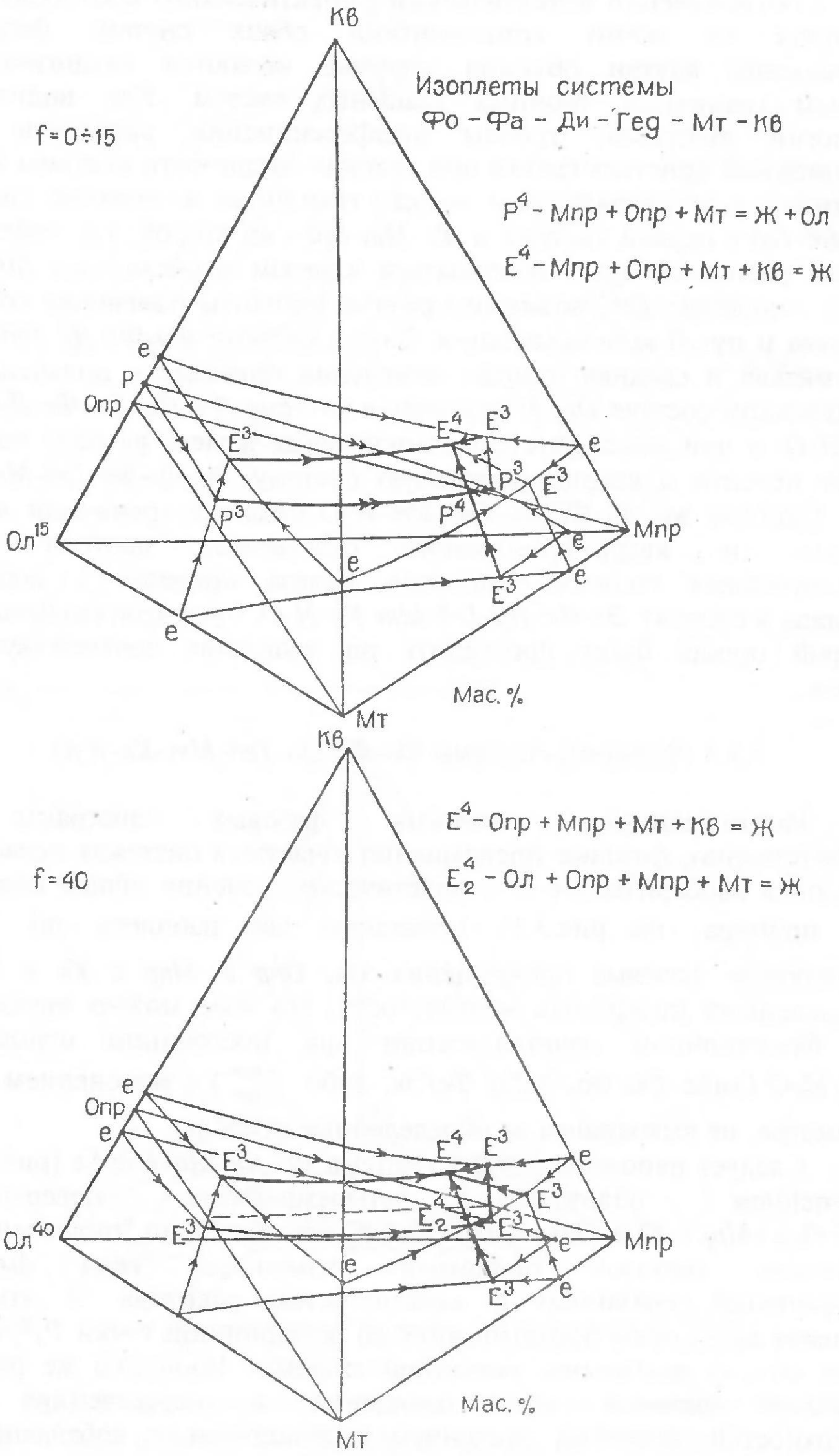


Рис.3.10. Изоплеты по $f_{расп}^{норм}$ изобарической фазовой диаграммы системы Фо-Фа-Ди-Гед-Мт-Кв-(H_2O) при P_{H_2O}<1000 бар

В изоплете $f_{норм}^{расп}$=15% *Опр* и *Ол* находятся в перитектических взаимоотношениях, что графически выражается нахождением "нонвариантной" точки подсистемы *Ол-Опр-Мпр-Мт-H_2O* в объеме кварцнормативной подсистемы. Такие взаимоотношения сохраняются в системе на интервале $f_{норм}^{расп}$=0-25%. С применением этой изоплеты можно прослеживать пути фракционной кристаллизации различных расплавов при постоянном общем составе системы и при постоянном отношении *FeO/MgO*. Условия постоянства P_{O_2} для изоплет по $f_{норм}^{расп}$ невозможно создать, поскольку в изобаре по P_{O_2} при кристаллизации *Ол* и пироксенов до их котектики с *Мт* непрерывно меняется железистость как расплава, так и твердых фаз. Поэтому исходные расплавы с небольшой железистостью (10-15%), попадающие в объем "оливиннормативной" подсистемы, при фракционной кристаллизации будут стремиться к E_1^4-*(Опр+Мпр+Мт+Кв=Ж)*, т.е. кристаллизация будет проходить по боуэновскому тренду. Если же в процессе кристаллизации *Ол* значение $f_{норм}^{расп}$ увеличится до 25% до того, как расплав попадет в "кварцнормативную" подсистему, то его дальнейшая кристаллизация пойдет по феннеровскому тренду.

Изоплета по $f_{норм}^{расп}$=40% отражает фазовые превращения, происходящие в рассматриваемой системе на интервале $f_{норм}^{расп}$=25-55%. Как видно из топологии этой изоплеты, "нонвариантные" точки соответствующих подсистем находятся в объеме своих подсистем. Следовательно, оливиннормативные расплавы с железистостью 25-55% будут стремиться к E_2^4-*(Ол+Опр+Мпр+Мт=Ж)*, т.е. будут фракционировать по феннеровскому тренду.

Таким образом, как следует из краткого рассмотрения фракционной кристаллизации в приведенных изоплетах, в системе *Фо-Фа-Ди-Гед-Мт-Кв-H_2O* типы фракционной кристаллизации аналогичны системе *Фо-Фа-Мт-Кв*. Отличия заключаются лишь в участии в фазовых превращениях *Мпр*, т.е. добавление в базовую систему *Ди* и *Гед* практически ничего не меняет, что можно использовать для сокращения мерности диаграммы, строя проекции из вершин *Мпр*, либо *Мт* .

3.4. Частные системы и изоплеты системы Аб-Ан-Фо-Мт-Кв-H_2O

(Фа)

Рассмотрим, как влияет на фазовые превращения добавление *Ан* и *Аб* в системы *Фо-Фа-Кв-H_2O* и *Фо-Фа-Мт-Кв-H_2O*. Поскольку в трехмерном пространстве для пяти- и шестикомпонентной систем не представляется возможным построить изобарические фазовые диаграммы, то попытаемся понять физико-химические особенности

полной системы через четырехкомпонентные частные системы и изоплеты.

3.4.1. Система Фо-Фа-Ан-Кв-H_2O

В отличие от предыдущей системы, для данной системы пока не получены надежные экспериментальные данные, обеспечивающие контроль трансляции топологических элементов граничных диаграмм в объем тетраэдра составов, поэтому теоретически возможны два равновероятных варианта построения ее изобарической диаграммы.

Первый вариант исходит из априорного предположения, что в системе *Фо-Ан-Кв-H_2O* "нонвариантные" точки *E-(Эн+Ан+Кв=Ж)* и *P-(Эн+Ан=Ж+Фо)* при трансляции в объем тетраэдра образуют соответствующие "моновариантные" линии, которые располагаются относительно поверхности *(Эн-Фс-Ан)* так же, как "моновариантные" линии в системе *Фо-Фа-Кв* относительно конноды *(Эн-Фс)* (естественно, с некоторым смещением по железистости системы). В этом случае получается диаграмма, отражающая фазовые превращения с изменением железистости расплава, аналогичные рассматриваемым в предыдущей системе [Дубровский, 1993].

Второй вариант опирается на результаты экспериментов [Longhi, Pan, 1988]. Как видно из рис.3.11, во втором варианте моновариантные линии E_1^3-E^4-*(Опр+Ан+Кв=Ж)* (котектикаль) и P^3-P^4-*(Опр+Ан=Ж+Ол)* (перитектикаль) располагаются над поверхностью *(Эн-Фс-Ан)*, т.е. они на всем интервале $f_{норм}^{расп}$ не меняют тип фазового превращения. Беспироксеновое высокожелезистое окончание котектического фазового превращения *(Ол+Ан+Кв=Ж)* приходит в E_2^3 системы *Фа-Ан-Кв*. Кроме того, внутри тетраэдра имеется еще одно моновариантное перитектическое равновесие *(Ол+Кв=Ж+Опр)*, образованное трансляцией в объем тетраэдра перитектической точки P^3 системы *Фо-Фа-Кв-H_2O*. Пересечение описанных моновариантных линий дает реакционную точку P^4-*(Ол+Ан+Кв=Ж+Опр)*, также расположенную над пироксеновой плоскостью.

Различия в топологии фазовых диаграмм двух вариантов настолько принципиальны и существенны, что в приложении к анализу природных магматических серий они могут привести к взаимоисключающим выводам. Это обстоятельство придает вопросу о заверке "правильности" того или иного варианта исключительную актуальность. Автору представляется, что теоретические построения изобарической диаграммы для системы *Эн-Фс-Ди-Гед-Ан-H_2O* и изоплет к ней по $f_{норм}^{расп}$, с учетом фазовых превращений в "пироксеновом четырехугольнике" (рис.3.7), свидетельствуют в пользу "правильности" первого варианта, однако наличие экспериментальной "опоры" у альтернативного варианта вынуждает не только считаться с

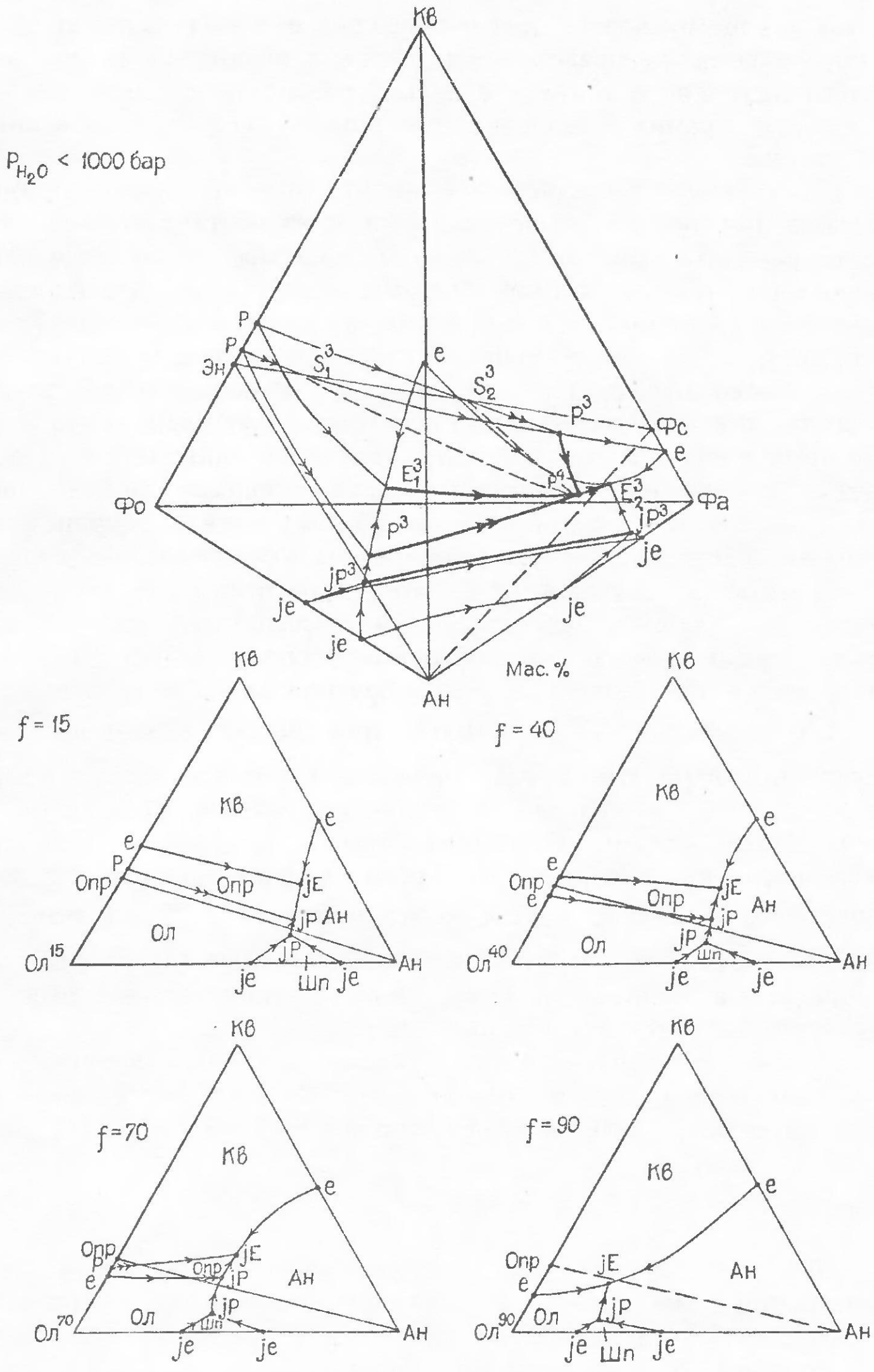


Рис.3.11. Изобарическая фазовая диаграмма и изоплеты по $f_{расп}^{норм}$ *системы Ан-Фо-Фа-Кв-(H_2O) при* P_{H_2O}<1000 *бар*

ним, но и конструировать соответствующие ему модельные тренды. Для преодоления "неопределенности" крайне желательно повторение экспериментов Лонги и Пана в другой лаборатории, поскольку по определению самих авторов это были рекогносцировочные исследования.

С учетом последнего комментария приведем пример прослеживания трендов дифференциации на изоплетических сечениях второго варианта диаграммы полной системы с *Ан* (рис.3.11). Особенностью изоплет данной системы является то, что фазовые превращения граничной системы *Фо-Фа-Кв* в интервале нормативной железистости 0-78% при трансляции в объем тетраэдра изменяют тип фазовых превращений, но при этом в "нонвариантных" точках изоплет тип фазовых превращений остается неизменным. Из-за этого на данном интервале железистости исходные оливиннормативные расплавы с различной железистостью в процессе фракционной кристаллизации дифференцируют по единому тренду - происходит увеличение содержания железа и кремнезема в остаточном расплаве и он стремится к *E-(Опр+Ан+Кв=Ж)* (котектикаль в тетраэдре). Причем, чем больше будет исходная железистость, тем меньше возрастет содержание SiO_2 в остаточном расплаве (в мас.%). Такой тренд является промежуточным между боуэновским и феннеровским.

На интервале $f_{норм}^{расп}$=78-100% при эвтектическом фазовом превращении *E-(Ол+Ан+Кв=Ж)* происходит уменьшение (в мас.%) содержания SiO_2 в расплаве и увеличение железа (феннеровский тренд). Любая степень окисления железа на данном интервале железистости не повлияет на тренд дифференциации, однако значительное окисление железа может понизить $f_{норм}^{расп}$ до значений менее 78% и сместить тем самым расплав в предыдущий интервал, где его кристаллизационная дифференциация будет происходить по соответствующему промежуточному тренду.

Таким образом, анализ факторов, определяющих ход дифференциации в системе *Фо-Фа-Ан-Кв-*H_2O, и в этом случае не подтверждает идеи Осборна о ведущей роли P_{O_2}.

3.4.2. Система Фо-Фа-Аб-Кв-H_2O

Данная система не использовалась Осборном при рассмотрении трендов кристаллизационной дифференциации базальтоидных магм, однако Куширо [Kushiro, 1975] высказывал предположение о значительном влиянии *Аб* и H_2O на тренды дифференциации.

На рис.3.12 представлены изобарическая (P_{H_2O}<1000 бар, до появления амфибола) фазовая диаграмма этой системы и изоплетические сечения по $f_{норм}^{расп}$, построенные с учетом

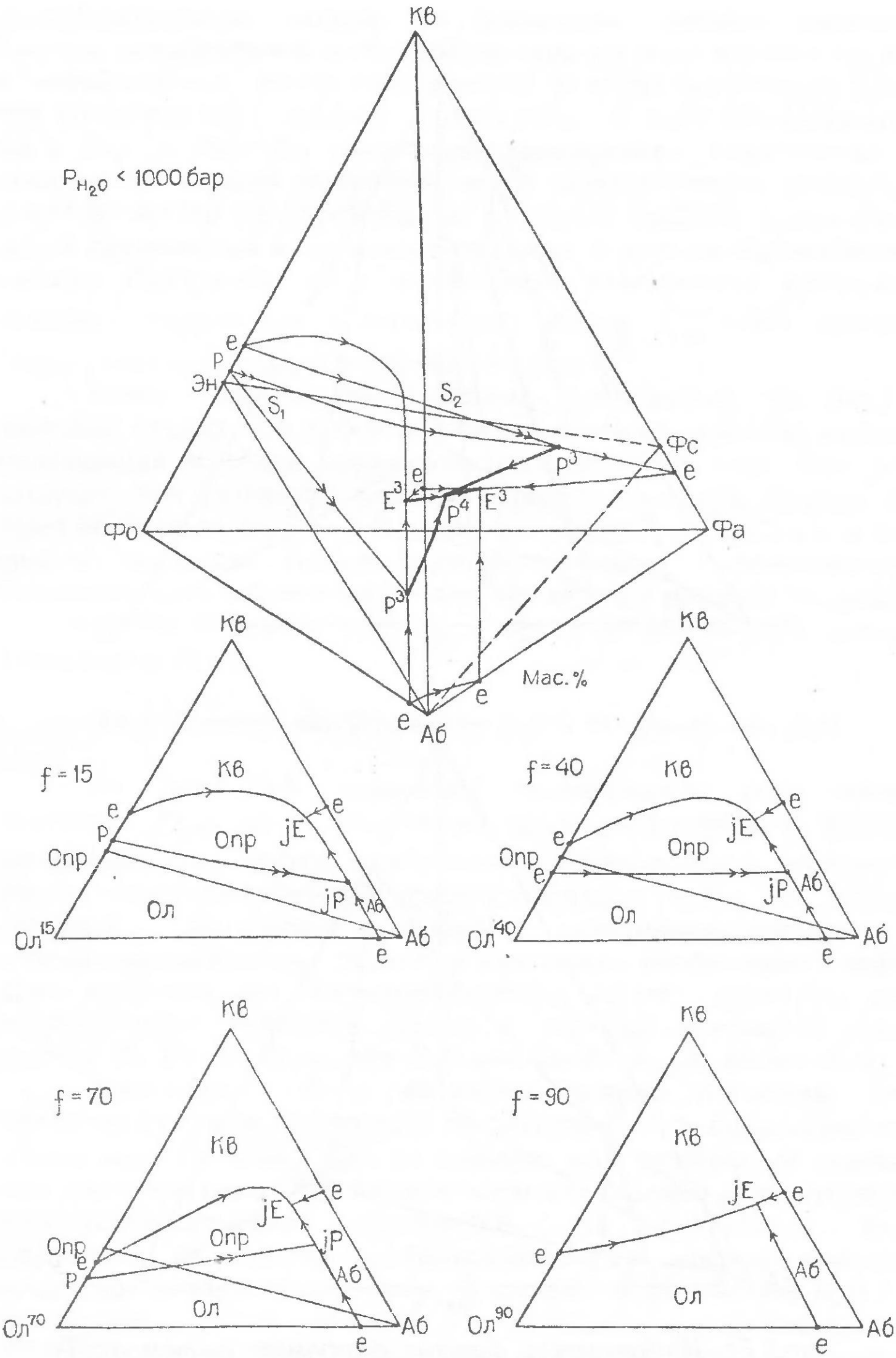
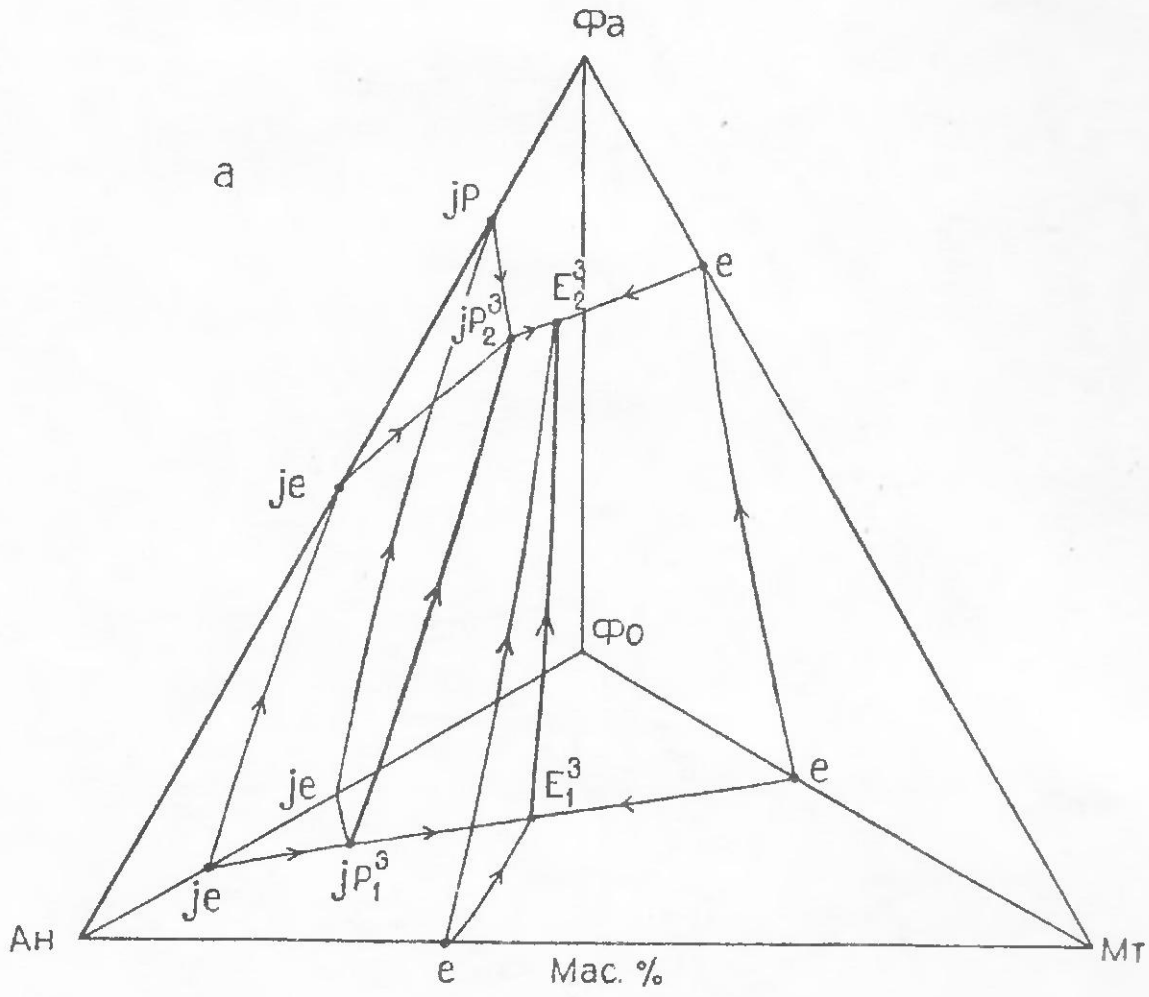


Рис.3.12. Изобарическая фазовая диаграмма и изоплеты по $f^{норм}_{расп}$ *системы Аб-Фо-Фа-Кв-(H_2O) при* P_{H_2O}<1000 *бар*



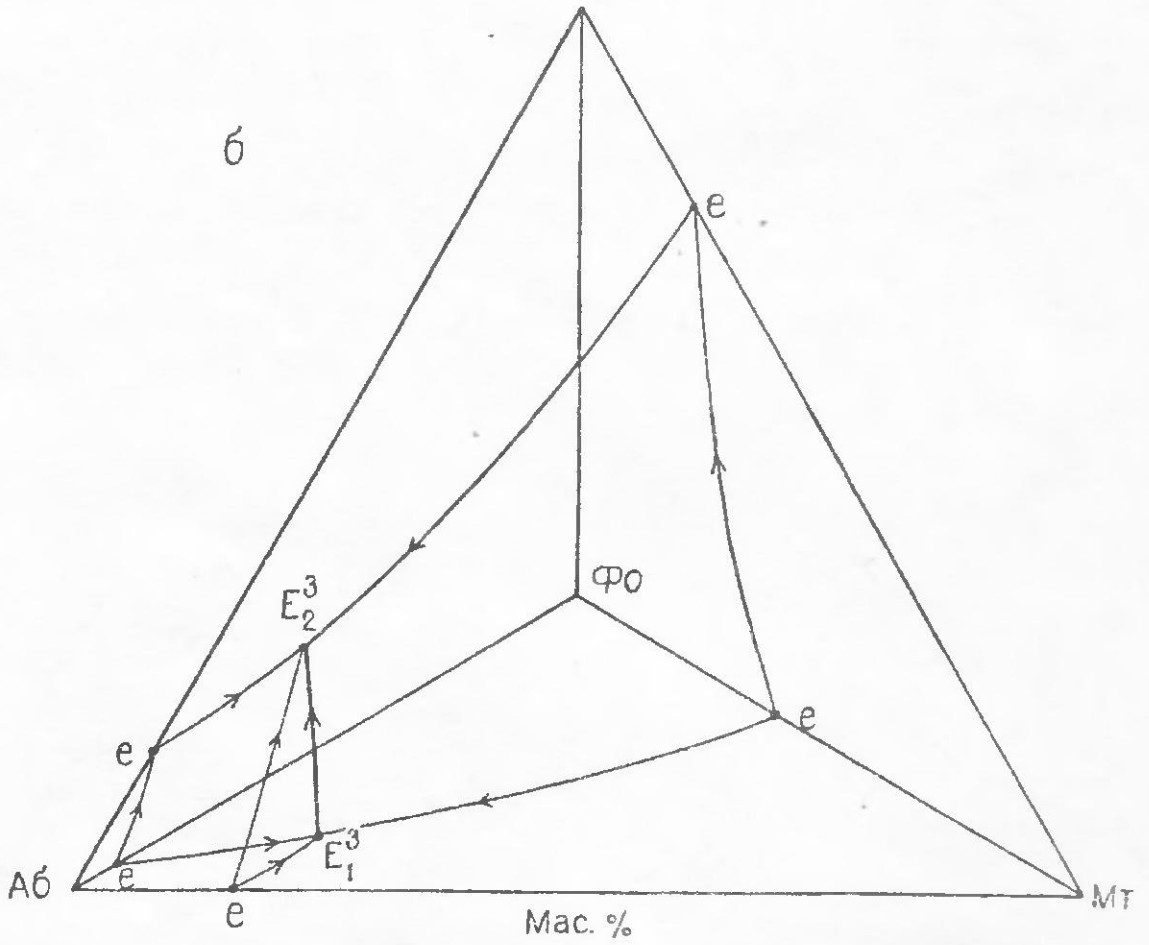


Рис.3.13. Изобарические фазовые диаграммы систем Ан-Фо-Фа-Мт-(H_2O) и Аб-Фо-Фа-Мт-(H_2O) при P_{H_2O}<1000 бар:

а - система Ан-Фо-Фа-Мт-(H_2O); б - система Аб-Фо-Фа-Мт-(H_2O)

экспериментальных данных по граничным тройным системам. Главной отличительной особенностью этой системы является то, что в "нонвариантных" точках концентрация *Аб* всегда значительно выше, чем концентрации остальных компонентов, т.е. поля кристаллизации *Ол* и *Опр* (и даже *Кв*) значительно расширяются. Теоретически не исключается вариант диаграммы, когда перитектическое равновесие *(Опр+Аб=Ж+Ол)* на определенном интервале средней железистости может превратиться в эвтектическое (точка *Р* изоплет переместится в систему *Опр-Ол-Аб*), но с увеличением железистости произойдет обратное превращение в перитектику и при $f_{норм}^{расп}$=78% появится "нонвариантная" точка *(Ол+Аб+Кв=Ж+Опр)*.

Таким образом, из топологии приведенных на рис.3.12 диаграмм следует, что любой оливиннормативный исходный расплав, попадающий в объем первичного выделения *Ол* (или *Опр*) этой системы, при различных условиях фракционирования твердых фаз будет обедняться *MgO* и *FeO* и обогащаться SiO_2 и Na_2O, т.е. в этой системе возможен только боуэновский тренд дифференциации. Окисление даже небольшого количества железа в расплаве приведет к его переходу в другую систему - *Фо-Фа-Аб-Мт-Кв-*H_2O, которая рассмотрена ниже.

3.4.3. Системы Фо-Фа-Ан-Мт-H_2O *и Фо-Фа-Аб-Мт-*H_2O

На рис.3.13а,б приведены изобарические (при низких значениях P_{H_2O}, до появления на ликвидусе амфибола) фазовые диаграммы этих систем, построенные геометрическим методом с учетом топологии граничных трехкомпонентных систем. Эти системы являются граничными между оливиннормативными и нефелиннормативными, поэтому в них можно рассматривать только кристаллизацию при постоянном общем составе, поскольку даже незначительное окисление железа в расплаве переместит его в систему *Фо-Фа-Эн-Фс-Ан-Мт-*H_2O или *Фо-Фа-Эн-Фс-Аб-Мт-*H_2O.

Диаграммы с *Ан* и *Аб* имеют сходную топологию. Если абстрагироваться от присутствия на диаграмме с *Ан* призматического объема кристаллизации *Шп*, то наиболее явно выраженное различие этих диаграмм сведется к несопоставимости объемов кристаллизации полевошпатсодержащих ассоциаций, что естественно будет отражаться на трендах дифференциации и составе конечных продуктов кристаллизации магм. В системе *Фо-Фа-Ан-Мт-*H_2O при постоянном общем составе и фракционной кристаллизации котектических составов конечные продукты будут обогащаться железистым оливином, в результате чего содержание SiO_2 в расплаве будет уменьшаться, железистость увеличиваться, а суммарное содержание $(FeO+Fe_2O_3)$ может оставаться на одном уровне. В системе же *Фо-Фа-Аб-Мт-*H_2O при тех же условиях фракционной

кристаллизации остаточный расплав будет обогащаться *Аб* с одновременным ростом содержания SiO_2 и значения $f_{норм}^{расп}$, и снижением суммарного содержания железа. На бинарном графике $(FeO+Fe_2O_3)/(FeO+Fe_2O_3+MgO)$-$SiO_2$ продукты дифференциации в этих системах отобразятся в виде двух различных кривых, первая из которых будет соответствовать феннеровскому тренду, а вторая - боуэновскому.

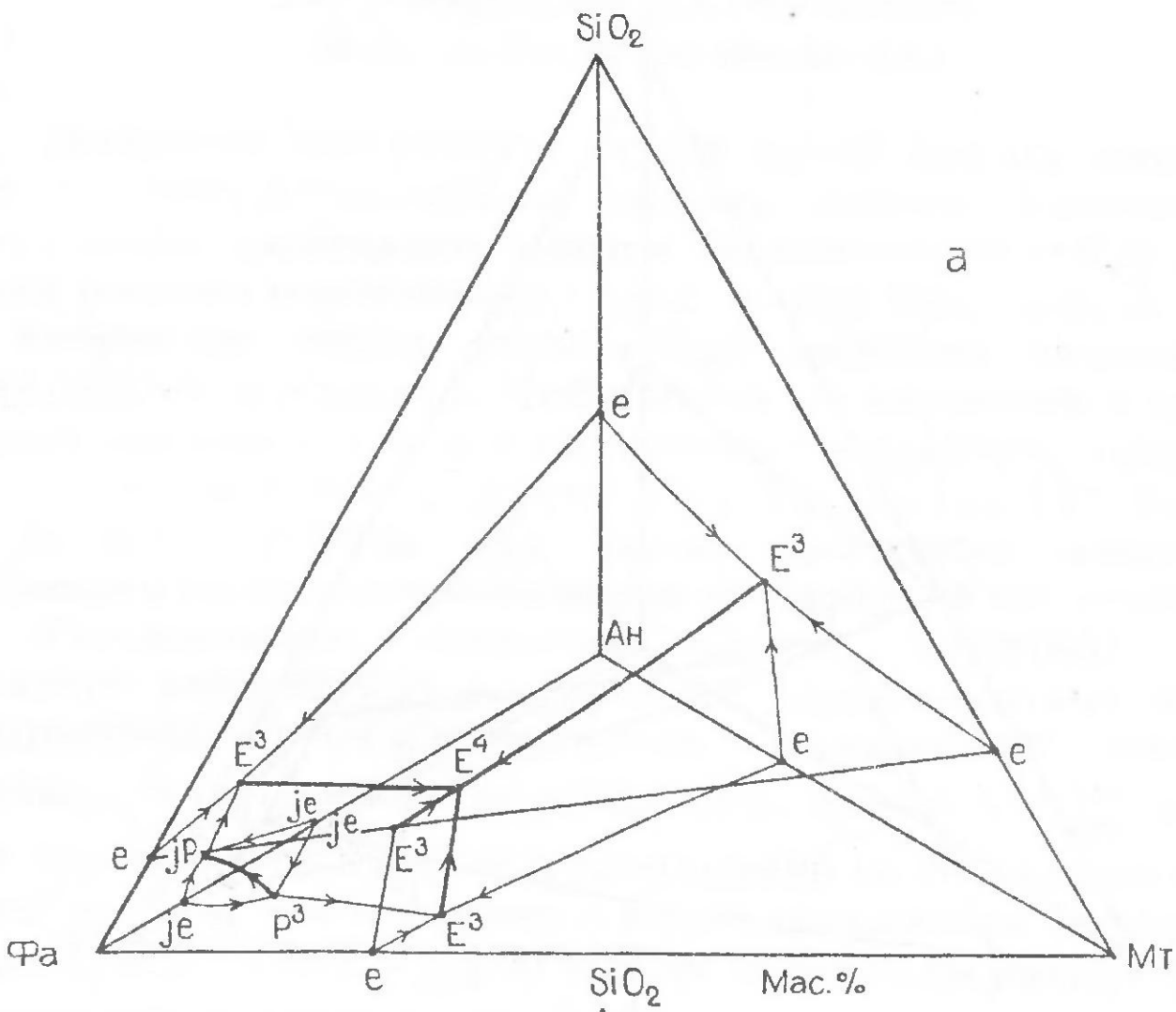
Фракционная кристаллизация этих систем при условии постоянства P_{O_2} или FeO/MgO будет проходить по трендам, аналогичным трендам кристаллизации при постоянстве общего состава. Различия будут лишь в количественном наборе породных членов дифференцированного ряда и составе мафических минералов. Из изложенного следует, что даже в недосыщенных кремнеземом полевошпатсодержащих закрытых системах, в зависимости от состава плагиоклаза, будут проявляться различные тренды дифференциации. По формальным признакам тренд фракционной кристаллизации в системе с кислым плагиоклазом соответствует боуэновскому тренду, хотя расплав и породы будут оставаться в граничной системе предельного насыщения кремнеземом.

3.4.4. Железистые системы с Ан и Аб

Эти системы предлагается рассмотреть в связи с влиянием добавок *Ан* и *Аб* на содержание железа и кремнезема в кристаллизующемся расплаве системы *Фа-Мт-Кв*.

На рис.3.14 приведены изобарические (при низких значениях P_{H_2O}) разрезы диаграмм состояния систем *Фа-Мт-Ан-Кв-*H_2O и *Фа-Мт-Аб-Кв-*H_2O. Для данных систем также отмечается топологическое сходство фазовых диаграмм с усложнением шпинелевого объема для системы с *Ан*. Главное различие, как и в низкожелезистых подсистемах, заключается в размерах объемов кристаллизации *Ан* и *Аб* и, соответственно, количественных соотношениях фаз в эвтектических точках. Эвтектическая точка системы с *Ан* смещена к вершине *Фа*, а системы с *Аб* - к вершине *Аб*. Поэтому при фракционной кристаллизации для всех условий кристаллизации в системе с *Ан* конечные продукты дифференциации будут обогащаться железом, а в системе с *Аб* - кремнеземом и натрием.

Таким образом, даже в чисто железистых составах накопление или уменьшение содержания железа и кремнезема в остаточных расплавах (при условии центрального положения фигуративной точки исходного расплава) зависит от компонентного состава системы. Эту особенность нагляднее всего можно показать на примере систем *Фа-Аб-Ан-Кв* и *Фа-Мт-Аб-Ан* (рис.3.15). Топология фазовых диаграмм этих систем такова, что четырехфазовые котектические линии *(Пл+Кв+Фа+Ж)* и *(Пл+Мт+Фа+Ж)* заканчиваются в эвтектиках с альбитом, в которых содержится больше SiO_2 и Na_2O относительно исходных составов, попадающих в объемы тетраэдров.



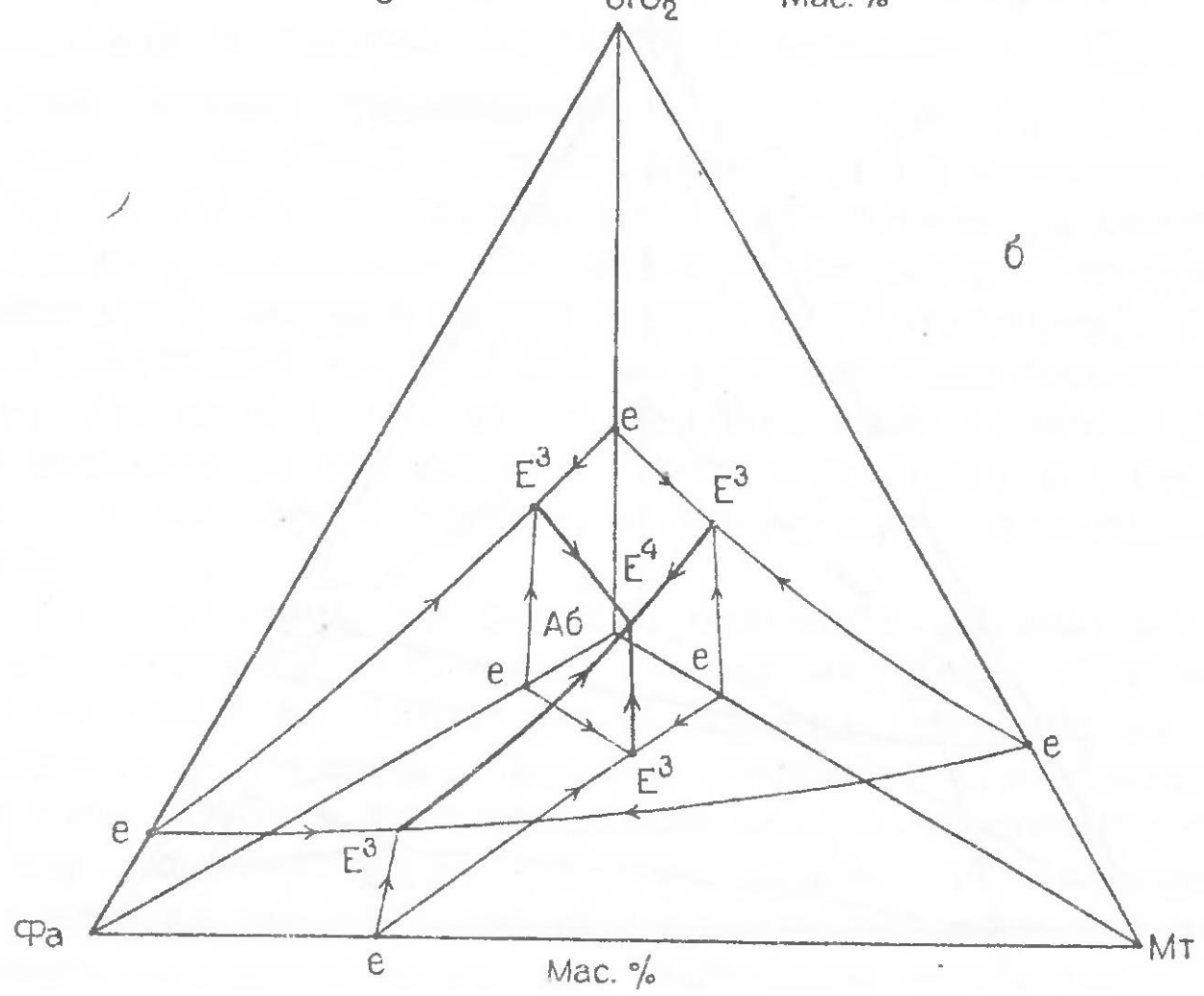


Рис.3.14. Изобарические фазовые диаграммы систем Ан-Фа-Мт-SiO_2-(H_2O) и Аб-Фа-Мт-SiO_2-(H_2O) при P_{H_2O}<1000 бар:

а - система Ан-Фа-Мт-SiO_2-(H_2O); б - система Аб-Фа-Мт-SiO_2-(H_2O)

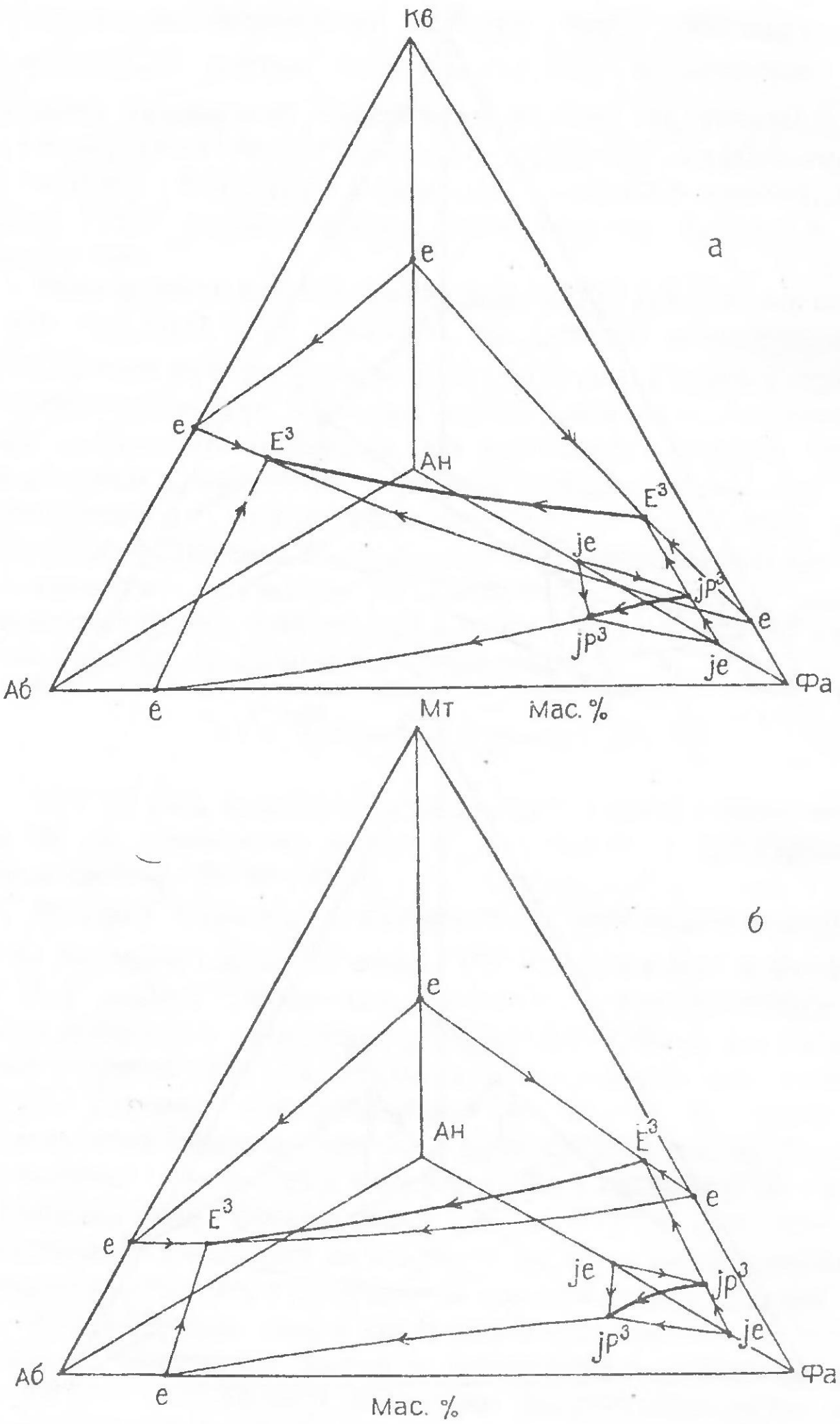


Рис.3.15. Изобарические фазовые диаграммы систем Аб-Ан-Фа-Кв-(H_2O) и Аб-Ан-Фа-Мт-(H_2O) при P_{H_2O}<1000 бар:

а - система Аб-Ан-Фа-Кв-(H_2O); б - система Аб-Ан-Фа-Мт-(H_2O)

3.4.5.Изобарические изоплеты системы Аб-Ан-Фо-Фо-Ди-Гед-Мт-Кв-H_2O

Построение изобарических изоплет полной системы затруднено в связи с многокомпонентностью системы. Данную 8-компонентную систему можно преобразовать только в 5-компонентную *(+H_2O)*, приняв твердые растворы определенного состава за один компонент, но и тогда для изображения объема изоплет будет необходим пятивершинник четырехмерного пространства. Чтобы обойти это затруднение и сократить мерность диаграммы, хотя и с определенным искажением, предлагается строить проекции изоплет из вершин *Мт* и *Мпр* (рис.3.16, 3.17). Как видно из рисунков, топология этих изоплет практически совпадает, за исключением соотношения компонентов на топологических элементах.

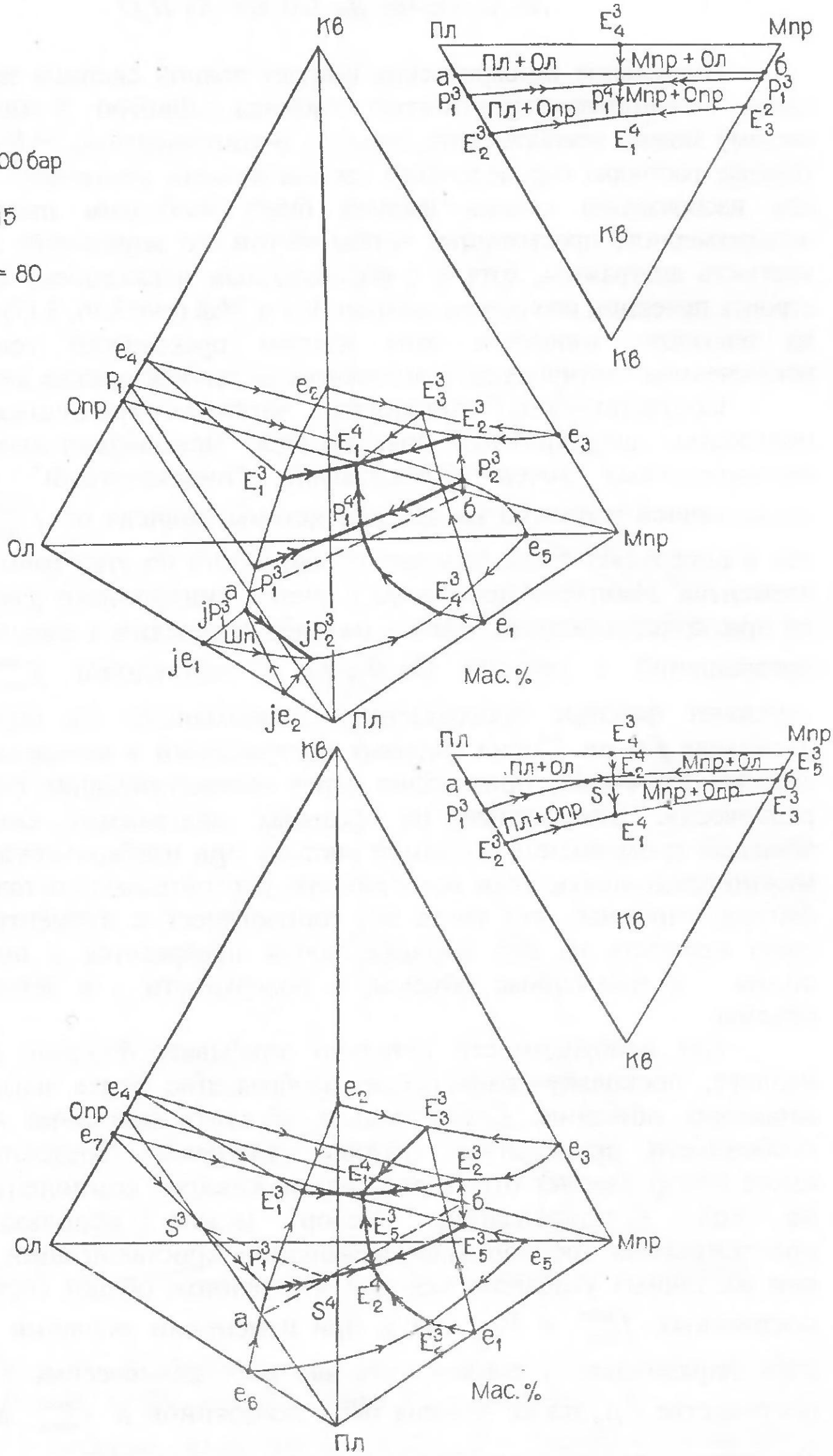
Соответственно топологии частных граничных систем, положение дивариантных поверхностей, моновариантных линий и нонвариантных точек относительно "пироксеновой" плоскости, разделяющей изоплеты на две подсистемы, зависит от $f^{расп}_{норм}$ и $an^{расп}_{норм}$, что и определяет типы фазовых превращений на этих топологических элементах. Изоплеты построены с учетом синхронного изменения *f* и *an* при кристаллизации. Выбор изоплет определился сменой фазовых превращений в системе *Фо-Фа-Кв* с изменением $f^{расп}_{норм}$, и они отражают фазовые превращения, происходящие на определенном интервале *f* и *an*. Смена фазовых превращений в изоплетах, как и в системе *Фо-Фа-Кв*, происходит через соответствующие сингулярные равновесия, отмеченные на фазовых диаграммах символом *S*. Фазовые превращения в полной системе при изобарических условиях можно представить, если все изоплеты умозрительно составить в одну фигуру, учитывая, что тогда все топологические элементы увеличат свою мерность на два порядка: точки превратятся в поверхности, линия - в трехмерные объемы, а поверхности - в четырехмерные объемы.

Нет необходимости детально описывать фазовые диаграммы изоплет, поскольку графическое изображение более наглядно, чем словесное описание. Стоит только обратить внимание на важные особенности приведенных фазовых диаграмм. Представленный в книге набор изоплет отражает влияние каждого компонента системы на ход кристаллизации. Набор можно использовать для прослеживания трендов дифференциации кристаллизации расплавов при различных условиях: как при постоянном общем составе и при постоянных $f^{расп}_{норм}$ и P_{O_2}, так и при изменении значений последних двух параметров, учитывая, что во всех равновесиях с *Мт* при постоянстве P_{O_2} также должна быть постоянной и $f^{расп}_{норм}$, а вариации P_{O_2} сопровождаются антибатными изменениями $f^{расп}_{норм}$.

P_{H_2O} < 1000 бар

$f^{расп}_{мин}$ = 15

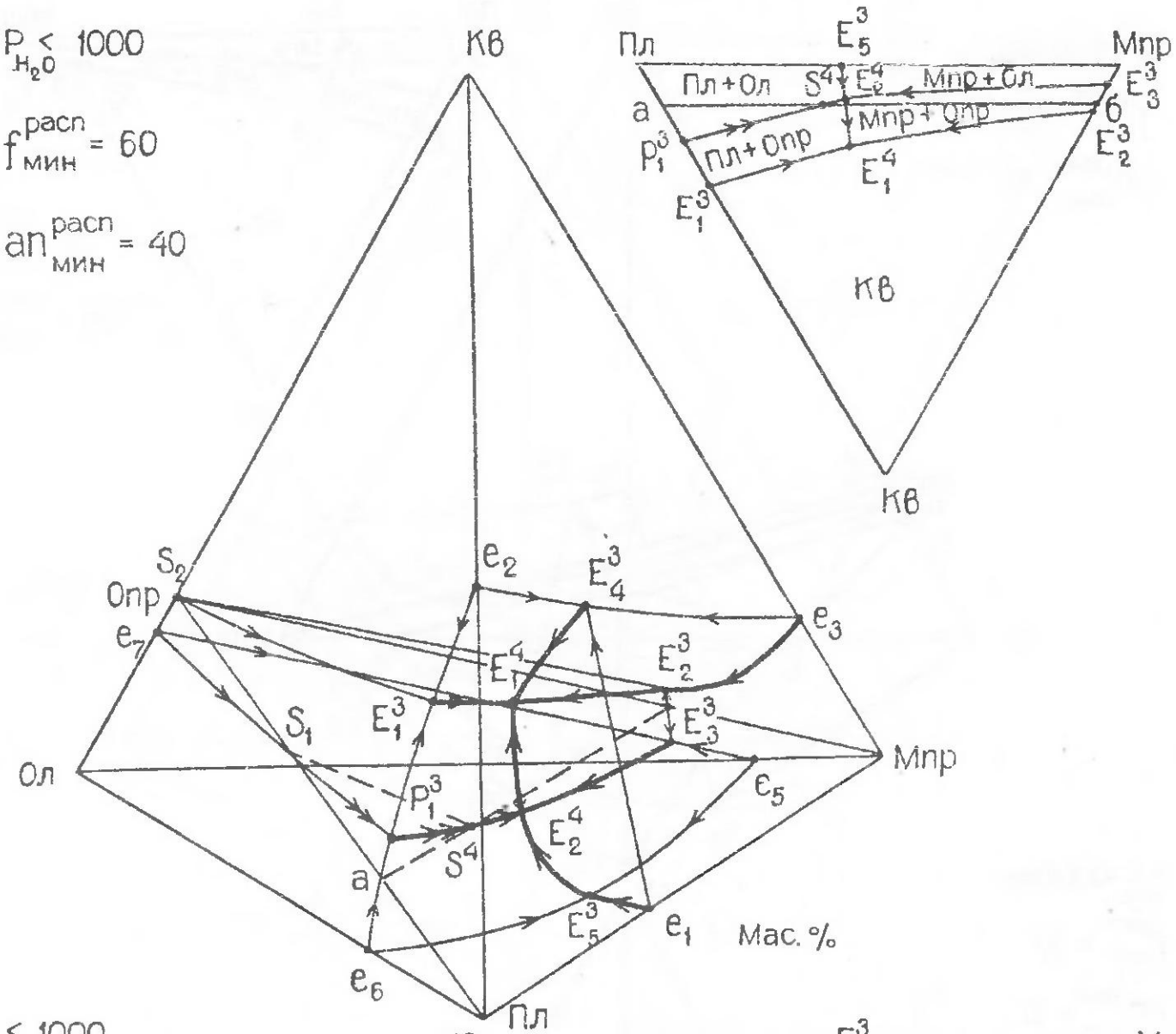
$an^{расп}_{мин}$ = 80



$P_{H_2O} < 1000$

$f^{расп}_{мин} = 60$

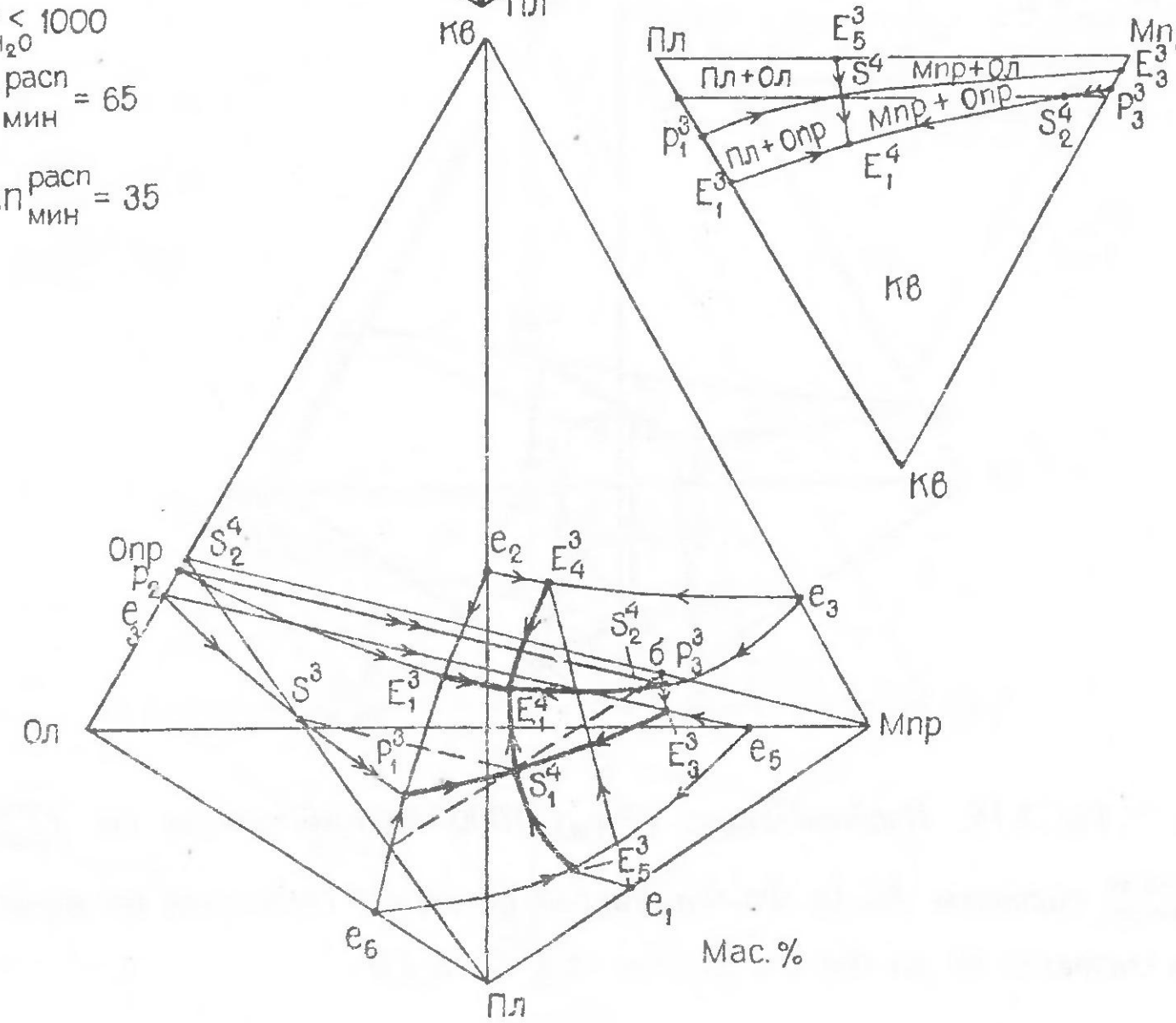
$an^{расп}_{мин} = 40$



$P_{H_2O} < 1000$

$f^{расп}_{мин} = 65$

$an^{расп}_{мин} = 35$



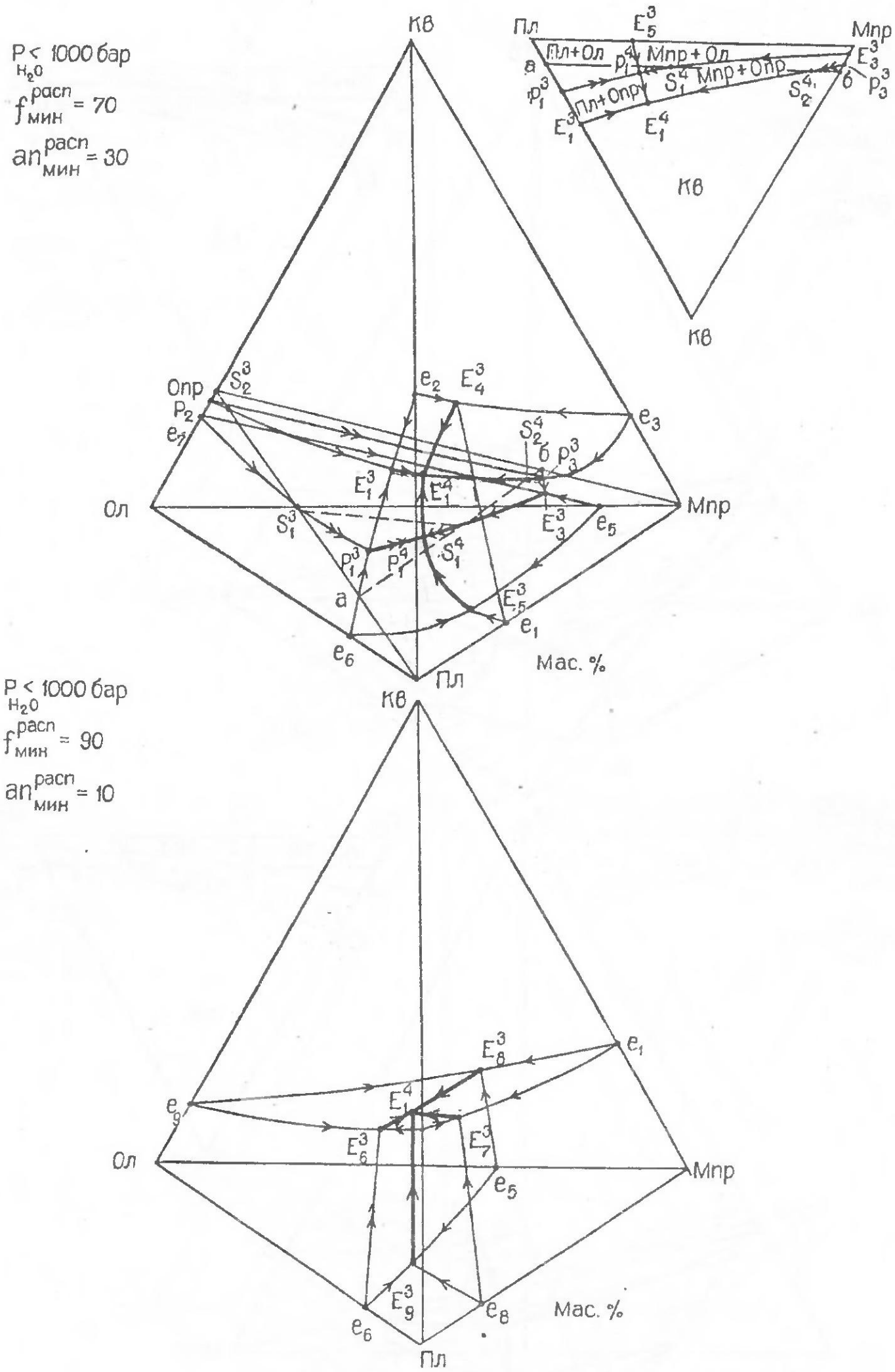
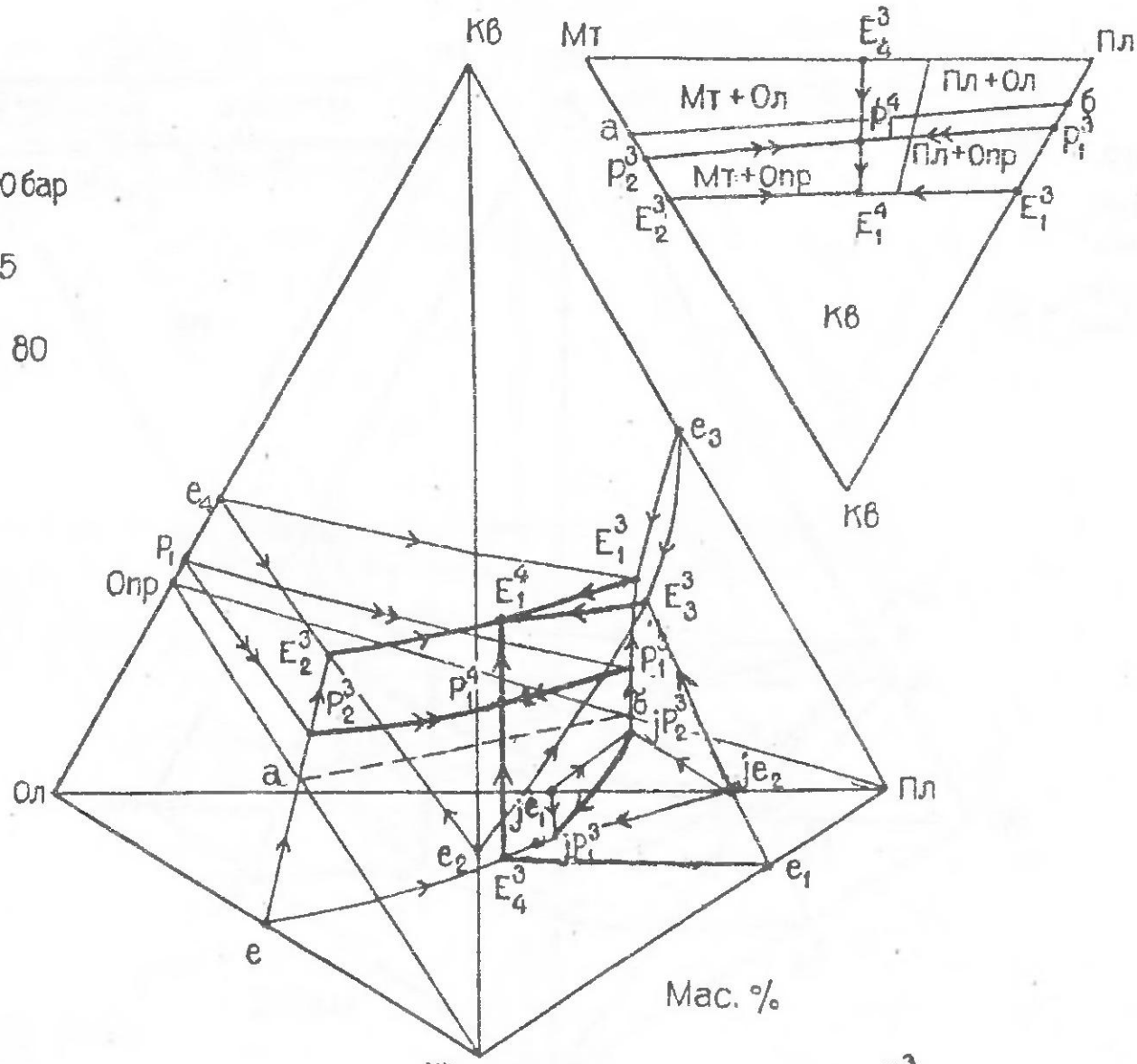


Рис.3.16. Изобарические (P_{H_2O}<1000 бар) изоплеты по $f_{расп}^{норм}$ и $ап_{расп}^{норм}$ системы Аб-Ан-Фо-Фа-Ди-Гед-Кв-(H_2O) (проекция из вершины Мт системы Аб-Ан-Фо-Фа-Ди-Гед-Мт-Кв-H_2O)

P_{H_2O} < 500 бар

$f^{расплл.}_{мин}$ = 15

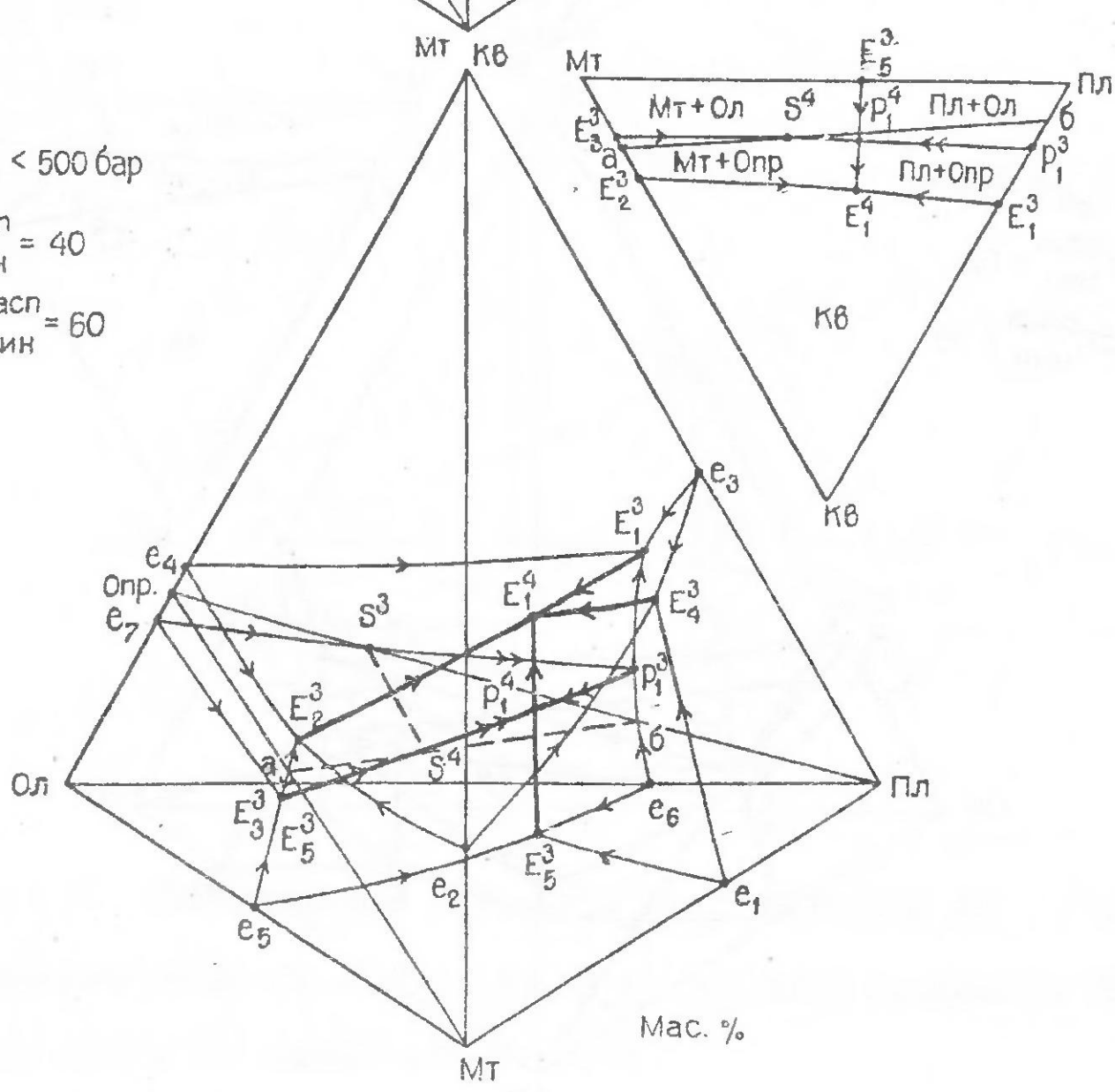
$an^{расп}_{мин}$ = 80



P_{H_2O} < 500 бар

$f^{расп}_{мин}$ = 40

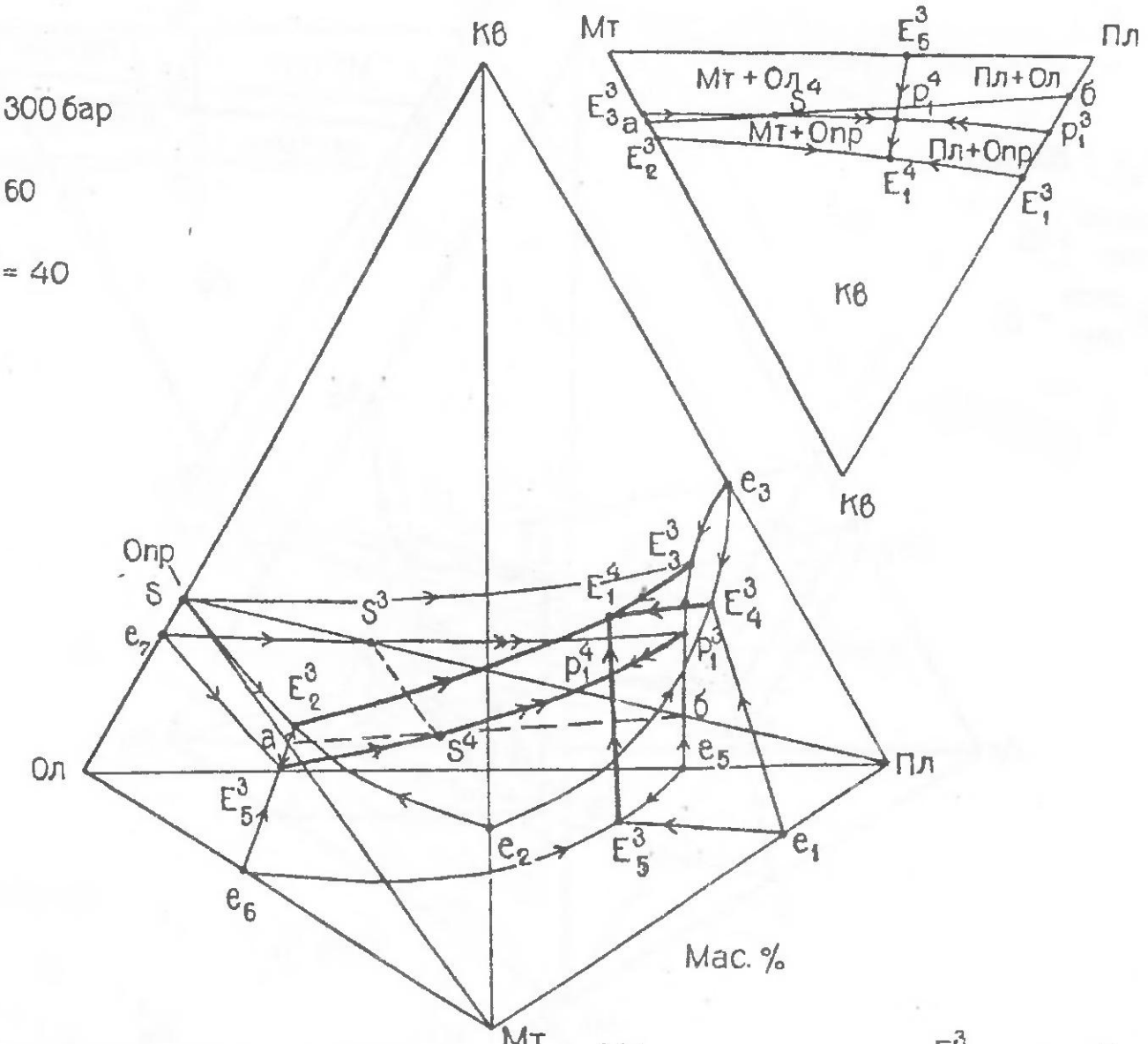
$an^{расп}_{мин}$ = 60



P_{H_2O} < 300 бар

$f^{расп}_{мин}$ = 60

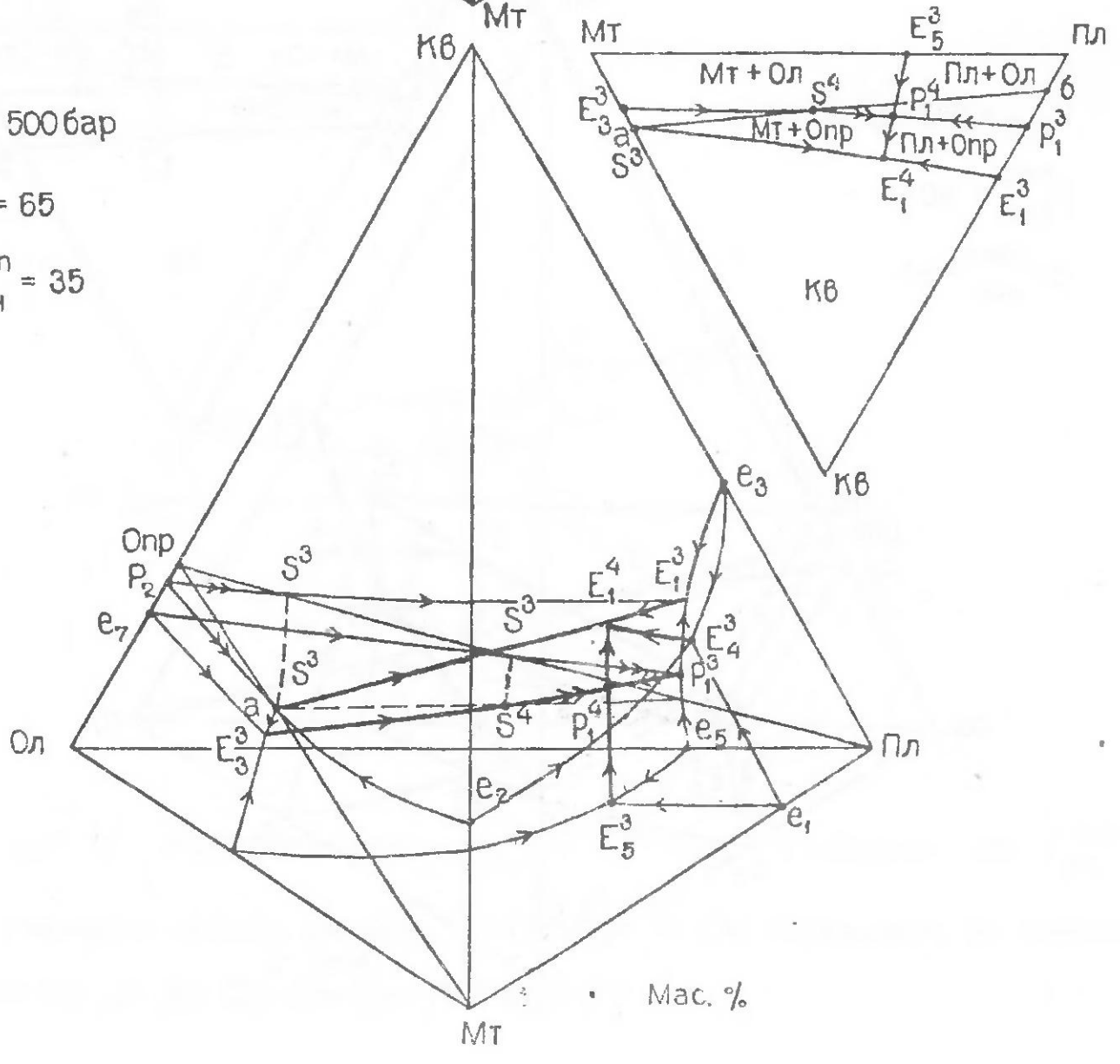
$an^{расп}_{мин}$ = 40



P_{H_2O} < 500 бар

$f^{расп}_{мин}$ = 65

$an^{расп}_{мин}$ = 35



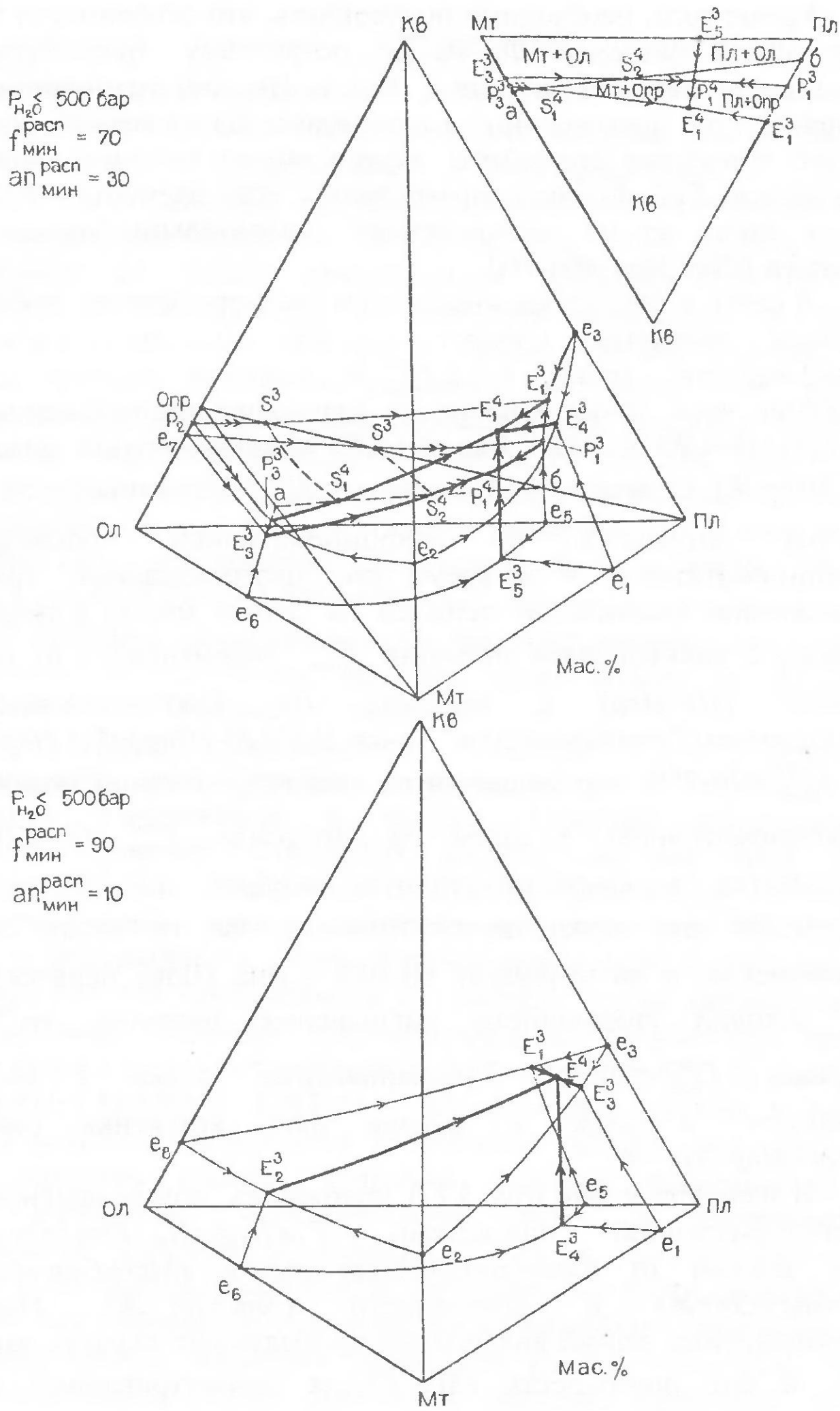


Рис.3.17. Изобарические (P_{H_2O}<500 бар) изоплеты по $f^{норм}_{расп}$ и $an^{норм}_{расп}$ системы Аб-Ан-Фо-Фа-Мт-Кв-(H_2O) (проекция из вершины Мпр системы Аб-Ан-Фо-Фа-Ди-Гед-Мт-Кв-H_2O)

Кроме того, необходимо подчеркнуть, что особенности фазовых превращений системы *Фо-Фа-Кв* по-разному транслируются в граничные системы: в систему с *Мпр* и *Мт* они транслируются без изменения типа превращения, а в систему с *Пл* - с изменениями. Из-за этого топология диаграммы внутри общей системы значительно усложняется. Тип фазового превращения всех элементов диаграммы зависит также от их расположения относительно "пироксеновой" плоскости *(Опр-Мпр-Мт-Пл)*.

В связи с последним замечанием следует обратить внимание на некоторое различие изоплет с *Мпр* и *Мт* относительно "нонвариантной" точки $P_1^4(E_2^4)$. В изоплете с *Мпр* (рис.3.16) положение этой точки зависит от взаимного расположения линий *(Опр+Пл+Ол+Ж)* и *(Опр+Мпр+Ол+Ж)* и дивариантной поверхности *(Пл+Мпр+Ж)*. С увеличением значения $f_{норм}^{расп}$ граничный конец линии с *Мпр* опускается из кварцнормативной подсистемы в оливиннормативную, в то время как "плагиоклазовый" граничный конец линии практически остается на одном месте, а поверхность *(Пл-Мпр)* с уменьшением значения $f_{норм}^{расп}$ перемещается от середины конноды *(Пл-Мпр)* к вершине *Пл*. Соответственно этим перемещениям "нонвариантная" точка $P_1^4(E_1^4)$-*(Опр+Ол+Мпр+Пл+Ж)* при $f_{норм}^{расп}$=20-25% перемещается из кварцнормативной подсистемы в оливиннормативную, а затем на интервале $f_{норм}^{расп}$=60-65% снова возвращается в кварцнормативную систему, т.е. на интервале $f_{норм}^{расп}$=0-20% эта точка перитектическая, на интервале 20-60% - эвтектическая, а на интервале 60-80% - она снова перитектическая (при условии синхронного уменьшения значения $an_{норм}^{расп}$). На интервале $f_{норм}^{расп}$=80-85% "нонвариантные" точки с *Ол* и *Кв* "сливаются" в одну, и дальше идет котектика (эвтектика) *Кв+Ол+Мпр+Пл+Ж*.

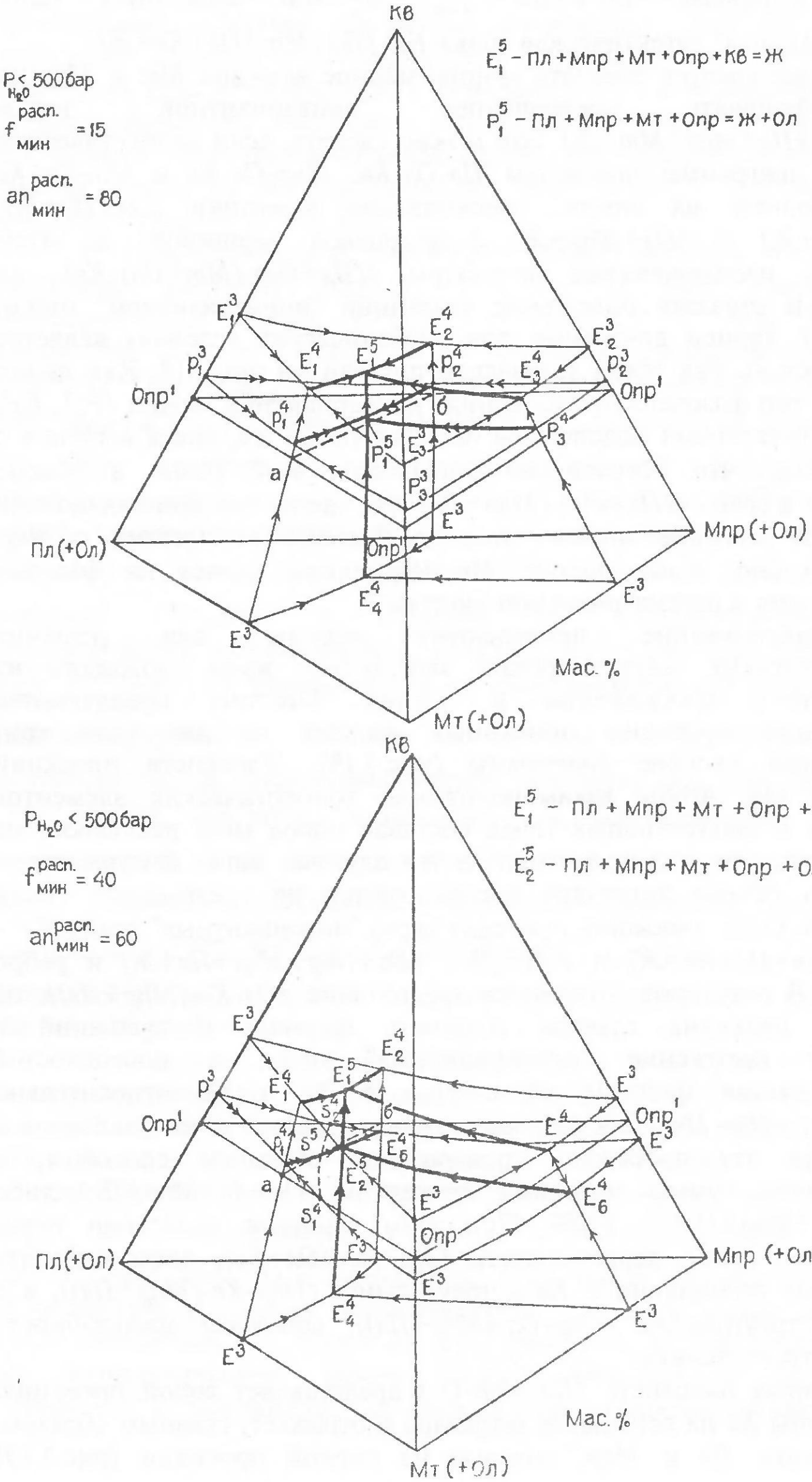
В изоплете с *Мт* (рис.3.17) положение "нонвариантной" точки оливиннормативной подсистемы $P_{14}(E_{14})$-*(Пл+Опр+Ол+Мт+Ж)* также зависит от взаимоположения линий *(Мт+Опр+Ол+Ж)* и *(Пл+Опр+Ол+Ж)* и поверхности *(Мт+Пл+Ж)*. Положение моновариантных линий аналогично предыдущему случаю, зависит от $f_{норм}^{расп}$, а вот поверхность *(Мт-Пл)* в рассматриваемой изоплете значительно смещена к вершине *Пл* даже при основном плагиоклазе. В результате указанная "нонвариантная" точка не может попасть в свою подсистему и остается на всем интервале железистости от 0 до 80 перитектической. После 80-85% железистости она также "сливается" с "нонвариантной" точкой кварцнормативной системы E_1^4

и на интервале значения $f_{норм}^{расп}$=80-100% существует одна "нонвариантная" эвтектическая точка E_1^4-*(Пл+Мт+Ол+Кв=Ж)*.

Далее следует показать одновременное влияние *Мт* и *Мпр* на тип фазового превращения "нонвариантной" точки *(Ол+Опр+Пл+Мпр+Мт+Ж)*. Это можно сделать, если изоплетические фазовые диаграммы подсистем *Пл-Ол-Кв, Мпр-Ол-Кв* и *Мт-Ол-Кв* спроектировать на линии, соединяющие эвтектики *(Ол+Пл+Ж)*, *(Ол+Мт+Ж)* и *(Ол+Мпр+Ж)* с кварцевой вершиной, и затем составить изоплетические тетраэдры *((Пл+Ол)-(Мт+Ол)-Кв)*, на которых и отразить положение указанной "нонвариантной" точки, которая в полной диаграмме при изобарических условиях является поверхностью. Ряд таких тетраэдров показан на рис.3.18. Как видно по нему, тип фазового превращения "нонвариантной" точки (P_1^5, E_2^5) оливиннормативной подсистемы остается таким же, как в изоплете с одним *Мпр*, что обусловлено смещением этой точки в объеме тетраэдра к грани *((Пл+Ол)-(Мпр+Ол)-Кв)*, где на ход кристаллизации оказывают большое влияние именно фазовые ассоциации с *Мпр*. Следовательно, и отношение *Мт/Мпр* также влияет на фазовые превращения в рассматриваемой системе.

Использование приведенных изоплет для решения петрологических задач встречает затруднение из-за сложности их графического изображения и чтения. Поэтому предлагаются упрощенные проекции описанных изоплет на две (или три) треугольные плоские диаграммы (рис.3.19). Плоскости проекций выбраны так, чтобы взаимоположение топологических элементов диаграмм и фигуративных точек составов пород (или расплавов) не искажалось, как это происходит в тех случаях, когда фигуративные точки из объема тетраэдра проектируются на треугольные грани тетраэдра. Одна плоскость проходит через "инвариантные" точки E_1^4 - *(Опр+Мпр+Пл+Кв=Ж)* и $P_1^4(E_2^4)$ - *(Ол+Опр+Мпр+Пл+Ж)* и ребро *(Кв-Ол)*. В результате получается треугольник *(Ол-Кв-(Мпр+Пл))*, на котором отражена главная сущность фазовых превращений в изоплете: положение "нонвариантных" точек и поверхностей кристаллизации фазовых ассоциаций с *Кв* и *Ол* относительно плоскости *(Опр-Мпр-Пл)*. Нанесение фигуративных точек расплавов и пород на эту проекцию производится обычным способом, с приведением суммы массовых процентов *(Ол+Кв+Мпр+Пл)*, либо *(Опр+Кв+Мпр+Пл)* к 100%. При этом варианте нанесения точек необходимо либо пересчитывать *Опр* на *(Ол+Кв)*, либо наносить минальные ассоциации с *Кв* в треугольник *(Опр-Кв-(Мпр+Пл))*, а с *Ол* - в треугольник *(Опр-Ол-(Мпр+Пл))*, соблюдая масштабность каждого треугольника.

Вторая плоскость *(Пл-Мпр-Ол)* представляет собой проекцию из вершины *Кв* на основание тетраэдра и отражает, главным образом, соотношение *Пл* и *Мпр*, которые на первой проекции (рис.3.19)


Кв
E_1^5 – Пл + Мпр + Мт + Опр + Кв = Ж
P_1^5 – Пл + Мпр + Мт + Опр = Ж + Ол
P_{H_2O} < 500 бар
$f_{мин}^{расп.}$ = 15
$an_{мин}^{расп.}$ = 80
Опр'
Пл (+Ол)
Мпр (+Ол)
Мт (+Ол)
Мас. %
а
б
E_1^3
E_2^4
E_2^3
p_1^3
E_1^4
E_1^5
p_2^4
E_3^4
p_2^3
p_1^4
P_1^5
E_3^3
P_3^4
P_3^3
E^3
E_4^4
E_1^5 – Пл + Мпр + Мт + Опр + Кв = Ж
E_2^5 – Пл + Мпр + Мт + Опр + Ол = Ж
P_{H_2O} < 500 бар
$f_{мин}^{расп.}$ = 40
$an_{мин}^{расп.}$ = 60
Опр
E_6^4
S_2^4
S_1^4
S^5
E_2^5

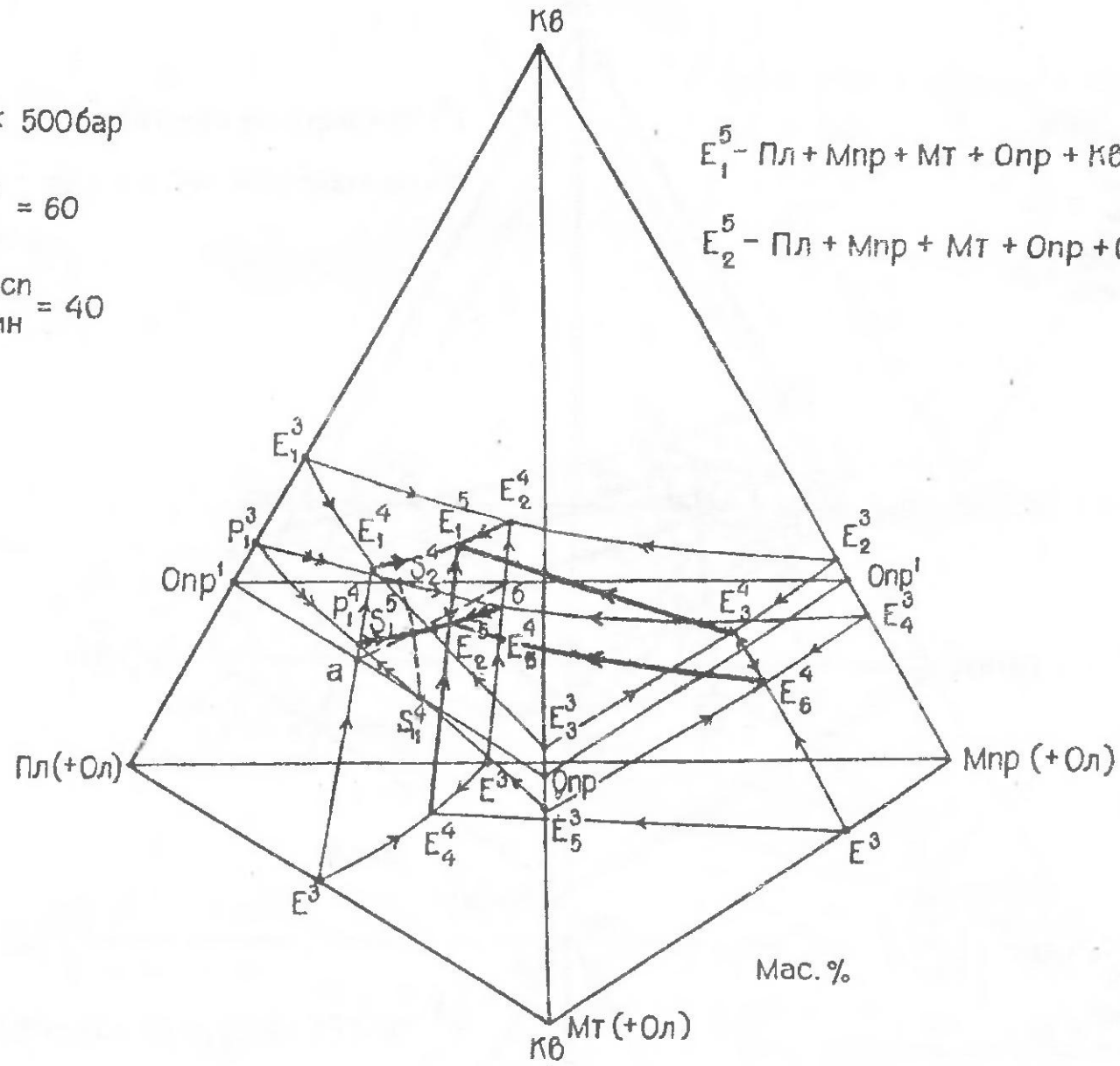
P_{H_2O} < 500 бар

$f^{расп}_{мин}$ = 60

$an^{расп}_{мин}$ = 40

E^5_1 – Пл + Мпр + Мт + Опр + Кв = Ж

E^5_2 – Пл + Мпр + Мт + Опр + Ол = Ж



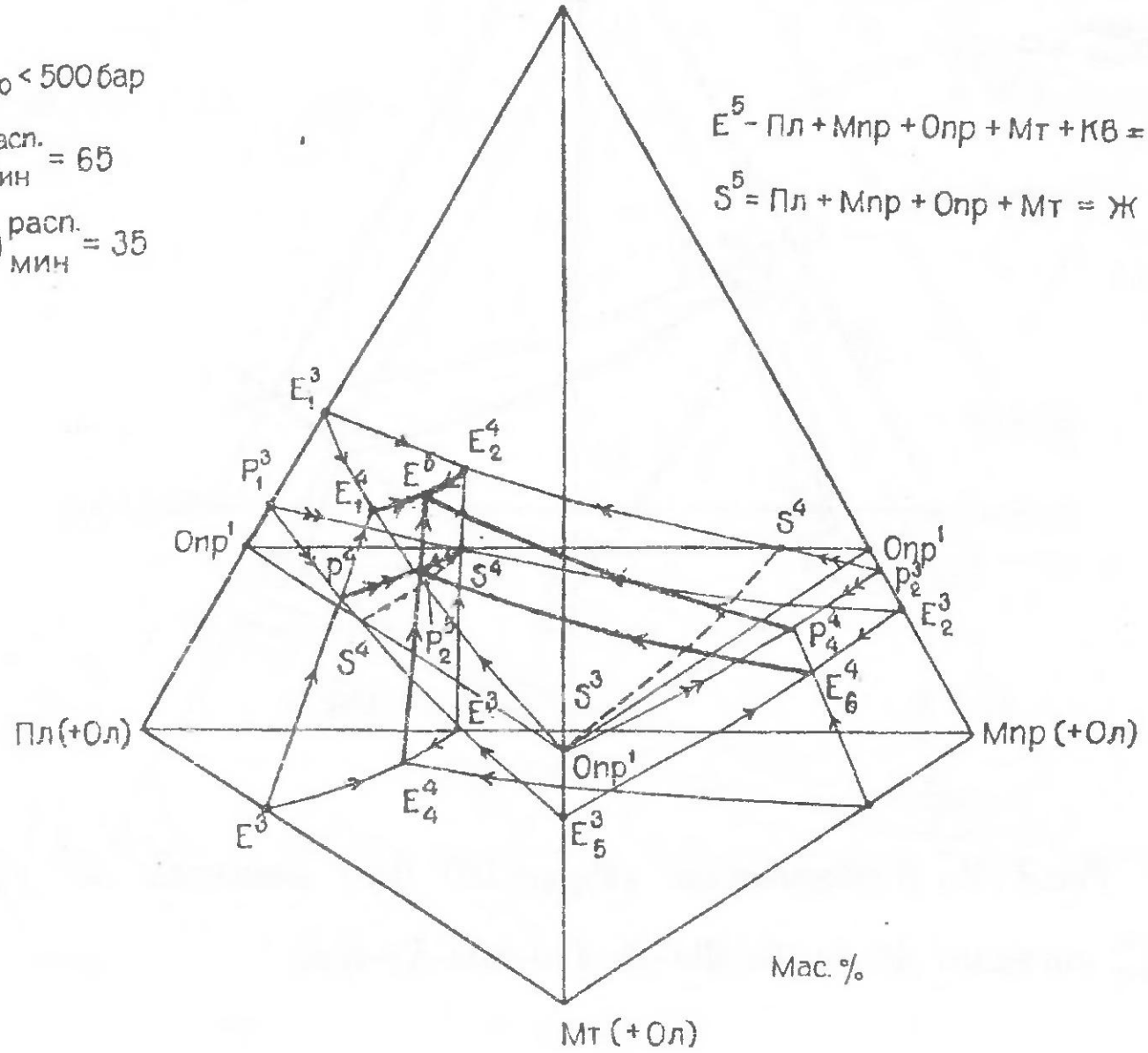
P_{H_2O} < 500 бар

$f^{расп.}_{мин}$ = 65

$an^{расп.}_{мин}$ = 35

E^5 – Пл + Мпр + Опр + Мт + Кв = Ж

S^5 = Пл + Мпр + Опр + Мт = Ж



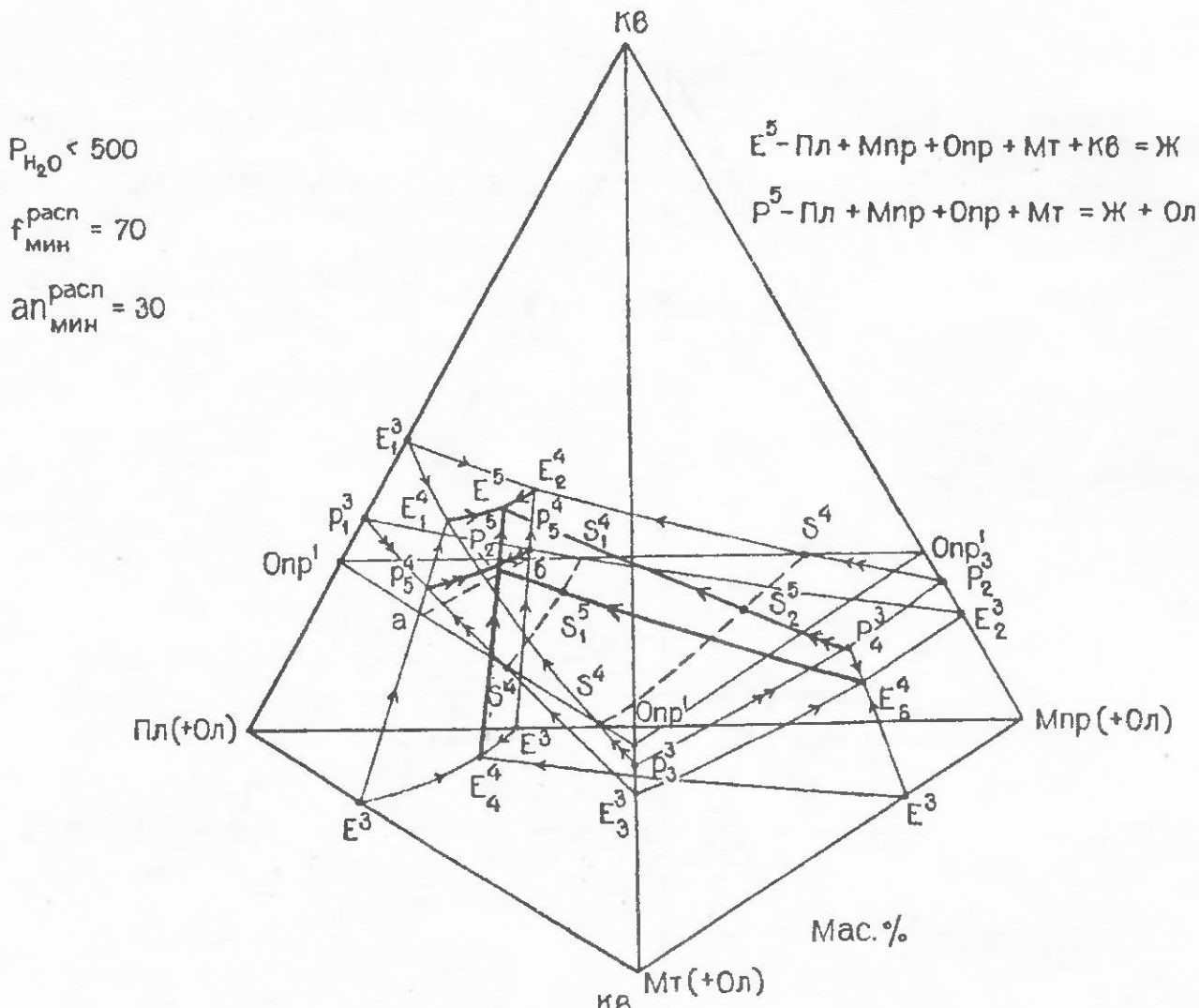
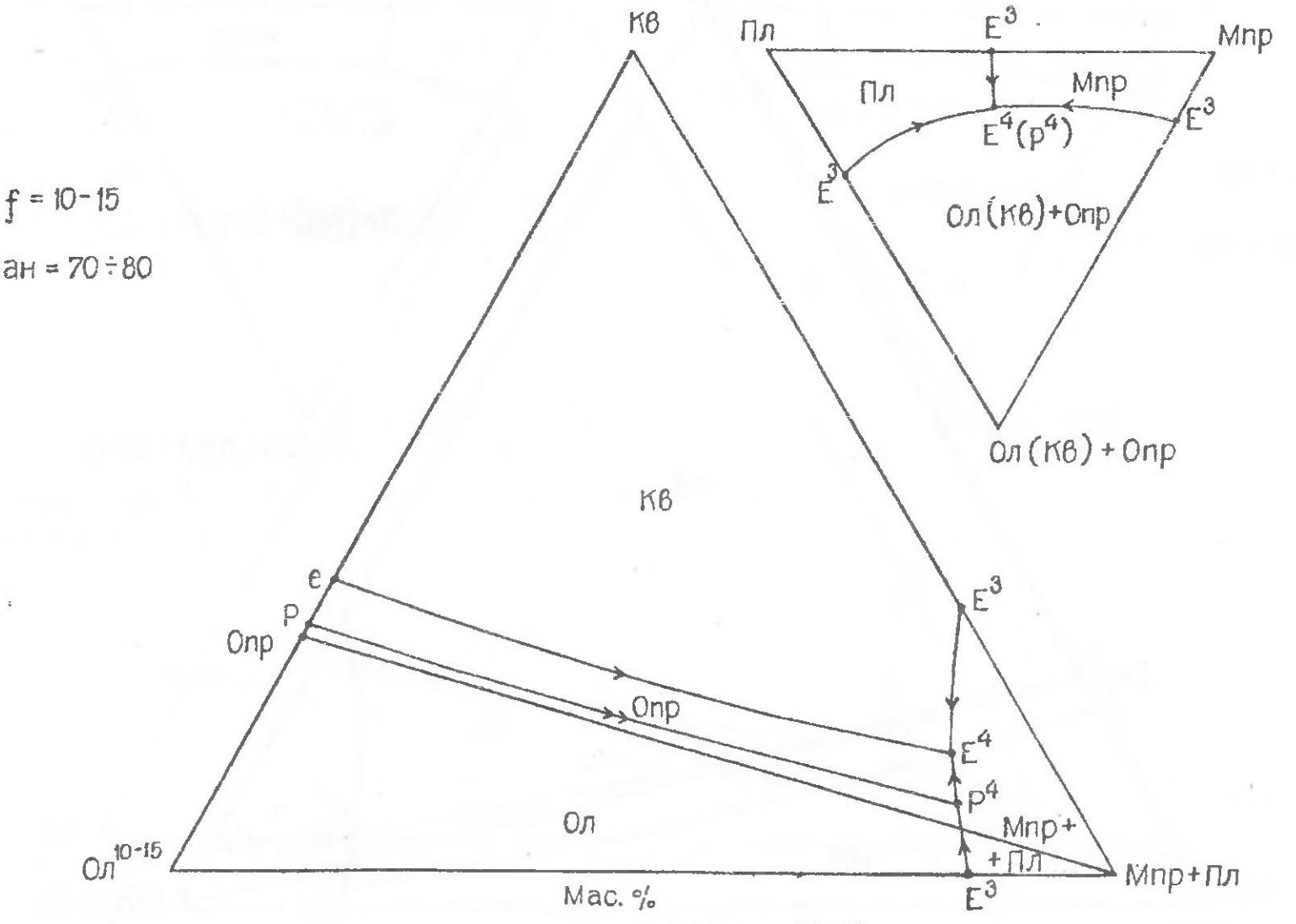


Рис.3.18. Изобарические (P_{H_2O}<500 бар) изоплеты по $f^{норм}_{расп}$ и $an^{норм}_{расп}$ системы Аб-Ан-Фо-Фа-Ди-Гед-Мт-Кв-H_2O

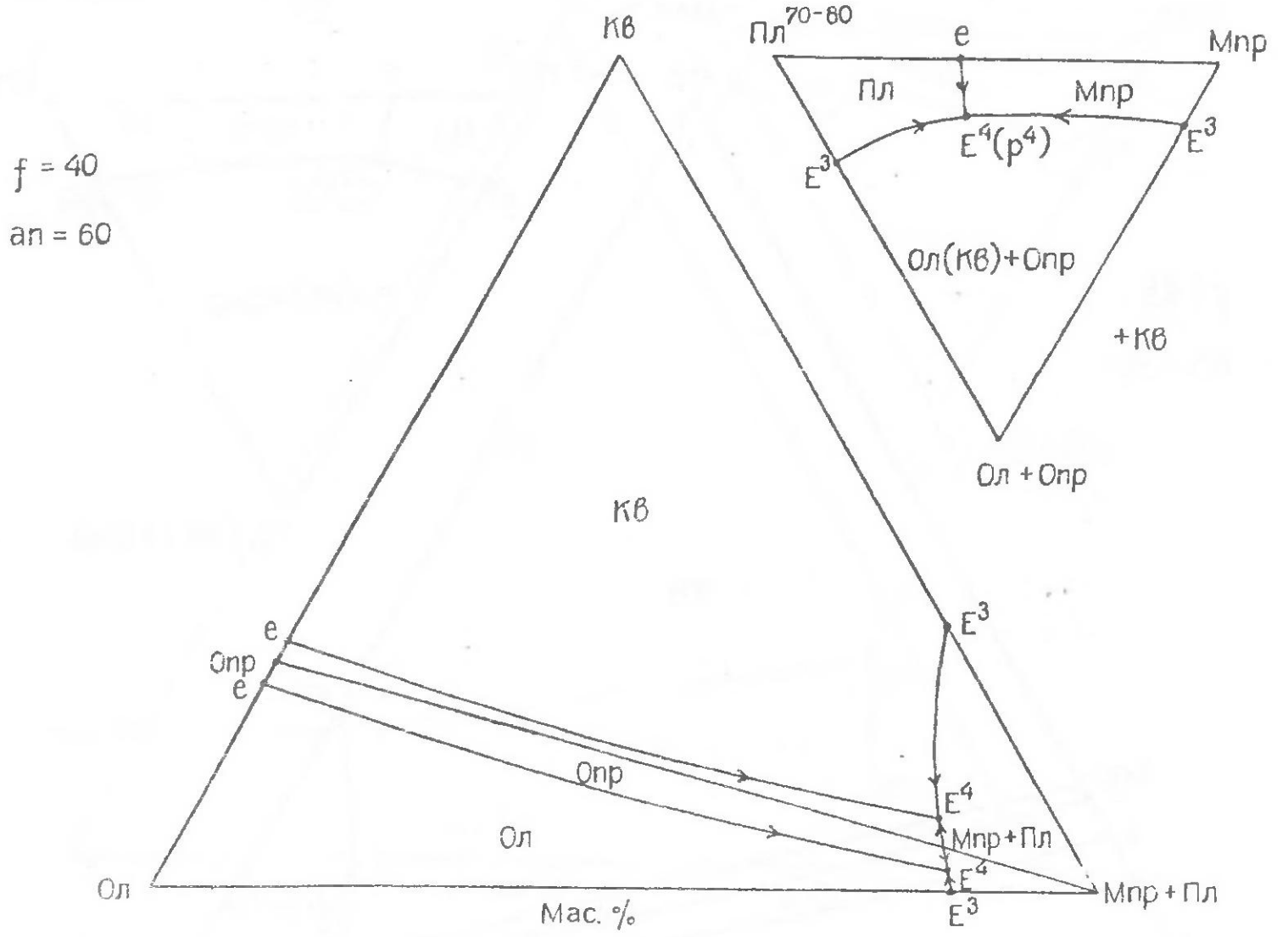
f = 10-15

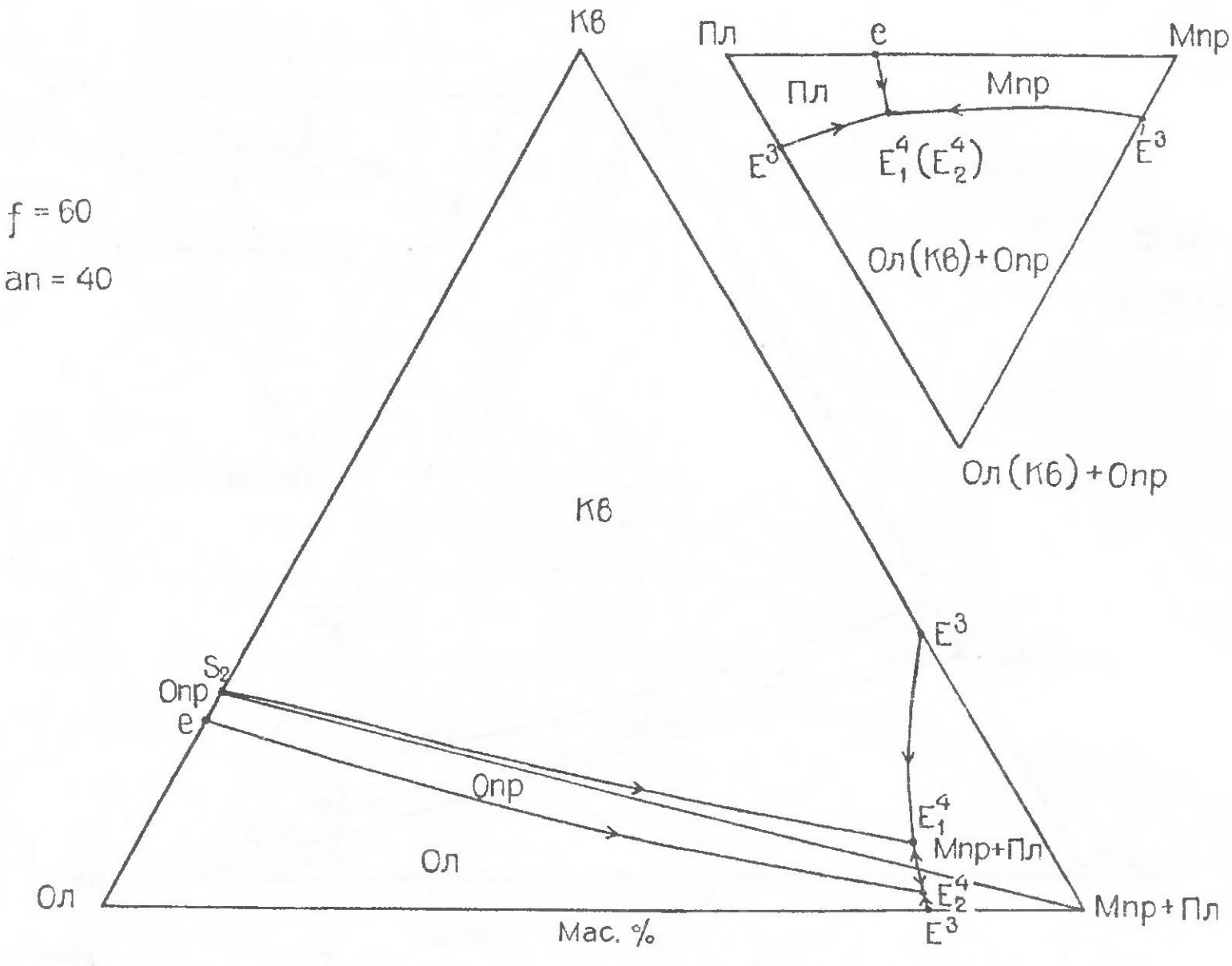
ан = 70÷80

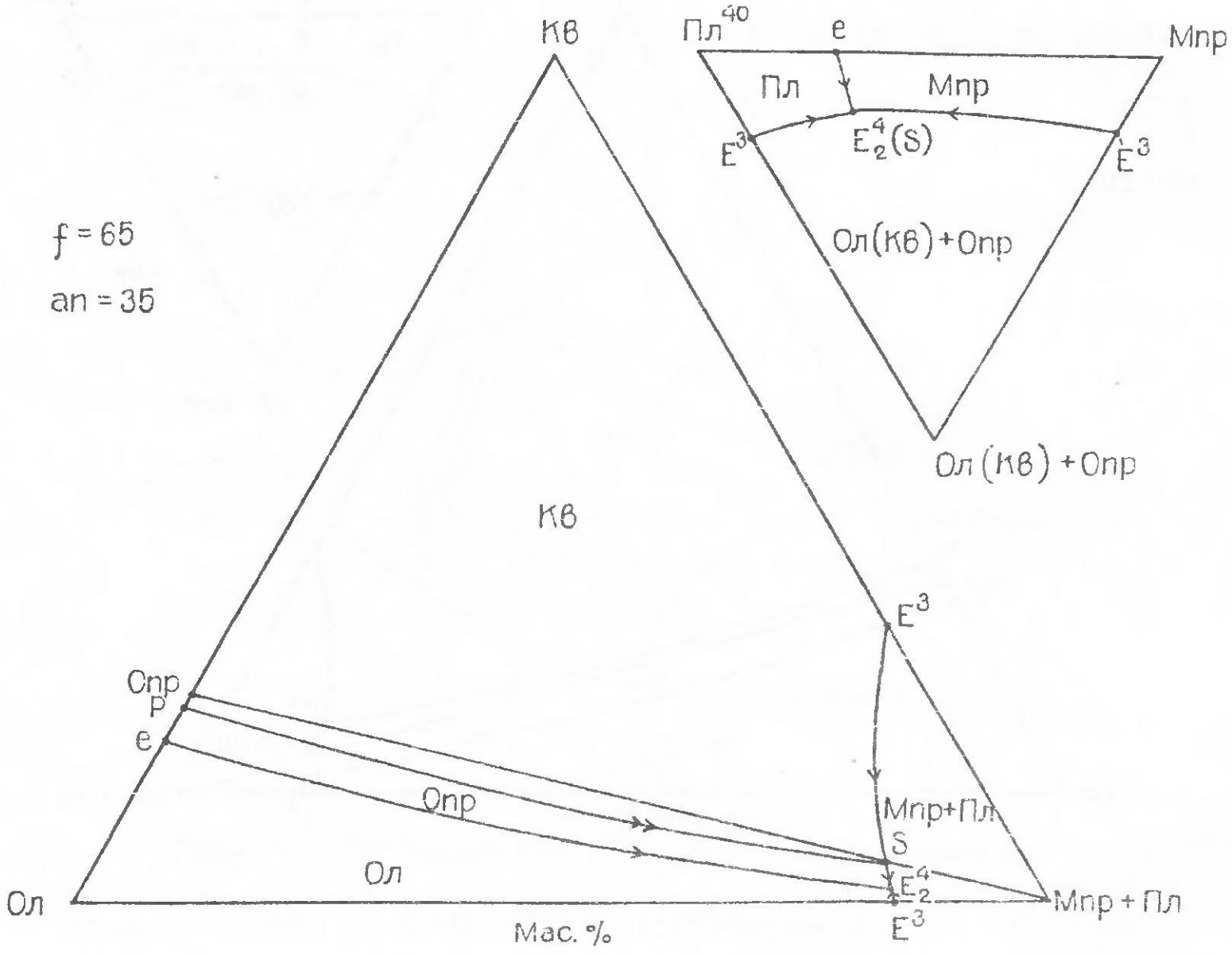


f = 40

ап = 60




f = 60
an = 40
Кв
Пл
e
Mnp
Пл
Mnp
E3
E14 (E24)
E3
Ол (Кв) + Опр
Ол (Кв) + Опр
Кв
E3
S2
Опр
e
Опр
E14
Mnp+Пл
Ол
E24
Ол
Mnp + Пл
Мас. %
E3


f = 65
an = 35
Кв
Пл40
e
Mnp
Пл
Mnp
E3
E24 (S)
E3
Ол (Кв) + Опр
Ол (Кв) + Опр
Кв
E3
Опр
P
e
Опр
Mnp+Пл
S
Ол
E24
Ол
Mnp + Пл
Мас. %
E3

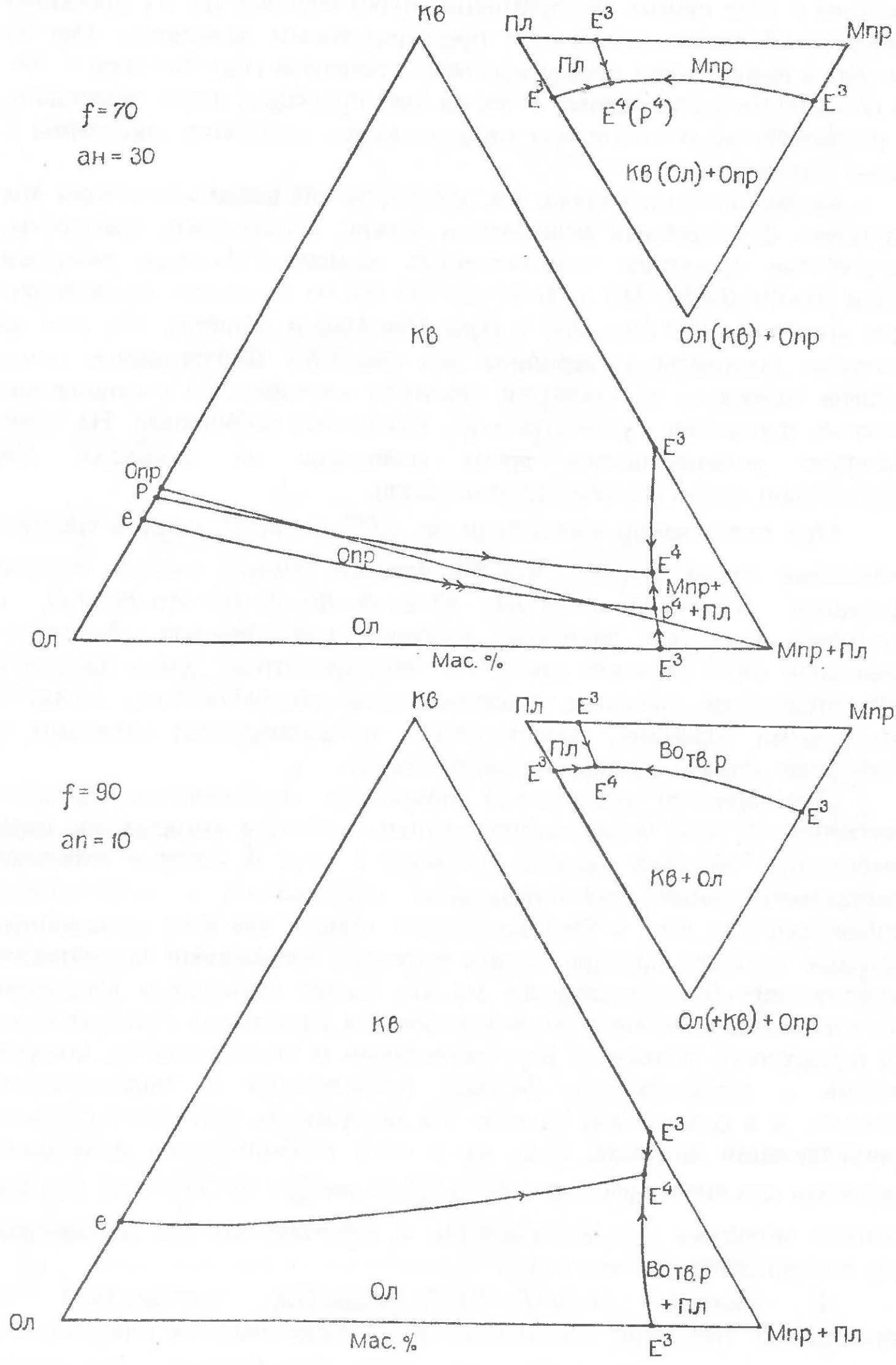


Рис.3.19. Изоплетические по $f^{норм}_{расп}$ *и* $an^{норм}_{расп}$ *треугольные проекции системы Аб-Ан-Фо-Фа-Ди-Гед-Кв-(H_2O)*

показаны в виде суммы. Фигуративные точки составов на эту проекцию наносятся обычным способом, с предварительным пересчетом *Опр* на *(Ол+Кв)* и приведением суммы массовых процентов *(Ол+Пл+Мпр)* к 100. По положению фигуративных точек на двух проекциях легко представить их расположение относительно топологических элементов диаграммы в объеме тетраэдра.

Кроме описанных проекций, для выяснения взаимоотношений *Мт* с другими фемическими минералами можно использовать диаграммы, построенные проекцией топологических элементов фазовых диаграмм систем *Фо-Фа-Ди-Гед-Мт* и *Эн-Фс-Ди-Гед-Мт* на плоскость, проходящую через котектики *(Ол-Мпр-Мт)* и *(Опр-Мпр-Мт)* и вершину *Мт*, или на основание пирамиды из вершины *Мт* (рис.3.20). Фигуративные точки составов наносятся на проекции обычным способом по соотношению массовых процентов соответствующих минальных ассоциаций. На таких проекциях устанавливается время появления на ликвидусе *Мт* относительно других фемических минералов.

При пользовании изоплетами по $f^{расп}_{норм}$ и $an^{расп}_{норм}$ полной системы необходимо всегда помнить, что это двойное сечение изобары полной диаграммы состояния системы *Аб-Ан-Фо-Фа-Ди-Гед-Мт-Кв-*H_2O, в результате чего все элементы изобарической фазовой диаграммы уменьшили свою мерность вдвое, т.е. "нонвариантные" точки изоплет в действительности являются дивариантными поверхностями, линии - трехмерными объемами, поверхности - четырехмерными объемами, а трехмерные объемы - пятимерными объемами.

Для примера на рис.3.21 приведены изобарические фазовые диаграммы частных четырехкомпонентных систем, в которых две пары компонентов образуют твердые растворы I типа и которые отражают кристаллизационные взаимоотношения плагиоклазов с мафическими минералами: *Ол, Мпр* и *Опр*. Как видно, общим для всех приведенных диаграмм является наличие внутри тетраэдра трехфазовой поверхности, разделяющей объем последнего на две части: первичного выделения плагиоклазов и темноцветных минералов. На диаграммах с пироксенами эта поверхность усложнена перитектикалями и перитектиками, которые связаны с особенностями фазовых превращений в "пироксеновых" системах, а в оливиновой системе эта поверхность усложнена объемом кристаллизации шпинели. Если же к этим изобарическим диаграммам построить сдвоенные изоплеты по $f^{расп}_{норм}$ и $an^{расп}_{норм}$, то получатся условно двойные эвтектики *(Ол-Пл), (Мпр-Пл)* и *(Опр-Пл)*, так как пересечение трех поверхностей дает нам точку.

В системе *Аб-Ан-Фо-Фа-Эн-Фс-Ди-Гед*, составленной из приведенных трех, при постоянном P_{H_2O} также имеется дивариантная поверхность кристаллизации, но уже пятифазовой ассоциации *(Ол+Опр+Мпр+Пл+Ж)*, что точно соответствует правилу фаз: *И=6+1-5=2*, так как система *Фо-Фа-Эн-Фс-Ди-Гед* является 4-компонентной взаимной системой (см.раздел 3.3.3 и рис.3.8).

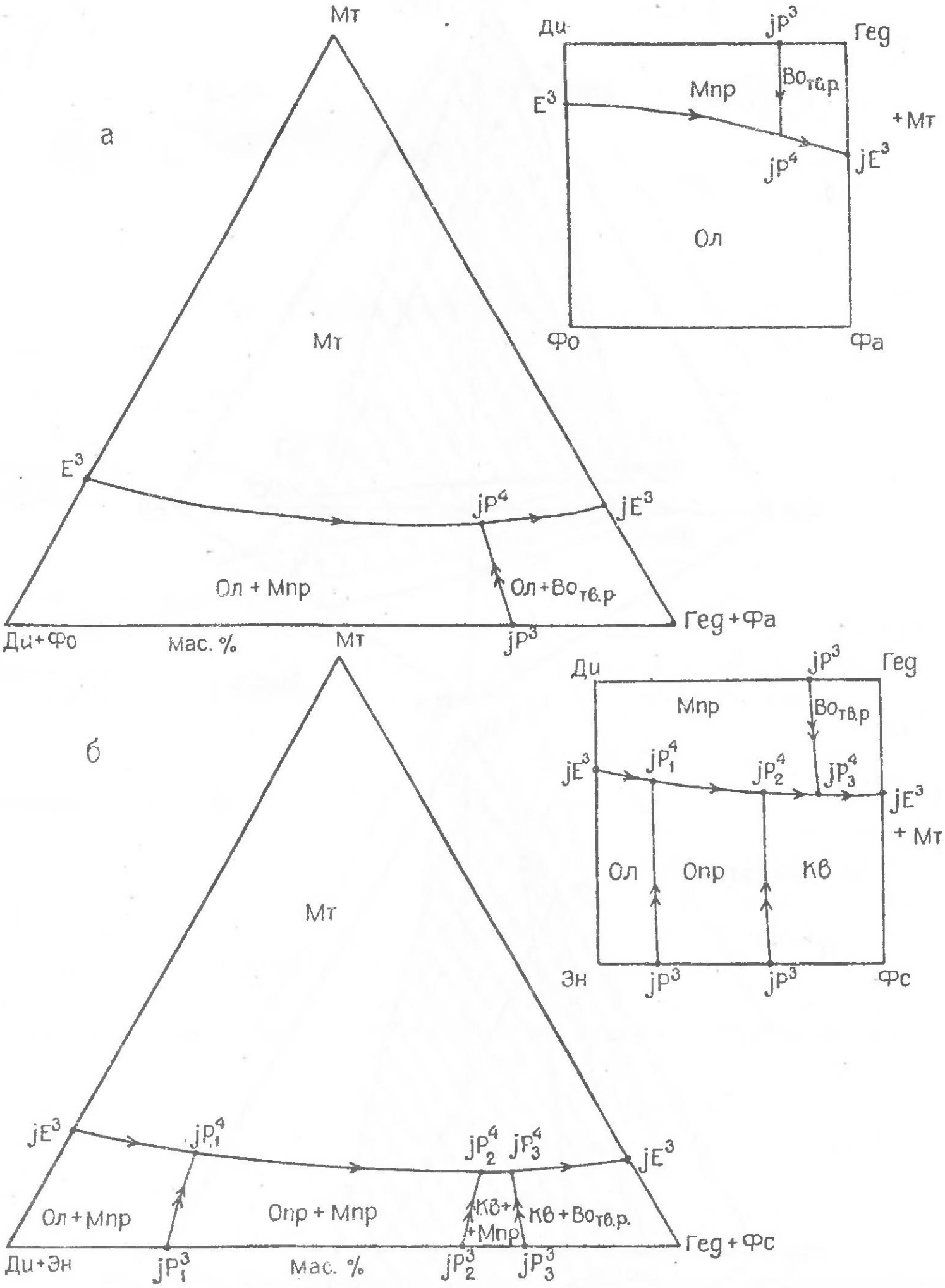
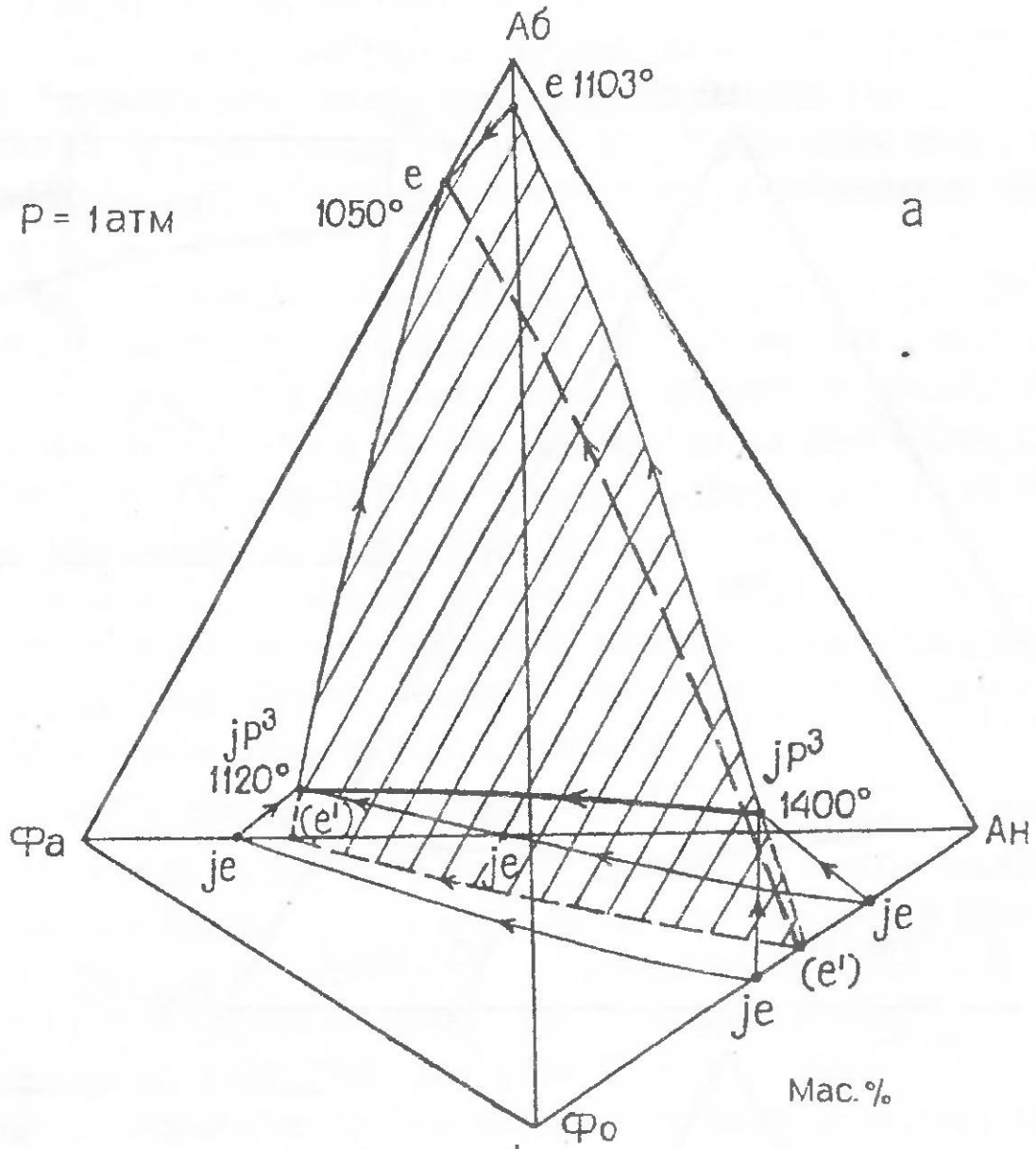
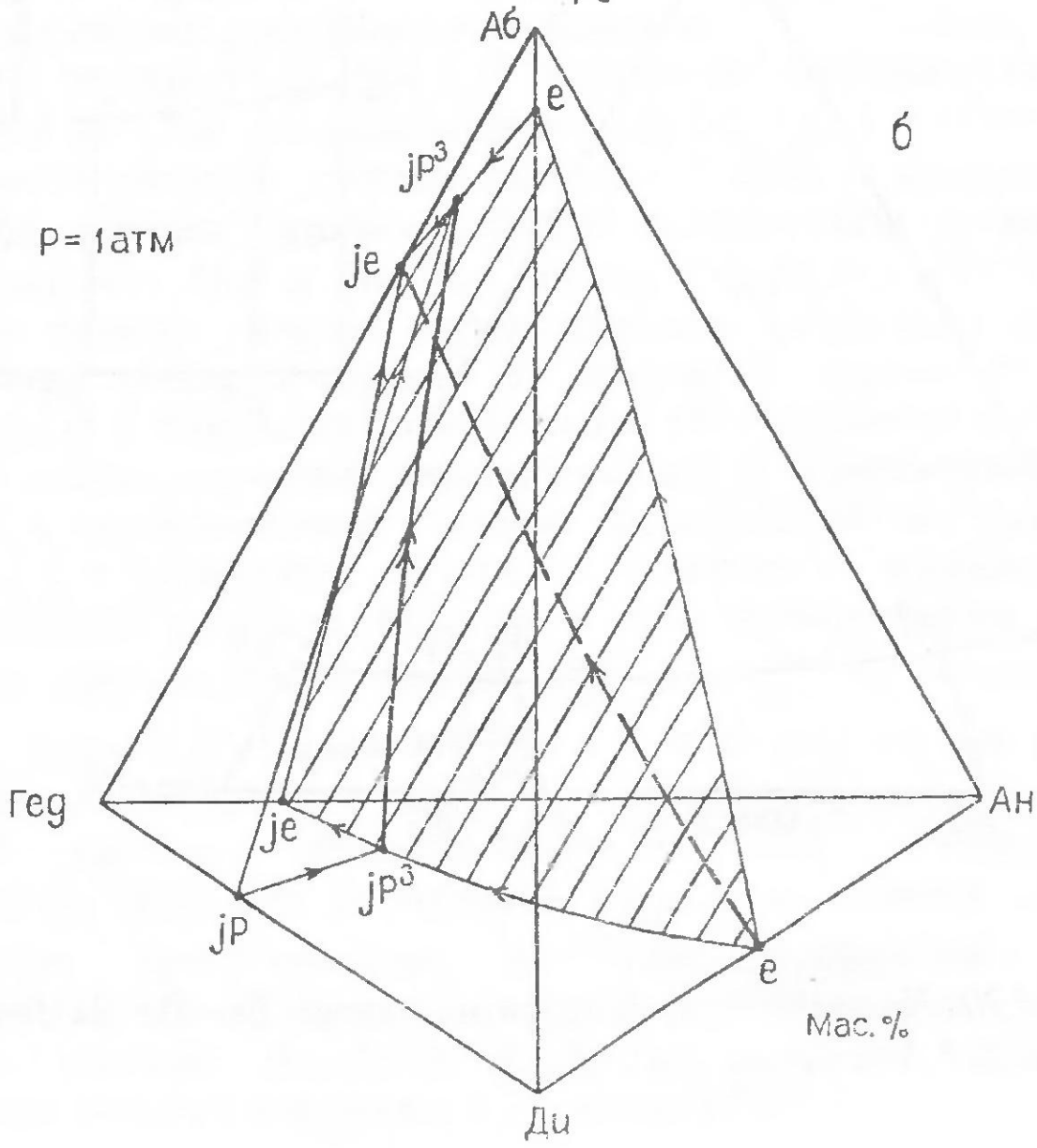


Рис.3.20. Проекционные диаграммы систем Фо-Фа-Ди-Гед-Мт (а) и Эн-Фс-Ди-Гед-Мт (б)


Аб
e 1103°
e
1050°
P = 1атм
а
jp3
1120°
jp3
1400°
Фа
Ан
je
je
je
je
(e')
(e')
Мас.%
Фо


Аб
e
б
jp3
P= 1атм
je
Геg
Ан
je
jp3
jP
e
Мас.%
Ди

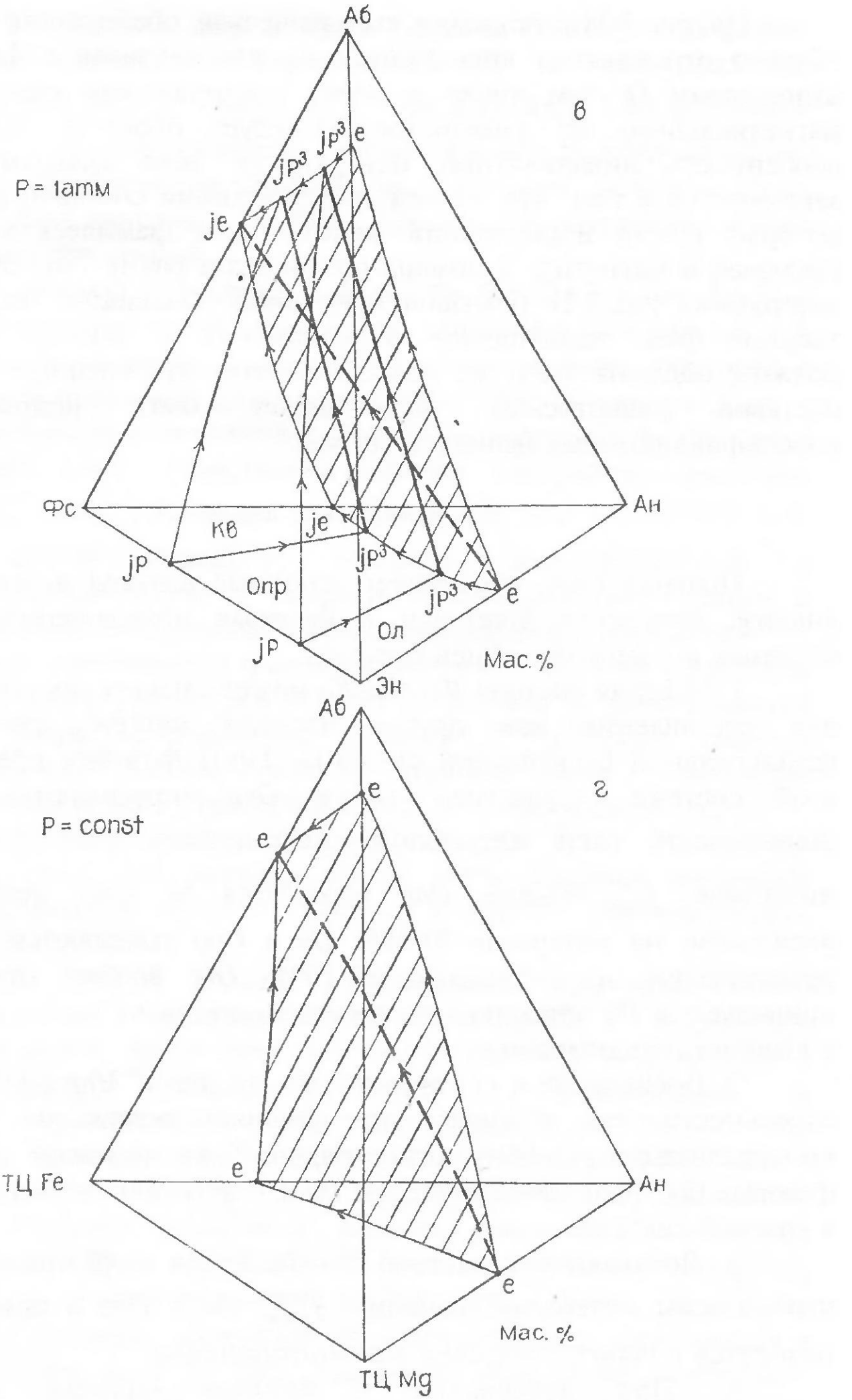


Рис.3.21. Изобарические фазовые диаграммы 4-компонентных систем, в которых образуются две пары твердых растворов:

а - система Аб-Ан-Фо-Фа при P=1 атм; б - система Аб-Ан-Ди-Гед при P=1 атм; в - система Аб-Ан-Эн-Фс при P=1 атм; г - обобщенная диаграмма системы $ТЦ_{Mg}$-$ТЦ_{Fe}$-Аб-Ан при постоянном P

На рис.3.21.г показана схематическая обобщенная диаграмма, условно отражающая кристаллизацию плагиоклазов с фемическими минералами (в том числе и *Mm*), изменяющими свой состав от магнезиального до железистого. Следует обратить внимание на особенность дивариантной поверхности всех диаграмм, которая заключается в том, что на ней имеется линия составов расплавов, в которых сумма нормативной железистости фемических минералов (включая и магнетит) и номера плагиоклаза равна 100. Эта линия на диаграммах рис.3.21 показана пунктиром. Очевидно, что и составы твердых фаз, находящихся в равновесии с такими расплавами, должны обладать теми же особенностями. Эта специфическая черта составов равновесных фаз может быть использована в классификационных целях (см. ниже).

3.5. Заключение к главе 3

Подводя итог, суммируем основные выводы и заключения из анализа топологии диаграмм и фазовых превращений в частных системах и изоплетах общей системы.

1. Частная система *Фо-Фа-Кв* может служить достаточной базой для составления как других частных систем, так и общей базальтоидной бескалиевой системы. Типы фазовых превращений в этой системе с участием *Ол* и *Опр* определяются значением нормативной (или минальной) железистости расплава $f_{норм}^{расп}$: на интервале $f_{норм}^{расп}$=0-20% *Опр* образуется за счет реакции *Ол* с расплавом; на интервале 20-80% *Ол* и *Опр* выделяются из расплава эвтектически; на интервалах 80-100% *Опр* вообще отсутствует на ликвидусе, а *Ол* эвтектически кристаллизуется из расплава совместно с кварцем (тридимитом).

2. Добавление к системе *Фо-Фа-Кв Мт* и *Мпр (Ди+Гед)* как по отдельности, так и вместе, не изменяет положение поверхности кристаллизации *(Ол+Опр)* относительно "пироксеновой" плоскости, и фазовые превращения с участием *Ол* и *Опр* остаются такими же, как и в базовой системе.

3. Добавление к системе *Фо-Фа-Кв Ан* и *Аб* приводит к тому, что на всем интервале значений $f_{норм}^{расп}$ *Ол* и *Опр* в присутствии *Пл* находятся в перитектических взаимоотношениях.

4. При добавлении в базовую систему *Мт* и *Пл* "нонвариантная" точка *(Ол+Опр+Мт+Пл+Ж)* также остается перитектической на всем допустимом для данной ассоциации интервале железистости, поскольку поверхность совместной кристаллизации *(Мт+Пл+Ж)* смещена к вершине *Пл* (ребру, конноде).

5. При добавлении *Мпр* и *Пл* в базовую систему положение "нонвариантной" точки *(Ол+Опр+Мпр+Пл+Ж)* и типы фазовых превращений в ней зависят как от $f_{норм}^{расп}$, так и от $an_{норм}^{расп}$: на интервале железистости 0-20% при основном плагиоклазе она перитектическая, на интервале железистости 20-60% при среднем номере *Пл* - эвтектическая, а на интервале 60-80% с кислым плагиоклазом - снова становится перитектической.

6. В полной системе *Аб-Ан-Фо-Фа-Ди-Гед-Мт-Кв-*H_2O положение "нонвариантной" точки *(Ол+Опр+Мпр+Мт+Пл+Ж)* в изоплетах по железистости и составу плагиоклаза будет сходным с описанным в п.5, поскольку поверхность *(Мт-Мпр)* смещена к *Мпр*.

7. На тренды кристаллизации оливиннормативных базитовых и ультрабазитовых магм существенно влияют следующие факторы: P_{H_2O}, P_{O_2}, $f_{норм}^{расп}$, $an_{норм}^{расп}$, а также отношения *Пл/Мпр* и *Мт/Мпр* (т.е. химический состав исходного расплава, количественный и качественный состав летучих), скорость кристаллизации, степень и характер (осаждение-всплывание твердых фаз) фракционирования.

8. В свете современных физико-химических моделей процессов магматической дифференциации следует отказаться от представления о ключевой роли кислородного режима в контроле трендов фракционирования. Соответственно, применимость концепции Осборна к объяснению происхождения магматических серий с базальтоидными начальными членами должна быть ограничена частными случаями, для которых может быть доказана генерация разнотипных породных серий из единого исходного магматического источника.

Завершая данный раздел, посвященный преимущественно теоретическим и методологическим основам петрологии магматических серий, автор счел уместным высказать свое мнение о применении двух "базовых" терминов - "равновесная" и "фракционная" кристаллизация. В геологической литературе они почему-то, как правило, употребляются как антиподы, тогда как в строгом физико-химическом смысле таковыми не являются, поскольку *"...Условием равновесия является равенство химических потенциалов, а поскольку значение их не зависит от количества фазы, то и равновесие в системе не зависит от количества фазы... По той же причине если из системы, состоящей из нескольких фаз, находящихся в равновесии, удалить одну из фаз, равновесие также не нарушится"* [Аносов и др., 1976, с.23]. В свете этого замечания представляется правильным говорить о "равновесной кристаллизации без фракционирования" и "о равновесной кристаллизации с фракционированием".

Глава 4

ИСХОДНЫЕ ОЛИВИННОРМАТИВНЫЕ БАЗИТОВЫЕ И УЛЬТРАБАЗИТОВЫЕ РАСПЛАВЫ, ТРЕНДЫ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ И ТЕОРЕТИЧЕСКИ ВОЗМОЖНЫЕ СЕРИИ МИНЕРАЛЬНЫХ АССОЦИАЦИЙ

Описанный в предшествующем разделе комплект диаграмм состояния и изоплет системы *Аб-Ан-Фо-Фа-Ди-Гед-Мт-Кв-H_2O* может служить достаточной основой для анализа трендов дифференциации малокалиевых оливиннормативных расплавов железомагнезиального отряда нормальной щелочности, природные аналоги которых представлены широким спектром серий вулканических и плутонических горных пород.

4.1. Исходные малокалиевые оливиннормативные расплавы

Вслед за Хьюджесом [1988] исходной будем называть такую магму, которая способна образовать путем последовательных процессов магматической дифференциации всевозможные типы пород в любой определенной магматической серии. "Использование термина исходная магма подразумевает, что она не соответствует ни первичному расплаву, образованному процессами частичного плавления в пределах мантии, ни родоначальной магме, сформированной последующими процессами отделения в обособленных расплавленных телах" [Хьюджес, 1988, с.69].

Наличие на современном эрозионном уровне Земли громадного разнообразия вулканических и плутонических оливинсодержащих пород [Магматические..., 1985, 1988] свидетельствует о большом разнообразии составов магм, поступающих из мантии. Состав оливиннормативных вулканитов изменяется от базальтового до пикритового и коматиитового.

Ирвин [1983], опираясь на эксперименты О'Хары при высоких давлениях, высказал предположение, что первичные расплавы в верхней мантии имеют, главным образом, пикритовый состав, а базальтовые магмы являются дериватами исходных пикритовых магм. Эта идея в разных вариантах обсуждается при рассмотрении проблем генезиса пикритов и коматиитов [Komatiites, 1982; Гирнис, Рябчиков, Богатиков, 1987; Магматические..., 1987б, 1988 и др.], хотя еще раньше Кутолин В.А. [1972] обратил внимание петрологов на тот факт, что ограниченная встречаемость пикритов в областях базальтового вулканизма и невозможности дифференциации пикритовой магмы во время подъема с образованием больших объемов однородной базальтовой магмы не свидетельствуют в пользу подобной концепции. Ирвин, в свою очередь, акцентировал внимание

петрологов на другом труднообъяснимом парадоксе - широком проявлении высокоглиноземистых базальтов и полном отсутствии свидетельств наличия в природе ультраглиноземистых расплавов, не выявленных даже в ассоциации с крупными анортозитовыми комплексами.

Как отмечает Р.Дж.Уилли [1983], для понимания происхождения магм и процессов магматизма в настоящее время требуется знание состава мантии и земной коры, структуры верхней мантии и коры, распределения вещества в пределах составных частей этих структур и распределения температуры на глубине в пространстве и времени. По твердому убеждению автора настоящей работы, этих сведений все же недостаточно. Для решения проблемы генерации магм их обязательно надо дополнить конкретными знаниями о фазовых переходах в мантии с глубиной и, прежде всего, необходимы диаграммы состояния соответствующих систем.

Кусиро и Йодер [1968] на основании химического состава мантийных ксенолитов и результатов экспериментов в системе *CMAS* CaO-MgO-Al_2O_3-SiO_2 построили схему минеральных фаций верхней мантии, показанную на рис.4.1. Сходная схема была предложена Грином и Рингвудом [Green, Ringwood, 1967; Рингвуд, 1981] на основе пиролитовой модели.

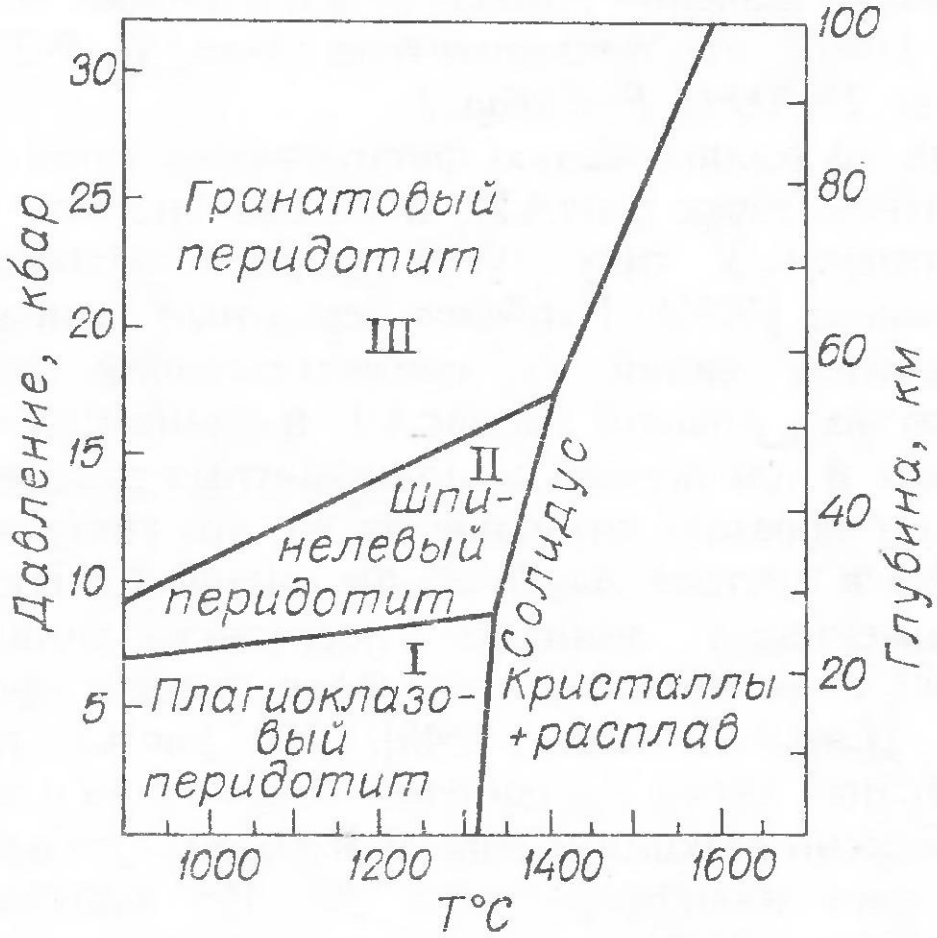


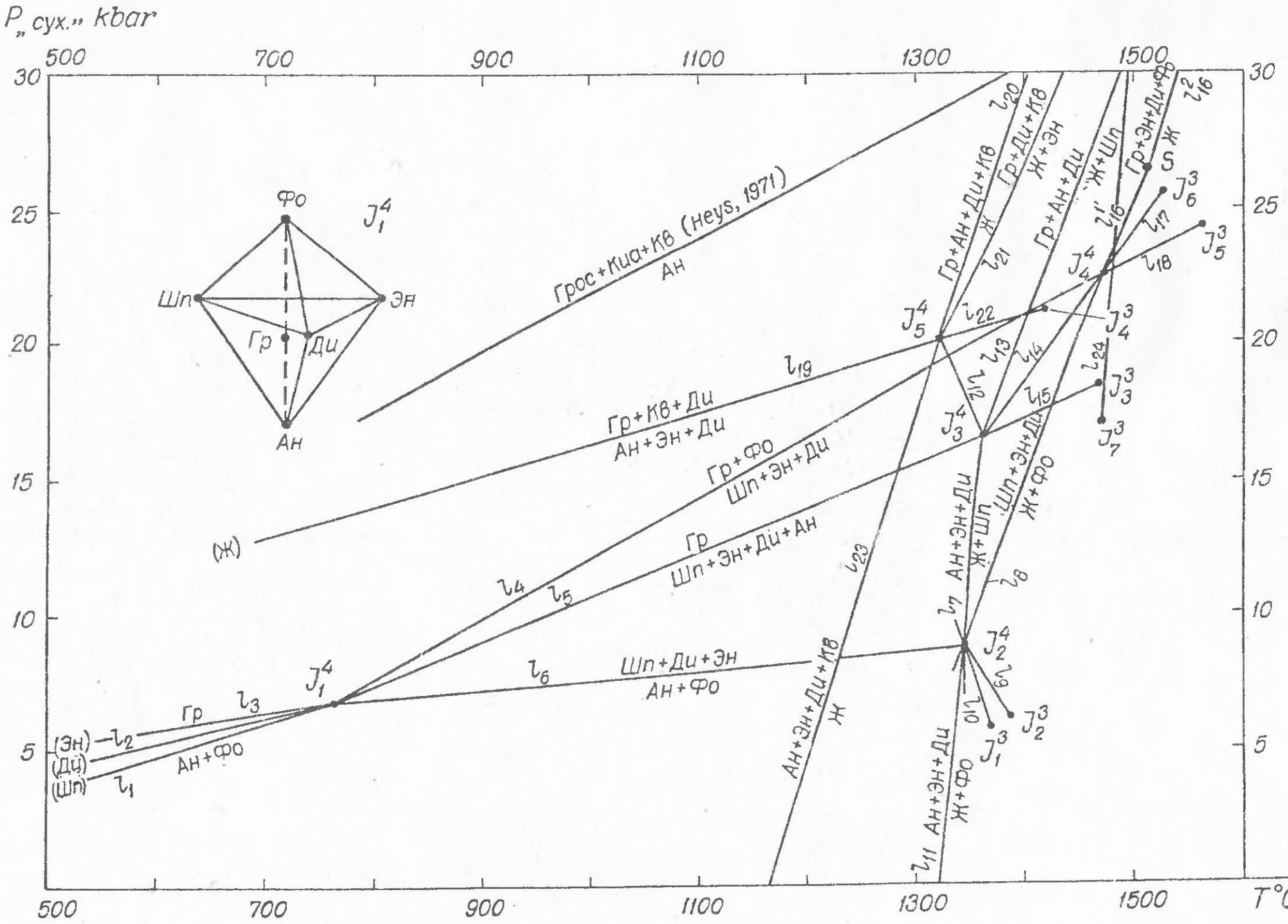
Рис.4.1. Схема минеральных фаций верхней мантии по [Йодер, 1979]

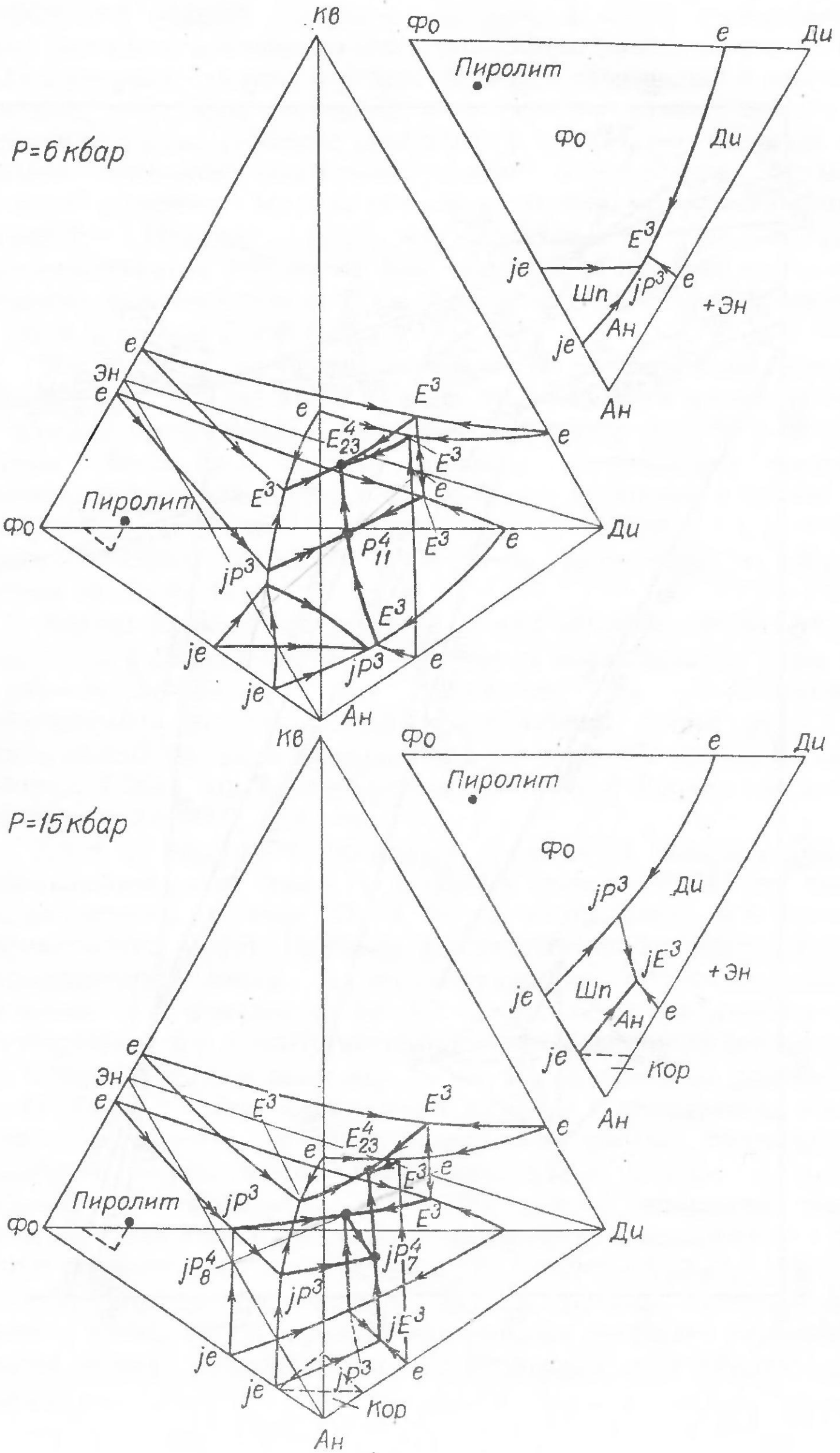
Таким образом, если справедлива посылка сравнительной однородности верхней мантии с глубиной, а смена минеральных фаций связана с изменением литостатического давления и система *CMAS* в упрощенном виде отражает фазовые превращения в мантии, то анализ диаграммы состояния этой системы должен помочь в разрешении рассматриваемой проблемы. К сожалению, несмотря на довольно детальное экспериментальное исследование частных подсистем в системе *CMAS*, до сих пор отсутствует полная диаграмма состояния. Поэтому автор, с учетом всех известных экспериментальных данных по ней, предпринял попытку построить диаграмму состояния (в виде *P-T* и *T-X* проекций) системы *Фо-Ан-Ди-Кв*, как подсистемы *CMAS* (рис.4.2, табл.4.1).

Как видно из рис.4.2, подсистема *Фо-Ан-Ди-Кв*, в свою очередь, разбивается на две: *Фо-Эн-Ди-Ан* и *Эн-Ди-Ан-Кв*. Хотя интересующие нас фазовые превращения в мантийных субстратах связаны с фазами системы *Фо-Эн-Ди-А*, анализ фазовых превращений удобнее производить в рамках системы *Фо-Ди-Ан-Кв*, поскольку в ликвидус-солидусной области определенные фазовые реакции (перитектические) системы *Фо-Эн-Ди-Ан* происходят в объеме системы *Эн-Ди-Ан-Кв*.

Анализ фазовых превращений можно начать с субсолидусной области, где в системе *Фо-Эн-Ди-Ан* имеется нонвариантная точка I_1-*(Ан+Фо+Эн+Ди+Шп+Гр)*. Ее положение на *P-T*-проекции приблизительно устанавливается продолжением линий рис.4.1 в область низких значений температуры и давления. По оценке Куширо и Йодера [1968], эта нонвариантная точка на *P-T*-проекции имеет координаты: $T=700^oC$, *P=6 кбар*.

Судя по расположению фигуративных точек указанных фаз в нонвариантной точке (рис.4.2), в объеме системы *CMAS* эту точку следует отнести к типу IV-19 по классификации В.В.Доливо-Добровольского [1970]. Наиболее вероятный вариант расположения моновариантных линий I_1, соответствующий пространственному положению фаз, показан на рис.4.2. В данном случае имеются три сингулярных и три полных моновариантных равновесия (см.таблицу 4.1). Следует обратить внимание на то, что сингулярное равновесие *(Гр=Ан+Фо)* в системе *Ан-Ди-Эн-Фо* на рис.4.2 представлено тремя однонаправленными линиями, поскольку линии сингулярного равновесия с различными индифферентными фазами не могут совпадать [Скрейнемакерс, 1948]. На рис.4.2 приведена также моновариантная линия L_{19} системы *Эн-Ди-Ан-Кв* с появлением в ней граната согласно реакции $(CaMg_2Al_2Si_3O_{12}+SiO_2=CaAl_2Si_2O_8+2MgSiO_3)$ в присутствии индифферентного *Ди*. По данным экспериментов [Kushiro, Yoder, 1971б], приведенная реакция протекает ступенчато, проходя область метастабильного существования двух пироксенов с кварцем.


P„сух.» kbar
500
700
900
1100
1300
1500
T°C
30
25
20
15
10
5
Фо
Шп
Эн
Гр
Ди
Ан
J_1^4
Грос+Кца+Кв (Heys, 1971)
Ан
(Ж)
l_1
l_2
l_3
l_4
l_5
l_6
l_7
l_8
l_9
l_{10}
l_{11}
l_{12}
l_{13}
l_{14}
l_{15}
l_{16}
l_{16}'
l_{17}
l_{18}
l_{19}
l_{20}
l_{21}
l_{22}
l_{23}
l_{24}
Гр
Ан+Фо
(Эн)
(Ди)
(Шп)
Шп+Ди+Эн
Ан+Фо
Гр+Ф0
Шп+Эн+Ди
Гр
Шп+Эн+Ди+Ан
Гр+Кв+Ди
Ан+Эн+Ди
Ан+Эн+Ди+Кв
Ж
Гр+Ан+Ди+Кв
Гр+Ди+Кв
Ж+Эн
Гр+Ан+Ди
Ж+Шп
Ж+Ди
Гр+Эн+Ди+Фо
S
Ж
Ан+Эн+Ди
Ж+Шп
Шп+Эн+Ди
Ж+Фо
Ан+Эн+Ди+Кв
Ж
Ан+Эн+Ди
Ж+Фо
J_1^4
J_2^4
J_3^4
J_4^4
J_5^4
J_1^3
J_2^3
J_3^3
J_4^3
J_5^3
J_6^3
J_7^3


P=6 кбар
Кв
Фо
Ди
Ан
Эн
e
Пиролит
E^3
E^4_{23}
P^4_{11}
jP^3
je
Шп
+Эн
P=15 кбар
jE^3
jP^4_8
jP^4_7
Кор

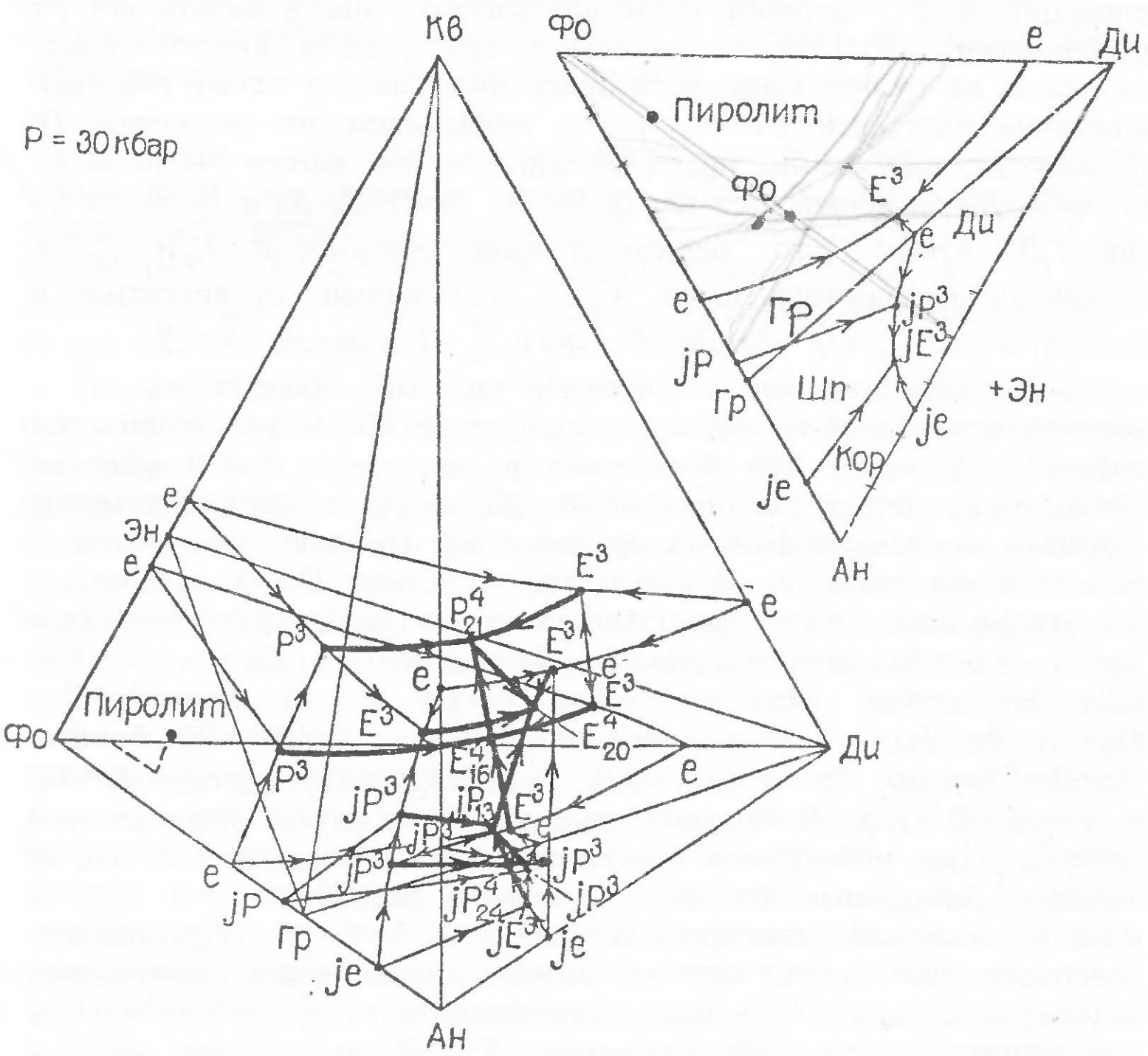


Рис.4.2. Диаграмма состояния подсистемы Ан-Ди-Фо-Кв системы CMAS CaO-MgO-Al_2O_3-SiO_2 (P"сух"-T-проекции и изобарические сечения)

Диаграмма построена автором с учетом экспериментов по граничным системам [Грин, 1968; Дэвис, Шерер, 1968; Кусиро, Йодер, 1968; Heys, 1971; Kushiro, Yoder, 1971; Maale, Wylie, 1979; Schairer, Kushiro, 1971; Presnall et al., 1978; 1979 и др.]; L_{24}-(Шп+Фн+Ди=Ж+Кор); фазовые реакции к рис. 4.2а приведены в табл.4.1

Продолжение указанных субсолидусных линий в ликвидус-солидусную область позволяет построить на *P-T*-проекции согласованную схему нонвариантных точек и моновариантных линий ликвидус-солидусной области и по ней построить изобарические *T-X* сечения (рис.4.2), которые в сочетании с *P-T*-проекцией дают представление о диаграмме состояния совместной системы *Фо-Ди-Ан-*

Кв в диапазоне *P=0-30 кбар*. Приемы графического построения *P-T* проекций и *T-X* сечений подробно рассмотрены в работе автора [Дубровский, 1984], а их наглядное графическое представление, очевидно, не требует словесного пояснения. Следует только обратить внимание читателей на то, что с появлением на ликвидусе *Гр* происходит, естественно, преобразование систем: вместо *Эн-Ди-Ан-Кв* и *Фо-Эн-Ди-Ан* появляются *Фо-Гр-Эн-Ди, Эн-Гр-Ди-Кв* и *Гр-Ди-Ан-Кв* (рис.4.2). Кроме того, перитектические равновесия l^1_{16} и l^1_{21} с увеличением давления могут через сингулярные превратиться в эвтектические l^2_{16} *-(Гр+Ди+Эн+Фо=Ж)* и l^2_{21} *-(Гр+Эн+Ди+Кв=Ж)*.

Особенностью рассматриваемой системы является то, что с увеличением давления вначале расширяется объем кристаллизации шпинели, а затем при появлении в диапазоне *P=8-9 кбар* на ликвидусе граната и расширении его объема происходит вытеснение шпинели из главных фазовых превращений и резкое уменьшение ее объема кристаллизации. В результате в системе *CMAS* намечаются следующие минеральные фации по давлению (глубине) (см.рис.4.1): в зоне 1 - *(Ан+Ди+Эн+Фо)* и *(Ан+Эн+Ди+Кв)*; во II - *(Шп+Ан+Эн+Ди)*; *(Шп+Эн+Ди+Фо)*; *(Ан+Эн+Ди+Кв)*; в III - *(Гр+Шп++Эн+Ди)*; *(Гр+Ан+Эн+Ди)*; *(Гр+Ан+Шп+Ди)*; *(Шп+Эн+Ди+Фо)*; *(Гр+Фо+Эн+Ди)*; *(Гр+Эн+Шп+Фо)*; *(Гр+Шп+Ди+Фо)*; *(Гр+Эн+Ди+Кв)* и *(Гр+Ан+Ди+Кв)*. Необходимо отметить, что в случае присутствия в системе даже небольшого количества воды (порядка 1-3 мас.%) ликвидус-солидусные фазовые равновесия переместятся в область низких значений температуры на 100-150°С с образованием коленообразного изгиба моновариантных линий l_{11} и l_{23} при низких значениях давления, но без существенного изменения остальных топологических элементов диаграммы. Кроме того, следует иметь в виду, что ликвидусная температура природных перидотитов ниже на 150°С по сравнению с аналогичными равновесиями в системе *Ан-Фо-Ди-Кв* [Хьюджес, 1988].

Современные знания о составе мантии сходятся на том, что ее химический состав соответствует перидотитам с определенными колебаниями главных компонентов [Йодер, 1979; Магматические..., 1987]. В альтернативной модели Грина и Рингвуда [Green, Ringwood, 1967] принято, что состав верхней мантии отвечает пиролиту (1 часть базальта и 3 части перидотита). В любом случае все предполагаемые составы верхней мантии в минальном выражении принадлежат к оливиннормативной группе нормальной щелочности, и в упрощенном виде эти составы можно свести к четырем миналам - *Ол, Пл, Опр* и *Мпр,* которые в сумме составляют 90%, а их средняя фигуративная точка на фазовой диаграмме рис.4.2 попадает в объем первичной кристаллизации *Ол* вблизи его вершины. При таком составе субстрата устойчивыми минеральными фациями в верхней мантии будут: в I зоне - *(Пл+Мпр+Опр+Ол)* - плагиоклазовые перидотиты, во II -

(Шп+Опр+Мпр+Ол) - шпинелевые перидотиты и в III - *(Гр+Фо=Опр+Мпр)* - гранатовые перидотиты. Это заключение полностью согласуется с моделью Йодера-Куширо, детализируя ее в части минеральных парагенезисов (рис.4.1).

Теперь, обосновав ограничения модели по параметрам химического и фазового состава исходных верхнемантийных субстратов и располагая диаграммой состояния системы *CMAS* на достаточно большом интервале давлений или глубин (до 100 км), довольно просто показать, какой состав расплава будет выплавляться на той или иной глубине.

На интервале *(Пл+Опр+Мпр+Ол)* минеральной фации мантии (глубина до 27 км, *P=9 кбар*) в системе *Ан-Фо-Ди-Кв* (рис.4.2) имеется моновариантное равновесие *(Ан+Фо+Ди+Эн+Ж)*. При изобарических условиях это перитектика (может быть и эвтектикой), минальный (компонентный) состав расплава которой соответствует габбро-анортозитовой магме. Ее иногда сопоставляют с высокоглиноземистыми базальтами, что нельзя признать достаточно корректным по двум причинам. Высокоглиноземистые базальты представлены обычно порфировыми породами, генезис которых хорошо объясняется аккумуляцией (всплыванием) плагиоклаза при кристаллизации базальтоидных магм. С этой точки зрения, высокоглиноземистые базальты являются вторичными магмами и вряд ли могли служить родоначальной магмой для плутонов автономных анортозитов. Во-вторых, высокоглиноземистые базальты отличаются более высокой железистостью по сравнению с породными комплексами габбро-анортозитов [Магматические..., 1985].

Из экспериментов в системе *Ан-Ди-H_2O* [Yoder, 1971] известно, что при увеличении P_{H_2O} эвтектика *(Ан-Ди)* обогащается *Ан*. По мнению Йодера, с учетом $\Delta V_{пл}$ анортита и диопсида, тот же эффект оказывает и "сухое" давление. Следовательно, при плавлении субстратов минеральной фации *(Пл-Опр-Мпр-Ол)* с увеличением давления (или глубины) будет происходить обогащение анортитовым миналом выплавляемого расплава, при этом интервал 7-9 кбар является оптимальным по условиям для выплавления из плагиоклазовых перидотитов при минимальных ликвидусных температурах габбро-анортозитовых расплавов, исходных для автономных габбро-анортозитов.

На интервале минеральной фации шпинелевых перидотитов *(Шп+Ол+Опр+Мпр)* (глубина 27-55 км, *P=9-23 кбар*) в системе *Ан-Фо-Ди-Кв* начальное плавление контролируется моновариантным равновесием l_{18}*-(Шп+Эн+Ди=Ж+Фо)*, при котором генерируются расплавы, более богатые *(Ол+Опр)* по сравнению с расплавом l_{11}. Этот фактор, вероятно, предопределяет появление исходных базальтовых магм при достижении ликвидусной температуры указанного равновесия в шпинелевых перидотитах зоны II.

На интервале минеральной фации гранатовых перидотитов *(Гр+Опр+Мпр+Ол)* (глубина >55 км, *Р>23 кбар*) в системе *CMAS* ликвидусные процессы контролируются моновариантным равновесием l_{16}*-(Гр+Эн+Ди+Фо+Ж)*, состав расплава которого отвечает пикрито-базальту, что и предопределяет генерацию пикрито-базальтовых исходных магм в этой фации глубинности.

Таблица 4.1.

Фазовые реакции к рис.4.2

Индекс равновесия	Фазовые реакции	Характер равновесия
I_1^4 *[Ж]*	*Гр+Ан+Эн+Ди+Шп+Фо*	
l_1 *(Шп)*	*Гр+<u>Эн</u>+<u>Ди</u>=Ан+Фо+<u>Эн</u>+<u>Ди</u>*	Сингулярное
l_2 *(Ди)*	*Гр+<u>Эн</u>+<u>Шп</u>=Ан+Фо+<u>Эн</u>+<u>Шп</u>*	-"-
l_3 *(Эн)*	*Гр+<u>Шп</u>+<u>Ди</u>=Ан+Фо+<u>Шп</u>+<u>Ди</u>*	-"-
l_4 *(Ан)*	*Гр+Фо=Эн+Ди+Шп*	Полное
l_5 *(Фо)*	*Гр=Ан+Эн+Ди+Шп*	-"-
l_6 *(Гр)*	*Эн+Ди+Шп=Ан+Фо*	-"-
I_2^4*[Гр]*	*Ан+Эн+Ди+Фо+Шп+Ж*	
l_7 *(Фо)*	*Ан+Эн+Ди=Ж+Шп*	Полное
l_8 *(Ан)*	*Эн+Ди+Шп=Ж+Фо*	-"-
l_9 *(Ди)*	*Ан+Фо=Ж+Эн+Шп*	-"-
l_{10} *(Эн)*	*Ан+Ди+Фо=Ж+Шп*	-"-
l_{11} *(Шп)*	*Ан+Эн+Ди=Ж+Фо*	-"-
I_3^4 *[Фо]*	*Ан+Эн+Ди+Гр+Шп+Ж*	
l_{12} *(Шп)*	*Ан+Эн+Ди=Ж+Гр*	Полное
l_{13} *(Эн)*	*Ан+Ди+Гр=Ж+Шп*	-"-
l_{14} *(Ан)*	*Ди+Гр=Ж+Эн+Шп*	-"-
l_{15} *(Ди)*	*Гр=Ж+Ан+Эн+Шп*	-"-
I_4^4 *[Ан]*	*Эн+Ди+Фо+Шп+Гр+Ж*	
$l_{16}^{1,2}$ *(Шп)*	*Эн+Ди+Гр=Ж+Фо(Эн+Ди+Гр+Фо=Ж)*	Полное
l_{17} *(Эн)*	*Ди+Гр=Ж+Фо+Шп*	-"-
l_{18} *(Ди)*	*Фо+Гр=Ж+Эн+Шп*	-"-
I_5^5	*Ан+Эн+Ди+Гр+Кв+Ж*	
l_{19} *(Ж)*	*Гр+Кв+<u>Ди</u>=Ан+Эн+<u>Ди</u>*	Сингулярное
l_{20} *(Эн)*	*Ан+Ди+Гр+Кв=Ж*	Полное
l_{21} *(Ан)*	*Ди+Гр+Кв=Ж+Эн*	-"-
l_{22} *(Ди)*	*Гр+Кв+<u>Ж</u>=Ан+Эн+<u>Ж</u>*	Сингулярное
l_{23} *(Гр)*	*Ан+Эн+Ди+Кв=Ж*	Полное

Корректность приведенных рассуждений и построений, очевидно, целиком и полностью зависит от того, насколько близко модели Йодера-Куширо и Грина-Рингвуда соответствуют реальному составу верхней мантии, и насколько адекватно система *Ан-Ди-Фо-Кв* отображает фазовые состояния мантийных субстратов. Построения автора, по-видимому, не нарушают "принципа соответствия" и позволяют увязать в цельную картину "альтернативные" модели предшественников (Йодер, Куширо, Грин, Рингвуд, О'Хара и др.) . При использовании предлагаемой модели генерации магм в верхней мантии для интерпретации конкретных геологических материалов по магматическим сериям необходимо иметь в виду следующие ограничения.

В природных условиях практически невозможно перегреть расплав и, соответственно, изменить его изобарический состав относительно эвтектики и определенной точки котектики, в которой исчезает одна из котектических фаз. Поэтому с поступлением теплоэнергии будет расти объем расплава с незначительным изменением котектического состава, т. е. процесс плавления будет происходить при постоянном давлении, температуре и составе всех фаз. Отсюда следует важный вывод, что содержание всех компонентов в магме практически не зависит от степени плавления, особенно если учесть высокую магнезиальность и анортитовость мантийного субстрата, что приближает к эвтектическим соотношениям компонентов. Поэтому погрешностями изменения состава котектики можно пренебречь, если сравнить их с изменением концентраций компонентов, связанной с метасоматической контаминацией перед плавлением, с ликвацией и дистилляцией при перемещении расплавов к поверхности Земли и с кристаллизационной дифференциацией магмы при формировании породных серий.

Таким образом, анализ диаграммы состояния системы *CMAS* дает основание считать возможной генерацию в верхней мантии первичных оливиннормативных магм различного состава - базитовых и ультрабазитовых. По мнению автора, для плутонических породных серий эти первичные магмы чаще всего являются и исходными, поскольку мало оснований предполагать, что состав первичных магм изменяется в процессе интрузии. Этот вывод, опирающийся на модельные расчеты и построения, полностью совпадает с заключением ведущих петрологов англо-американской школы, базирующемся на сравнительном анализе петрографических провинций. В частности, в ключевом вопросе о "главных типах магм" еще в 70-е годы было заявлено, что *"...Значительная часть исследований и дискуссий в современной петрологии концентрируется вокруг определения и количества главных типов магм, а также вокруг вопросов и возможных способов их возникновения и эволюции. В*

настоящей книге подчеркивается уникальность каждой петрографической провинции; при этом авторы склоняются к мысли о многочисленности вполне четких типов магм" [Ферхуген и др., 1974, с.357].

4.2. *Тренды кристаллизационной дифференциации оливиннормативных магм при различных физико-химических условиях и теоретические серии минеральных (фазовых) ассоциаций*

Прежде, чем приступить к анализу трендов кристаллизации оливиннормативных расплавов, необходимо оговорить некоторые условия и допущения, принимаемые при решении поставленной задачи. Так, из-за сложности изображения полной диаграммы состояния системы *Аб-Ан-Фо-Фа-Ди-Гед-Мт-Кв-H_2O*, естественно, возникают и сложности прослеживания трендов кристаллизации. Для прослеживания трендов кристаллизационной дифференциации будут применяться наиболее удобные проекции и сечения диаграммы состояния, в которых с максимальной наглядностью отражены главные особенности фазовых превращений. Необходимо иметь в виду, что изоплеты по $f^{расп}_{норм}$ можно применять для прослеживания хода кристаллизации как при постоянном P_{O_2}, так и при постоянном общем составе. В первом случае можно использовать одно изоплетическое сечение с учетом изменения $an^{расп}_{норм}$, а во втором - приходится как бы перескакивать из одного сечения в другое, поскольку в процессе кристаллизации будут изменяться как *an*, так и *f*.

Поэтому вначале рассмотрим тренды дифференциации в частных граничных системах, принципиально различающихся по фазовым превращениям: а) в системе *Аб-Ан-Фо-Фа-Ди-Гед-Кв* без *Мт*, т.е. в условиях постоянного и низкого значения P_{O_2} на всех этапах кристаллизации исходного расплава; б) в системе *Аб-Ан-Фо-Фа-Мт-Кв* без *Мпр*, где допускается изменение P_{O_2}(условно эту систему можно назвать норитовой). Интегрируя выводы по частным системам, в заключение попытаемся проследить тренды фракционной кристаллизации в полной системе.

Как видно из рис.3.6г (система *Фо-Фа-Мт*), сечения по *f* и P_{O_2} пересекаются под разными углами. В более сложных системах будем иметь линию пересечения, которая лежит на котектической поверхности *(Мт - мафический силикат)*, поэтому при использовании изоплетических проекций по $f^{расп}_{норм}$ для прослеживания путей кристаллизации при постоянном P_{O_2} элементы диаграммы, отражающие фазовые превращения такой изобары, следует проектировать на изоплетическую поверхность $f^{расп}_{норм}$. Понятно, что

искажение этой проекции будет тем больше, чем дальше фигуративная точка расплава будет находиться от конечной котектики.

Во всех случаях при моделировании процесса учитывается сложный характер взаимоотношений пироксен-оливиновых парагенезов. Напомним, что из анализа рис.3.16 следует, что при $f^{расп}_{норм}$>22% на изоплетах часть поверхности *(Ол+Опр+Ж)* со стороны плагиоклазовой вершины располагается выше плоскости *(Опр-Мпр-Пл)*, а остальная - ниже этой плоскости. Поверхность начинается от e_7 *-(Опр+Ол=Ж)* и находится в объеме своей системы, следовательно, она должна отражать эвтектический процесс кристаллизации. Намного сложнее определить тип фазового превращения на поверхности, находящейся в объеме "чужой" системы, поскольку эта задача сложно решается даже для линии, которая выходит из "своей" системы в "чужую" [Аносов и др., 1976]. В данной работе принимается, что тип фазового превращения на такой поверхности представляет собой особый вариант перитектической кристаллизации. Так, если до попадания на данную поверхность расплав выделял оливин, то по достижении этой поверхности начнется кристаллизация *Опр* в присутствии *Ол*. При идеальном же фракционировании расплав, дойдя до этой поверхности, будет "скользить" по ней, выделяя *Опр*, т.е., происходит как бы кристаллизация *Ол* и одновременная его реакция с расплавом с образованием *Опр*.

Следует подчеркнуть также, что применение "базового" комплекта диаграмм имеет определенные ограничения по вариациям железистости - он рассчитан только для низко- и умеренножелезистых серий (до $f^{расп}_{норм}$≤78%). Это обусловлено тем, что поскольку топология диаграммы состояния полной "базальтовой" системы на интервале $f^{расп}_{норм}$=78-100% принципиально отличается от топологии систем с $f^{расп}_{норм}$<78% тем, что при высоких значениях f система *Ол-Мпр-По-Мт-Кв* не делится на подсистемы, и все такие составы будут стремиться к E_5*-(Ол+Fe-*$Во_{тв.р.}$*+Пл+Мт+Кв)*, а при крайнем случае идеального фракционирования - к E_4*-(Фа+Fe-*$Во_{тв.р.}$*+Аб+Мт+Кв=Ж)*. В связи с упрощением системы различие высокожелезистых трендов будет связано только с различием концентрационных отношений компонентов.

И, наконец, о степени фракционирования. Равновесная кристаллизация оливиннормативных магм без фракционирования должна, очевидно, заканчиваться в "нонвариантной" точке своей системы без образования какого-либо ряда пород. Такой предельный случай имеет чисто теоретическое значение и вряд ли когда реализуется в природе даже в высоковязких кислых магмах. С другой стороны, нет никаких свидетельств о том, что в ультраосновных и основных магмах достигается идеальная степень фракционирования

твердых фаз. Можно с уверенностью утверждать, что в природных условиях кристаллизация магм в камерах любых объемов и форм всегда сопровождается фракционированием, степень которого находится где-то между указанными крайними вариантами. Поскольку первый предельный вариант наиболее простой и может быть проанализирован даже малоподготовленным читателем самостоятельно, то для сокращения объема книги остановимся более детально на сопоставлении идеальных трендов с предельной степенью фракционирования с реальными дифференцированными природными сериями магматитов.

Для наглядности вместо тетраэдрических изоплет нами используются три взаимосвязанные треугольные проекции изоплет соответствующих систем, по которым можно легко представить как общую топологию изоплеты, так и положение фигуративных точек в ее объеме. На треугольные проекции наносятся фигуративные точки, фиксирующие граничные составы расплавов стадий кристаллизации, начало которых нумеруется римскими цифрами. Точка I_{in} соответствует исходному расплаву. Если прослеживаются тренды фракционирования нескольких исходных расплавов, то к символу *I* добавляется соответствующий порядковый индекс (арабские цифры). Для упрощения стадии кристаллизации показаны пунктирными линиями, не криволинейными, по которым изменяется состав расплава, выделяющего твердые растворы. Выбор числа исходных составов определяется количеством частей объема первичного выделения *Ол*, различающихся топологией и, соответственно, трендами кристаллизации. Применяется запись трендов кристаллизации, предложенная В.А.Жариковым [1976]. Для приближенной оценки изменений *F* и кремнекислотности по стадиям кристаллизации удобно использовать корреляционный график содержания SiO_2 в твердых фазах в зависимости от *f* и *an* (рис.4.3). По этим оценкам легко строится "классификационный" график F-SiO_2, на котором "модельные" тренды Мияширо [Miyashiro, 1974] могут быть сопоставлены с эмпирическими выделенными полями известково-щелочных и толеитовых серий.

4.2.1. Тренды дифференциации оливиннормативных расплавов системы Аб-Ан-Фо-Фа-Ди-Гед-Кв-H_2O

При прослеживании трендов с использованием изоплет по *f* и *an* возникают сложности из-за того, что состав расплава при этом значительно изменяет состав и может "покидать" исходную изоплету. Графически это изобразить сложно и поэтому, идя на определенные искажения и сокращение графического материала, операцию по прослеживанию тренда приходиться производить на одной изоплете, а искажения - пояснять и оговаривать. В данной системе рассмотрены тренды для трех групп исходных расплавов, различающихся прежде

всего по $f_{норм}^{расп}$ и $an_{норм}^{расп}$, а внутри группы - по концентрационным соотношениям компонентов. Априорно принимаются условия кристаллизации при постоянстве общего состава магматической системы с низким Fe_2O_3/FeO отношением (*Mm* отсутствует).

Начнем с группы расплавов, исходные составы которых имеют $f_{норм}^{расп}$=0-10%, $an_{норм}^{расп}$=60-50%. Объем первичного выделения оливина в изоплете с такими значениями параметров (рис.3.16) делится на 12 частей, составы расплавов которых при кристаллизации изменяются по разным трендам (рис.4.4).

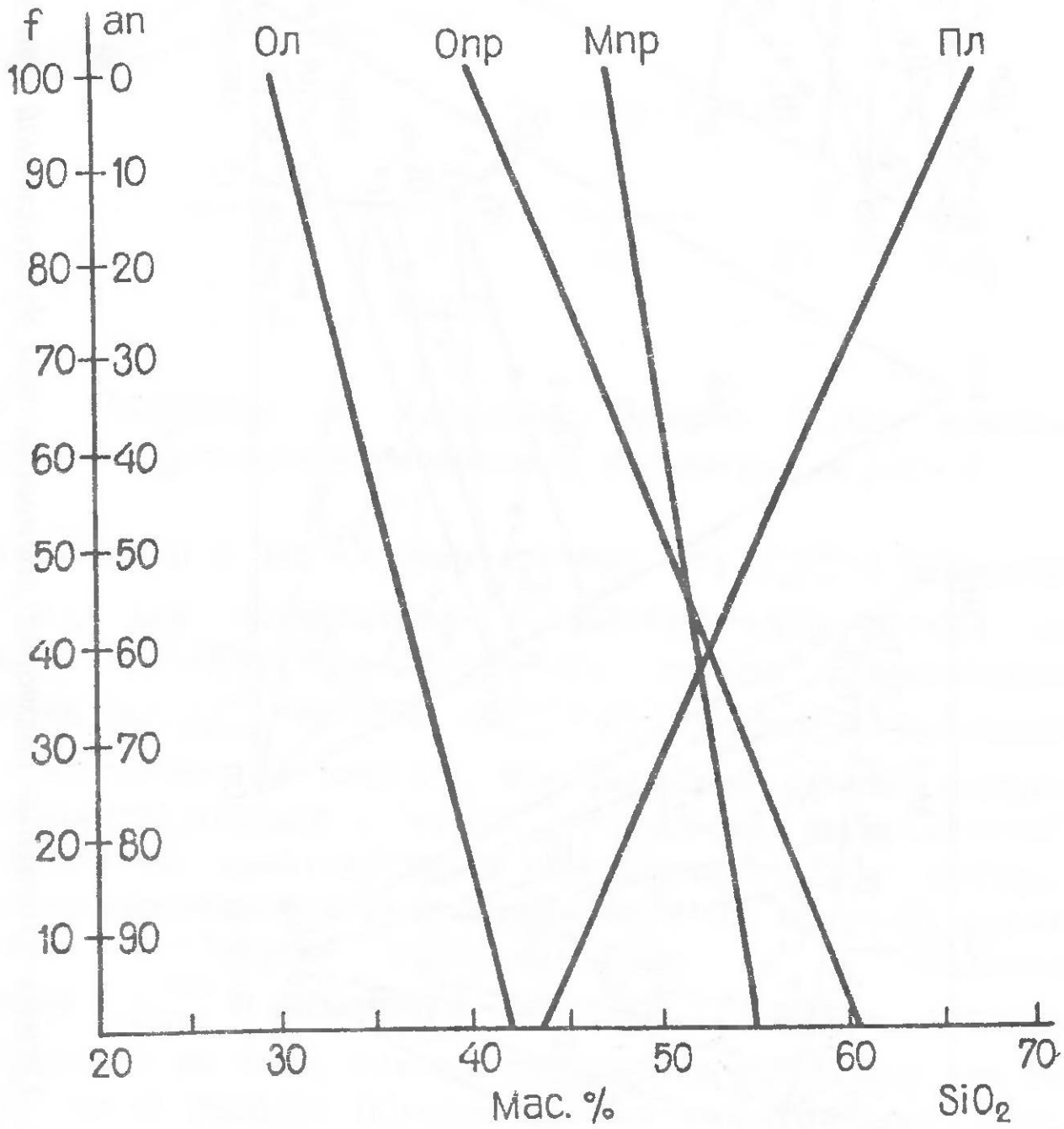


Рис.4.3. Соотношение частной железистости f темноцветов и номера плагиоклаза an с содержанием SiO_2 в минералах

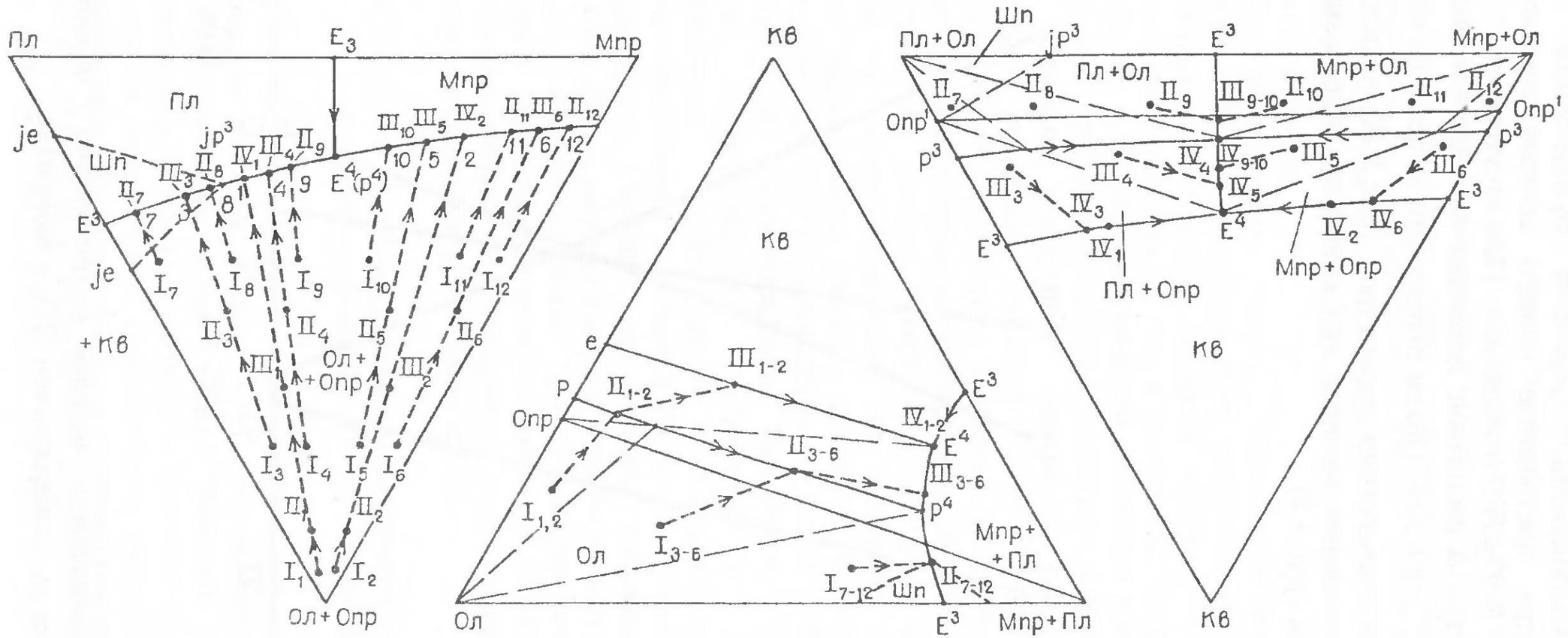


Рис.4.4. Тренды изменения составов расплавов при фракционной кристаллизации с исходными $f_{расп}^{норм}$ *-20% и* $an_{расп}^{норм}$ *-50-60% на проекциях изоплеты (Ол*$^{<20}$*-Пл*$^{50-60}$*-Мпр-Кв)*

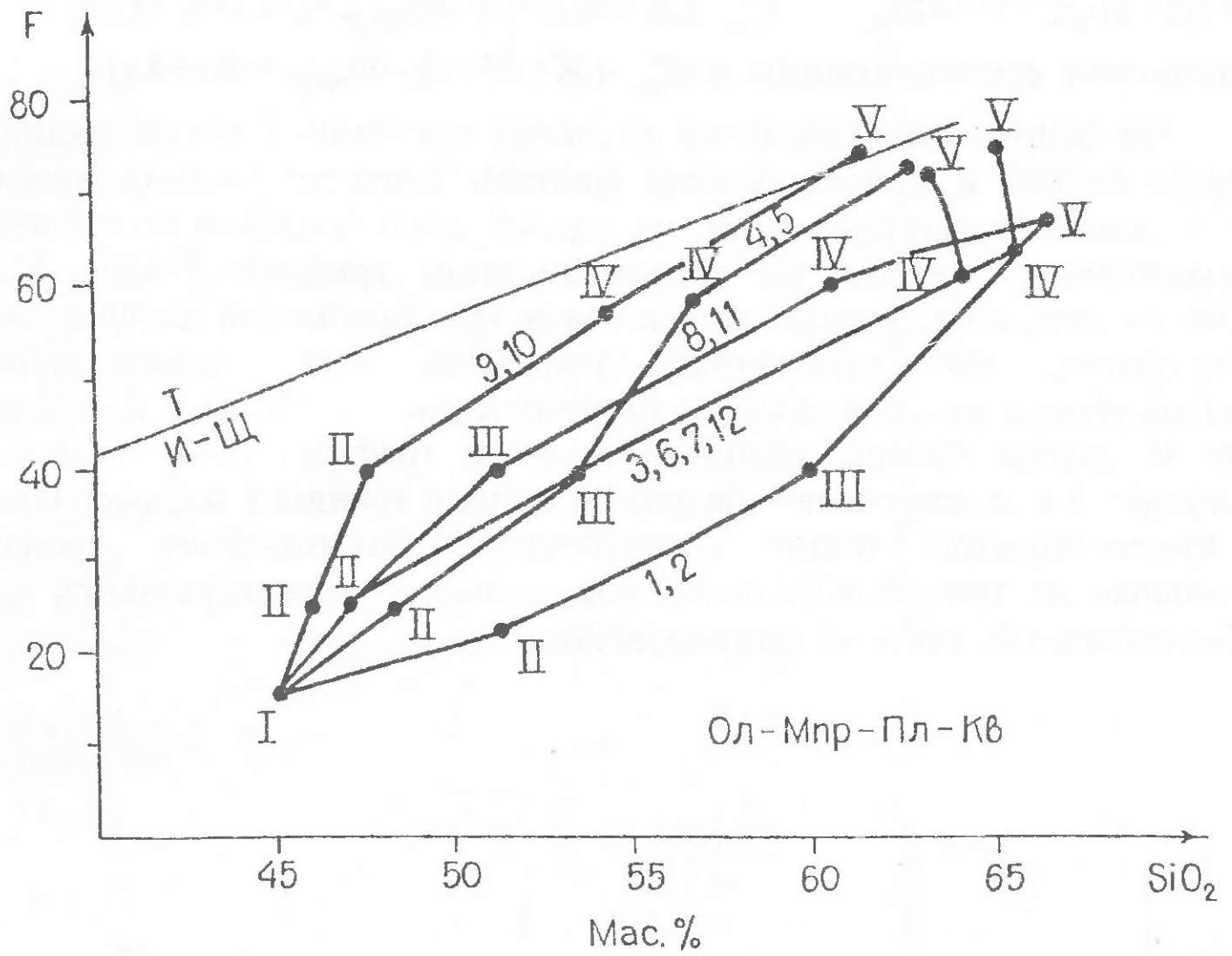


Рис.4.5. Положение на диаграмме Осборна F-SiO_2 трендов изменения составов расплавов для вариантов, показанных на рис.4.4

В соответствии с рис.4.4, при условии, что $f_{норм}^{расп}$ не превысит 22% до того, как перитектика P_1^4-*(Пл+Опр+Мпр=Ж+Ол)* не превратится в E_1^4-*(Пл+Опр+Мпр+Ол=Ж)*, тренды фракционной кристаллизации (до $f_{норм}^{расп}$=60-70%, $an_{норм}^{расп}$=20-15%) для 12 исходных расплавов представлены в табл.4.2. Все расплавы данной группы заканчивают кристаллизацию в "чужой" (гранитной) "инвариантной" точке, т.е. в процессе кристаллизации они покидают свою систему, проскакивая перитектическую часть поверхности *(Ол+Опр+Ж)*, также расположенную в "чужой" системе. Если же в процессе кристаллизации $f_{норм}^{расп}$ увеличится до 25% (высокая степень фракционирования) до того, как он покинет свою систему, то со стороны *Мпр* такой расплав попадет уже на котектическую часть поверхности *(Ол+Опр+Ж)* и не сможет покинуть свою систему, заканчивая кристаллизацию в E_2^4-*(Пл+Ол+Опр+Мпр=Ж)* (рис.4.7). При идеальном фракционировании все тренды не заканчиваются в E_1^4, а расплавы проскакивают $T_{инв.}^1$-*(Ж+Мпр+Опр+Пл+Ол+Кв)*, E_3^4-

(Ж+Пл+Мпр+Ол+Кв), $T^2_{инв.}$*-(Ж+Мпр+Fe-Во*$_{тв.р.}$*+Пл+Ол+Кв)* и заканчивают кристаллизацию в $E^4_{гр.}$*-(Ж+Аб+Fe-Во*$_{тв.р.}$*+Фа+Кв).*

На основе приближенных расчетов значений *F* и содержаний SiO_2 расплавов и кристаллизатов (пород), соответствующих началу каждой стадии кристаллизации, на рис.4.5 и 4.6 показано положение рассмотренных трендов на корреляционном графике $F\text{-}SiO_2$. Как видно из рисунков, тренды расплавов и кристаллизатов значительно различаются, что необходимо учитывать при сопоставлении комагматичных вулканических и плутонических серий. Тем не менее, и те и другие тренды располагаются на графике ниже границы Мияширо, т.е. в известково-щелочном поле, а тренды 1 и 2 расплавов и кристаллизатов точно соответствуют боуэновскому тренду. Остальные же тренды в большей или меньшей мере отличаются как от боуэновского, так и от феннеровского.

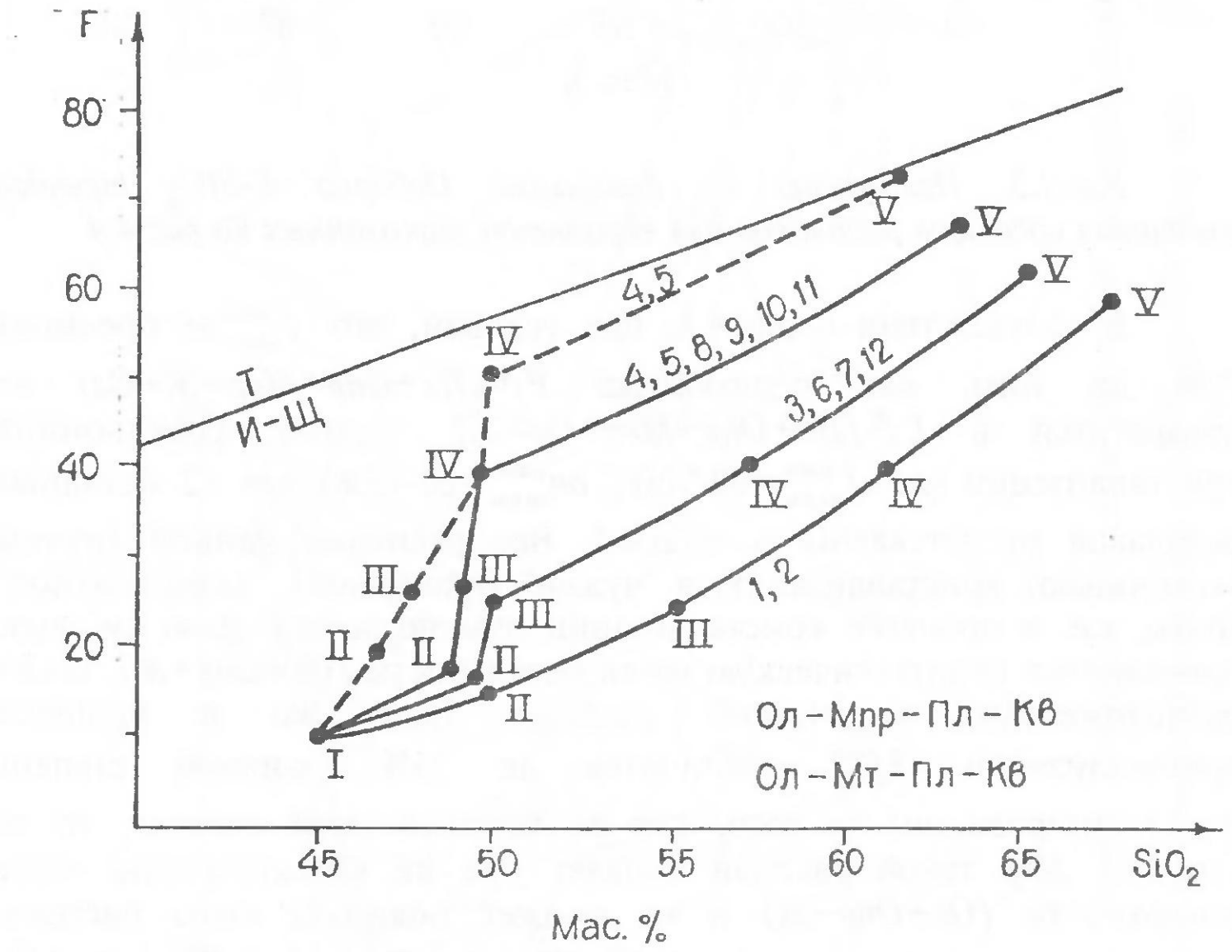


Рис.4.6. Положение на диаграмме Осборна $F\text{-}SiO_2$ *трендов изменения составов кристаллизатов для вариантов, показанных на рис.4.4*

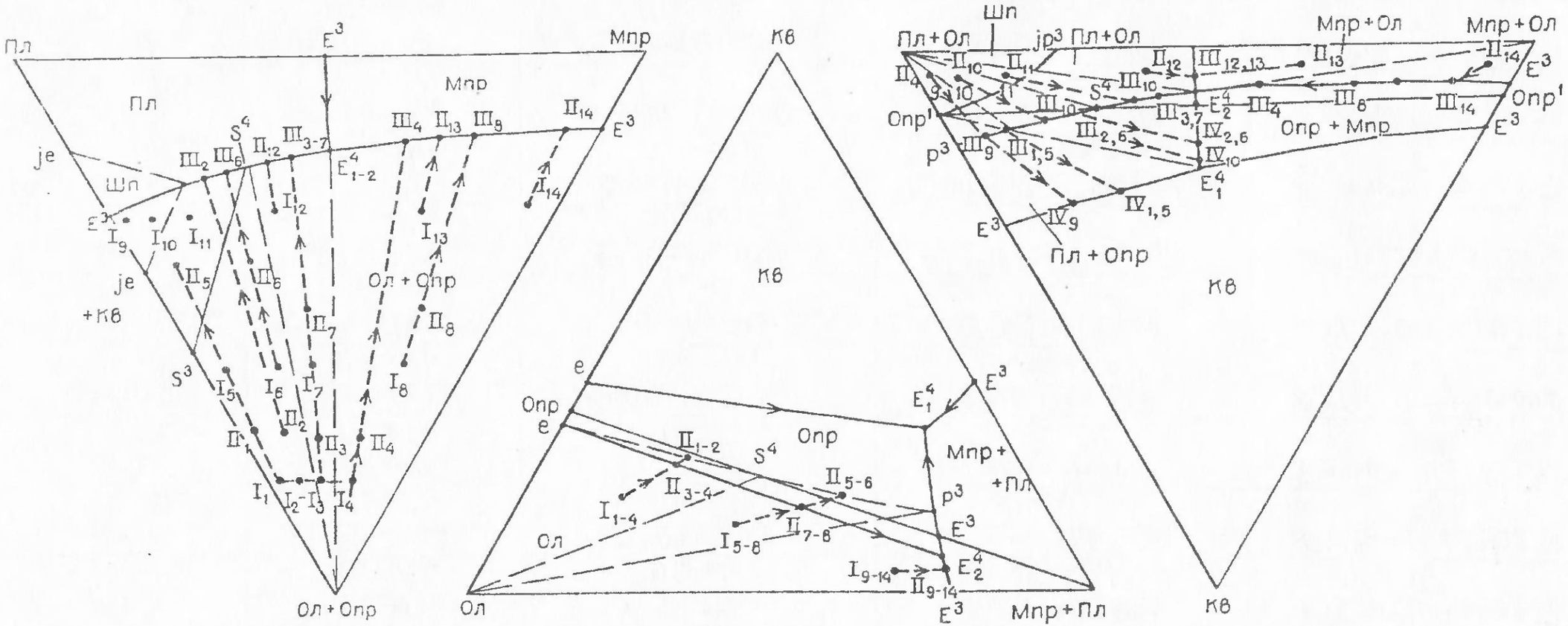


Рис.4.7. Тренды изменения составов расплавов при фракционной кристаллизации с исходными $f^{норм}_{расп}$ *>5% и* $an^{норм}_{расп}$ *-50-60% на проекциях изоплеты (Ол*$^{>25}$*-Пл*$^{50-60}$*-Мпр-Кв)*

Таблица 4.2

Теоретические тренды кристаллизации низкожелезистых (f<22%) оливиннормативных расплавовв системе без *Mm*

1.	$\underline{Ж+Ол}\Rightarrow$ $I_1\rightarrow II_1$	$\underline{Ж+(Ол\rightarrow Опр)}\Rightarrow$ $II_1\rightarrow III_1$	$\underline{Ж+Опр+Кв}\Rightarrow$ $III_1\rightarrow IV_1$	$\underline{Ж+Опр+Кв+Пл}\Rightarrow$ $IV_1\rightarrow E_1^4$	$\underline{Ж+Опр+Кв+Пл+Мпр}$ E_1^4
2.	$\underline{Ж+Ол}\Rightarrow$ $I_2\rightarrow II_2$	$\underline{Ж+(Ол\rightarrow Опр)}\Rightarrow$ $II_2\rightarrow III_2$	$\underline{Ж+Опр+Кв}\Rightarrow$ $III_2\rightarrow IV_2$	$\underline{Ж+Опр+Кв+Мпр}\Rightarrow$ $IV_2\rightarrow E_1^4$	$\underline{Ж+Опр+Кв+Мпр+Пл}$ E_1^4
3.	$\underline{Ж+Ол}\Rightarrow$ $I_3\rightarrow II_3$	$\underline{Ж+(Ол\rightarrow Опр)}\Rightarrow$ $II_3\rightarrow III_3$	$\underline{Ж+Опр+Пл}\Rightarrow$ $III_3\rightarrow IV_3$	$\underline{Ж+Опр+Пл+Кв}\Rightarrow$ $IV_3\rightarrow E_1^4$	$\underline{Ж+Опр+Пл+Кв+Мпр}$ E_1^4
4.	$\underline{Ж+Ол}\Rightarrow$ $I_4\rightarrow II_4$	$\underline{Ж+(Ол\rightarrow Опр)}\Rightarrow$ $II_4\rightarrow III_4$	$\underline{Ж+Опр+Пл}\Rightarrow$ $III_4\rightarrow IV_4$	$\underline{Ж+Опр+Пл+Мпр}\Rightarrow$ $IV_4\rightarrow E_1^4$	$\underline{Ж+Опр+Пл+Мпр+Кв}$ E_1^4
5.	$\underline{Ж+Ол}\Rightarrow$ $I_5\rightarrow II_5$	$\underline{Ж+(Ол\rightarrow Опр)}\Rightarrow$ $II_5\rightarrow III_5$	$\underline{Ж+Опр+Мпр}\Rightarrow$ $III_5\rightarrow IV_5$	$\underline{Ж+Опр+Мпр+Пл}\Rightarrow$ $IV_5\rightarrow E_1^4$	$\underline{Ж+Опр+Мпр+Пл+Кв}$ E_1^4
6.	$\underline{Ж+Ол}\Rightarrow$ $I_6\rightarrow II_6$	$\underline{Ж+(Ол\rightarrow Опр)}\Rightarrow$ $II_6\rightarrow III_6$	$\underline{Ж+Опр+Мпр}\Rightarrow$ $III_6\rightarrow IV_6$	$\underline{Ж+Опр+Мпр+Кв}\Rightarrow$ $IV_6\rightarrow E_1^4$	$\underline{Ж+Опр+Мпр+Кв+Пл}$ E_1^4
7.	$\underline{Ж+Ол\pm Шп}\Rightarrow$ $I_7\rightarrow II_7$	$\underline{Ж+Шп\rightarrow(Ол+Пл)}\Rightarrow$ $II_7\rightarrow III_7$	$\underline{Ж+Пл+(Ол\rightarrow Опр)}\Rightarrow$ $III_7\rightarrow IV_7$	$\underline{Ж+Пл+Опр+Кв}\Rightarrow$ $IV_7\rightarrow E_1^4$	$\underline{Ж+Пл+Опр+Кв+Мпр}$ E_1^4
8.	$\underline{Ж+Ол\pm Шп}\Rightarrow$ $I_8\rightarrow II_8$	$\underline{Ж+Шп\rightarrow(Ол+Пл)}\Rightarrow$ $II_8\rightarrow III_8$	$\underline{Ж+Пл+(Ол\rightarrow Опр)}\Rightarrow$ $III_8\rightarrow IV_8$	$\underline{Ж+Пл+Опр+Мпр}\Rightarrow$ $IV_8\rightarrow E_1^4$	$\underline{Ж+Пл+Опр+Мпр+Кв}$ E_1^4
9.	$\underline{Ж+Ол}\Rightarrow$ $I_9\rightarrow II_9$	$\underline{Ж+Ол+Пл}\Rightarrow$ $II_9\rightarrow III_9$	$\underline{Ж+Ол+Пл+Мпр}\Rightarrow$ $III_9\rightarrow P_1^4$	$\underline{Ж+Пл+Мпр+Опр+Ол}\Rightarrow$ $P_1^4\rightarrow E_1^4$	$\underline{Ж+Пл+Мпр+Опр+Кв}$ E_1^4
10.	$\underline{Ж+Ол}\Rightarrow$ $I_{10}\rightarrow II_{10}$	$\underline{Ж+Ол+Мпр}\Rightarrow$ $II_{10}\rightarrow III_{10}$	$\underline{Ж+Мпр+Пл+(Ол\rightarrow Опр)}\Rightarrow$ $III_{10}\rightarrow P_1^4$	$\underline{Ж+Мпр+Пл+(Ол\rightarrow Опр)}\Rightarrow$ $P_1^4\rightarrow E_1^4$	$\underline{Ж+Мпр+Пл+Опр+Кв}$ E_1^4
11.	$\underline{Ж+Ол}\Rightarrow$ $I_{11}\rightarrow II_{11}$	$\underline{Ж+Ол+Мпр}\Rightarrow$ $II_{11}\rightarrow III_{11}$	$\underline{Ж+Мпр+Опр+Пл}\Rightarrow$ $III_{11}\rightarrow IV_{11}$	$\underline{Ж+Мпр+Опр+Пл}\Rightarrow$ $IV_{11}\rightarrow E_1^4$	$\underline{Ж+Мпр+Опр+Пл+Кв}$ E_1^4
12	$\underline{Ж+Ол}\Rightarrow$ $I_{12}\rightarrow II_{12}$	$\underline{Ж+Ол+Мпр}\Rightarrow$ $II_{12}\rightarrow III_{12}$	$\underline{Ж+Мпр+(Ол\rightarrow Опр)}\Rightarrow$ $III_{12}\rightarrow IV_{12}$	$\underline{Ж+Мпр+Опр+Кв}\Rightarrow$ $IV_{12}\rightarrow E_1^4$	$\underline{Ж+Мпр+Опр+Кв+Пл}$ E_1^4

Из табл.4.2 получается следующий список теоретически возможных серий минеральных ассоциаций (модельных эпигенетических рядов):

1. *Ол→(Опр±Ол)→(Опр+Кв)→(Опр+Кв+Пл)→(Опр+Кв+Пл+Мпр)*
2. *Ол→(Опр±Ол)→(Опр+Кв)→(Опр+Кв+Мпр)→(Опр+Кв+Мпр+Пл)*
3. *Ол→(Опр±Ол)→(Опр+Пл)→(Опр+Пл+Кв)→(Опр+Пл+Кв+Мпр)*
4. *Ол→(Опр±Ол)→(Опр+Пл)→(Опр+Пл+Мпр)→(Опр+Пл+Мпр+Кв)*
5. *Ол→(Опр±Ол)→(Опр+Мпр)→(Опр+Мпр+Пл)→(Опр+Мпр+Пл+Кв)*
6. *Ол→(Опр±Ол)→(Опр+Мпр)→(Опр+Мпр+Кв)→(Опр+Мпр+Кв+Пл)*
7. *(Ол±Шп)→(Ол+Пл±Шп)→(Пл+Опр±Ол)→(Пл+Опр+Кв)→(Пл+Опр+Кв+Мпр)*
8. *Ол→(Ол+Пл)→(Пл+Опр±Ол)→(Пл+Опр+Мпр)→(Пл+Опр+Мпр+Кв)*
9. *Ол→(Ол+Пл)→(Ол+Пл+Мпр)→(Пл+Мпр+Опр±Ол)→(Пл+Мпр+ Опр+Кв)*
10. *Ол→(Ол+Мпр)→(Ол+Мпр+Пл)→(Мпр+Пл+Опр±Ол)→(Мпр+Пл+Опр+Кв)*
11. *Ол→(Ол+Мпр)→(Мпр+Опр±Ол)→(Мпр+Опр+Пл)→(Мпр+Опр+Пл+Кв)*
12. *Ол→(Ол+Мпр)→(Мпр+Опр±Ол)→(Мпр+Опр+Кв)→(Мпр+Опр+Кв+Пл)*

Этими трендами для принятых условий можно и ограничиться. Тренды же кристаллизации исходных расплавов, попадающих в объемы первичного выделения других фаз, легко выводятся из рассмотренных, начиная со второй (или третьей, где *Опр* сменяет *Ол*) стадии кристаллизации.

Многофазные (больше одного минерала) ассоциации кристаллизатов могут быть поставлены в соответствие с реальными магматическими породами. Для примера можно привести несколько полных серий в породных терминах:

1) оливинит → гарцбургит (или оливиновый ортопироксенит) → кварцевый ортопироксенит-эндербит (или кварцевый норит) → двупироксеновый гранит (кварцевый диорит);

4) оливинит → гарцбургит → плагиоортопироксенит (или норит) → габбро-норит (или диорит) → кварцевый диорит (двупироксеновый гранит);

9) оливинит → плагиооливинит (или троктолит) → оливиновое габбро → оливиновый габбро-норит→кварцевый диорит (или двупироксеновый гранит);

11) оливинит→верлит (или оливиновый клинопироксенит) → габбро-норит (или диорит) → кварцевый диорит (двупироксеновый гранит).

Таблица 4.3

Теоретические тренды кристаллизации умеренножелезистых (f>22%) оливиннормативных расплавов без *Mm*

1	$\underline{Ж+Ол}_{\Rightarrow}$ $I_1 \rightarrow II_1$	$\underline{Ж+Ол+Опр}_{\Rightarrow}$ $II_1 \rightarrow III_1$	$\underline{Ж+(Ол \rightarrow Опр)}_{\Rightarrow}$ $III_1 \rightarrow IV_1$	$\underline{Ж+Опр+Пл}_{\Rightarrow}$ $IV_1 \rightarrow V_1$	$\underline{Ж+Опр+Пл+Кв}_{\Rightarrow}$ $V_1 \rightarrow E_1^4$	$\underline{Ж+Опр+Пл+Кв+Мпр}$ E_1^4
2	$\underline{Ж+Ол}_{\Rightarrow}$ $I_2 \rightarrow II_2$	$\underline{Ж+Ол+Опр}_{\Rightarrow}$ $II_2 \rightarrow III_2$	$\underline{Ж+(Ол \rightarrow Опр)}_{\Rightarrow}$ $III_2 \rightarrow IV_2$	$\underline{Ж+Опр+Пл}_{\Rightarrow}$ $IV_2 \rightarrow V_2$	$\underline{Ж+Опр+Пл+Мпр}_{\Rightarrow}$ $V_2 \rightarrow E_1^4$	$\underline{Ж+Опр+Пл+Мпр+Кв}$ E_1^4
3	$\underline{Ж+Ол}_{\Rightarrow}$ $I_3 \rightarrow П_3$	$\underline{Ж+Ол+Опр}_{\Rightarrow}$ $II_3 \rightarrow III_3$	$\underline{Ж+Ол+Опр+Пл}_{\Rightarrow}$ $III_3 \rightarrow E_2^4$	$\underline{Ж+Ол+Опр+Пл+Мпр}$ E_2^4		
4	$\underline{Ж+Ол}_{\Rightarrow}$ $I_4 \rightarrow II_4$	$\underline{Ж+Ол+Опр}_{\Rightarrow}$ $II_4 \rightarrow III_4$	$\underline{Ж+Ол+Опр+Мпр}_{\Rightarrow}$ $III_4 \rightarrow E_2^4$	$\underline{Ж+Ол+Опр+Мпр+Пл}$ E_2^4		
5	$\underline{Ж+Ол}_{\Rightarrow}$ $I_5 \rightarrow П_5$	$\underline{Ж+(Ол \rightarrow Опр)}_{\Rightarrow}$ $II_5 \rightarrow III_5$	$\underline{Ж+Опр+Пл}_{\Rightarrow}$ $III_5 \rightarrow IV_5$	$\underline{Ж+Опр+Пл+Кв}_{\Rightarrow}$ $IV_2 \rightarrow E_1^4$	$\underline{Ж+Опр+Пл+Кв+ Мпр}$ E_1^4	
6	$\underline{Ж+Ол}_{\Rightarrow}$ $I_6 \rightarrow II_6$	$\underline{Ж+(Ол \rightarrow Опр)}_{\Rightarrow}$ $II_6 \rightarrow III_6$	$\underline{Ж+Опр+Пл}_{\Rightarrow}$ $III_6 \rightarrow IV_6$	$\underline{Ж+Опр+Пл+Мпр}_{\Rightarrow}$ $IV_6 \rightarrow E_1^4$	$\underline{Ж+Опр+Пл+ Мпр+Кв}$ E_1^4	
7	$\underline{Ж+Ол}_{\Rightarrow}$ $I_7 \rightarrow II_7$	$\underline{Ж+(Ол \rightarrow Опр)}_{\Rightarrow}$ $II_7 \rightarrow III_7$	$\underline{Ж+Ол+Опр+Пл}_{\Rightarrow}$ $III_7 \rightarrow E_2^4$	$\underline{Ж+Ол+Опр+ Пл+Мпр}$ E_2^4		
8	$\underline{Ж+Ол}_{\Rightarrow}$ $I_8 \rightarrow П_8$	$\underline{Ж+Ол+Опр}_{\Rightarrow}$ $II_8 \rightarrow III_8$	$\underline{Ж+Ол+Опр+Мпр}_{\Rightarrow}$ $III_8 \rightarrow E_2^4$	$\underline{Ж+Ол+Опр+Мпр+Пл}$ E_2^4		
9	$\underline{Ж+Ол}_{\Rightarrow}$ $I_9 \rightarrow II_9$	$\underline{Ж+Ол+Шп}_{\Rightarrow}$ $II_9 \rightarrow III_9$	$\underline{Ж+Шп \rightarrow (Ол+Пл)}_{\Rightarrow}$ $III_9 \rightarrow IV_9$	$\underline{Ж+Пл+(Ол \rightarrow Опр)}_{\Rightarrow}$ $IV_9 \rightarrow V_9$	$\underline{Ж+Пл+Опр +Кв}_{\Rightarrow}$ $V_9 \rightarrow E_1^4$	$\underline{Ж+Пл+Опр+Кв+Мпр}$ E_1^4
10	$\underline{Ж+Ол}_{\Rightarrow}$ $I_{10} \rightarrow II_{10}$	$\underline{Ж+Ол+Шп}_{\Rightarrow}$ $II_{10} \rightarrow III_{10}$	$\underline{Ж+Шп \rightarrow (Ол+Пл)}_{\Rightarrow}$ $III_{10} \rightarrow IV_{10}$	$\underline{Ж+Пл+Опр+Мпр}_{\Rightarrow}$ $IV_{10} \rightarrow V_{10}$	$\underline{Ж+Пл+Опр+Мпр}_{\Rightarrow}$ $V_{10} \rightarrow E_1^4$	$\underline{Ж+Пл+Опр+Мпр+Кв}$ E_1^4

Окончание табл.4.3

11	$\underline{Ж+О}_{\Rightarrow}$ $I_{11}\rightarrow II_{11}$	$\underline{Ж+Ол+Шп}_{\Rightarrow}$ $II_{11}\rightarrow III_{11}$	$\underline{Ж+Шп\rightarrow(Ол+Пл)}_{\Rightarrow}$ $III_{11}\rightarrow IV_{11}$	$\underline{Ж+Ол+Пл+Опр}_{\Rightarrow}$ $IV_{11}\rightarrow E_2^4$	$\underline{Ж+Ол+Пл+Опр+Мпр}$ E_2^4	
12	$\underline{Ж+Ол}_{\Rightarrow}$ $I_{12}\rightarrow II_{12}$	$\underline{Ж+Ол+Пл}_{\Rightarrow}$ $II_{12}\rightarrow III_{12}$	$\underline{Ж+Ол+Пл+Мпр}_{\Rightarrow}$ $III_{12}\rightarrow E_2^4$	$\underline{Ж+Ол+Пл+Мпр+Опр}$ E_2^4		
13	$\underline{Ж+Ол}_{\Rightarrow}$ $I_{13}\rightarrow II_{13}$	$\underline{Ж+Ол+Мпр}_{\Rightarrow\Rightarrow}$ $II_{13}\rightarrow III_{13}$	$\underline{Ж+Ол+Мпр+Пл}_{\Rightarrow}$ $III_{13}\rightarrow E_2^4$	$\underline{Ж+Ол+Мпр+Пл+Опр}$ E_2^4		
14	$\underline{Ж+Ол}_{\Rightarrow}$ $I_{14}\rightarrow II_{14}$	$\underline{Ж+Ол+Мпр}_{\Rightarrow\Rightarrow}$ $II_{14}\rightarrow III_{14}$	$\underline{Ж+Ол+Мпр+Опр}_{\Rightarrow}$ $III_{14}\rightarrow E_2^4$	$\underline{Ж+Ол+Мпр+Опр+Пл}$ E_2^4		

Далее рассмотрим тренды кристаллизации группы расплавов, исходные составы которых имеют $f_{норм}^{расп}$=25-40%, $an_{норм}^{расп}$=60-50%. Объем первичного выделения оливина в изоплете с такими значениями параметров (рис.3.16) делится на 14 секций, составы расплавов которых при кристаллизации изменяются по разным трендам (рис.4.7). В соответствии с топологией фазовых диаграмм рис.4.7 стадийность фракционной кристаллизации (до $f_{норм}^{расп}$=75%, $an_{норм}^{расп}$=20%) для 14 исходных расплавов представлена в табл.4.3.

Расплавы из секции 6, при определенном составе и степени фракционирования, на III стадии кристаллизации могут попасть в сингулярную точку S_1^4 и образовать габбро-норитовый тренд типа 6ГН:

$$\underset{I_6 \to II_6}{\underline{Ж+Ол}} \Rightarrow\Rightarrow \underset{II_6 \to III_6}{\underline{Ж+(Ол \to Опр)}} \Rightarrow\Rightarrow \underset{III_6 \to S^4}{\underline{Ж+Пл+(Ол \to Опр)}} \Rightarrow\Rightarrow \underset{S^4 \to E^3}{\underline{Ж+Опр+Пл}} \Rightarrow\Rightarrow \underset{E^3}{\underline{Ж+Опр+Пл+Мпр}}$$

Данная группа расплавов характеризуется большим разнообразием трендов кристаллизации по сравнению с предыдущей, и в зависимости от концентрационных соотношений компонентов их тренды могут заканчиваться либо в "гранитной эвтектике" E_1^4-*(Опр+Мпр+Пл+Кв=Ж)*, либо в оливиновой габбро-норитовой E_2^4-*(Ол+Опр+Мпр+Пл=Ж)*, либо в габбро-норитовой E^3-*(Опр+Мпр+Пл=Ж)*. При идеальном фракционировании и эти расплавы (с еще большей легкостью) будут достигать $E_{гр.}^4$-*(Аб+Fe-Во*$_{тв.р.}$*+Фа+Кв=Ж)*.

На рис.4.8 и 4.9 представлены тренды изменения F относительно содержания SiO_2 в расплавах и кристаллизатах и, как видно, восемь трендов (3,4,7,8,11,12,13,14), кристаллизация которых заканчивается в E_2^4, имеют вид так называемых "толеитовых" трендов, а остальные - смешанных. Характерно, что все тренды начинаются и проходят первые две-три стадии в известково-щелочном поле, а заканчиваются - в толеитовом, за исключением "смешанных" трендов 1,5,9, в которых кристаллизаты располагаются в известково-щелочном поле.

Необходимо подчеркнуть, что образование коленообразного изгиба линий "смешанных" трендов расплавов в данной системе связано не с началом выделения *Mt*, как это предполагалось Осборном [1983], а с попаданием расплава на такой топологический элемент диаграммы, перемещение по которому приводит к быстрому увеличению в расплаве SiO_2 по сравнению с увеличением F на данной стадии кристаллизации (например, моновариантная линия E_6^3-E_1^4-*(Опр+Мпр+Пл=Ж)*. Иная причина вызывает коленообразный изгиб

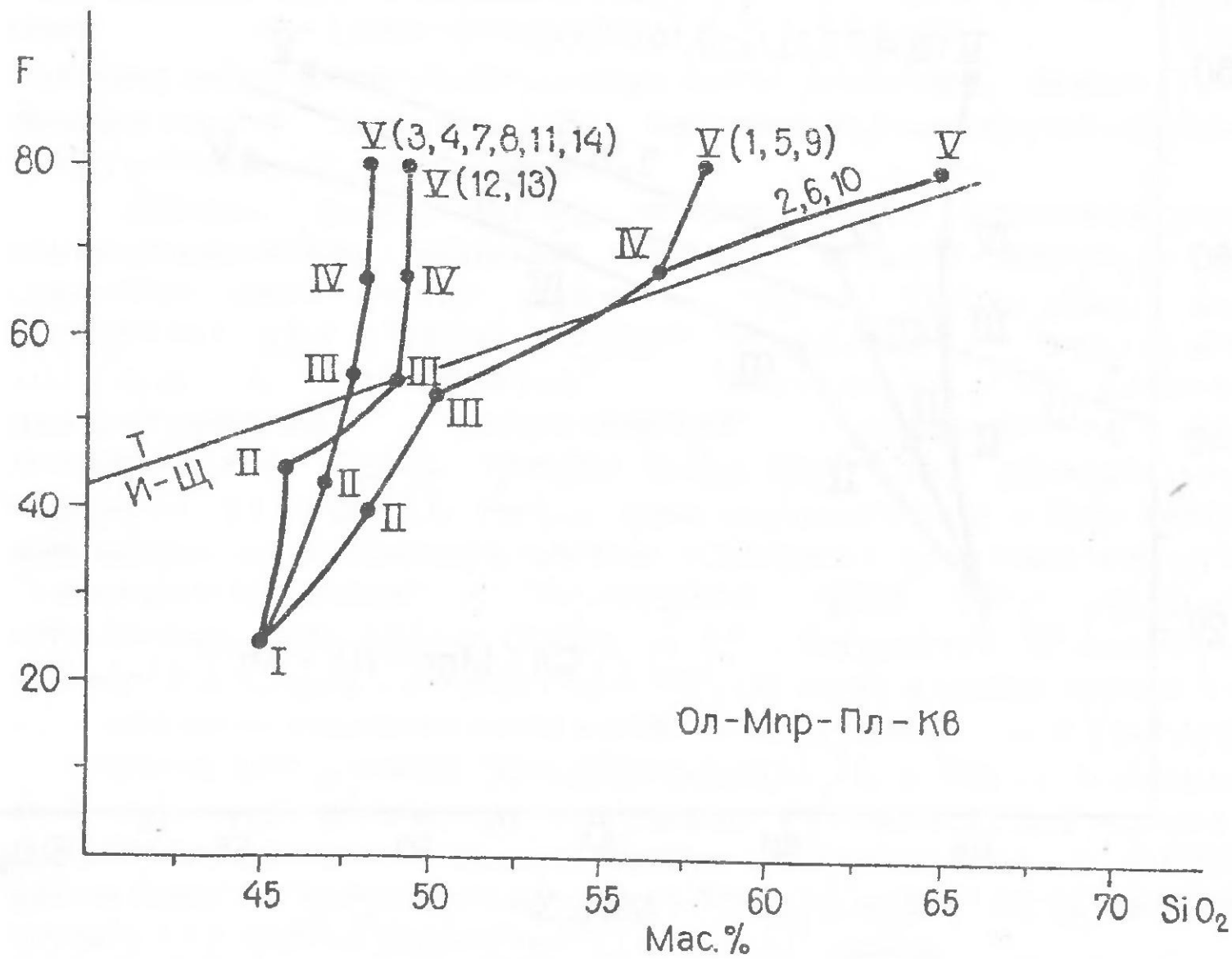


Рис.4.8. Положение на диаграмме Осборна $F\text{-}SiO_2$ трендов изменения составов расплавов для вариантов, показанных на рис.4.7

линии трендов кристаллизатов: это добавление к фазовой ассоциации *(Опр+Мпр+Пл)* кварца. В связи с различными причинами возникновения изломы на линиях расплавов и кристаллизатов не совпадают по стадиям кристаллизации. Идея Осборна о контролирующей роли магнетита по данном диапазоне условий вообще неприложима к объяснению изломов трендов, поскольку в минеральных ассоциациях *Mm* нет.

Следует обратить внимание еще на одну особенность рассмотренных расплавов. Только составы 5 и 6 II стадии кристаллизации несколько приближаются по составу к марианитам (бонинитам) высококальциевого типа.

Из рассмотренных 14 типов исходных расплавов при реальной степени фракционирования можно получить следующие теоретически возможные серии минеральных ассоциаций (пород):

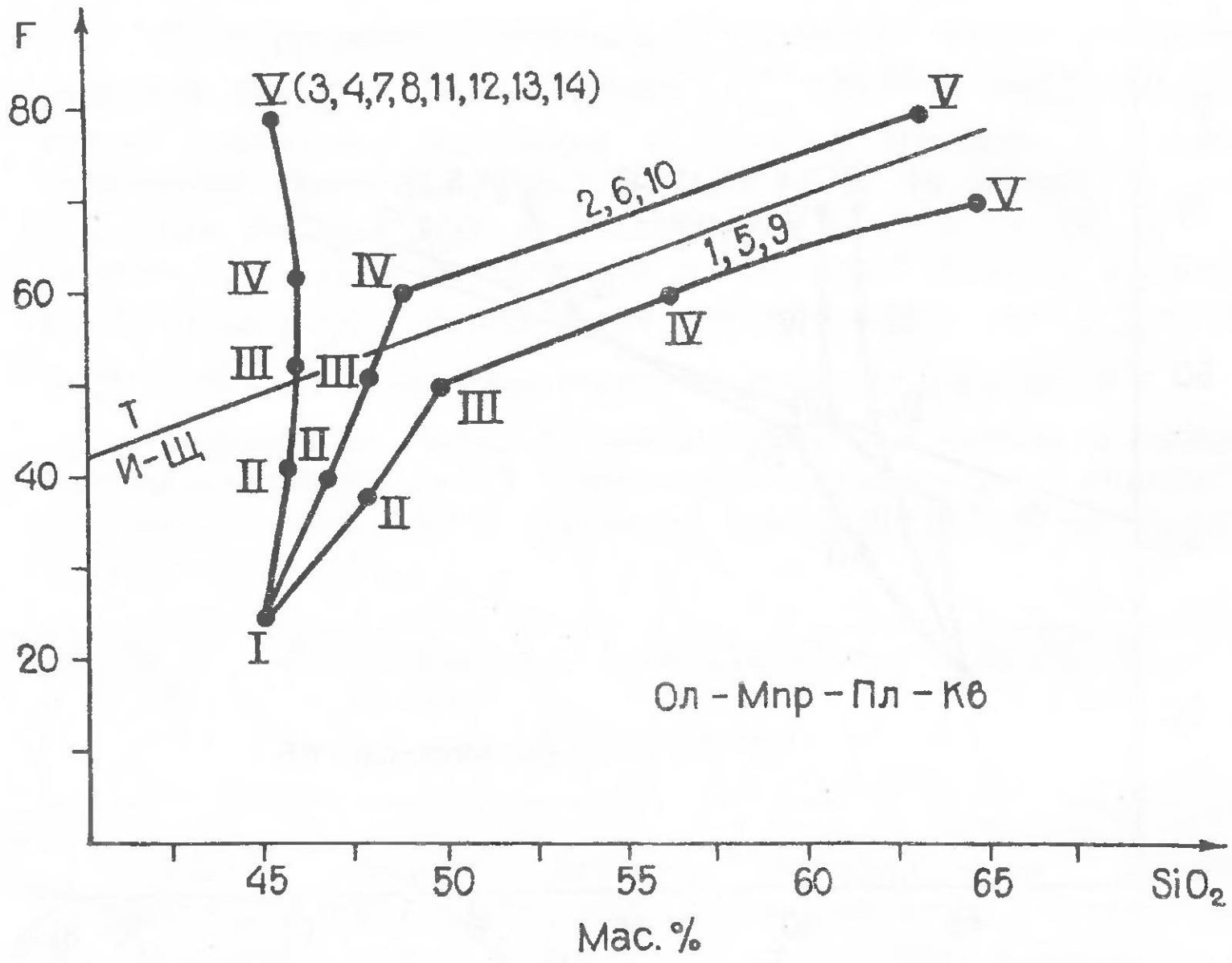


Рис.4.9. Положение на диаграмме Осборна $F\text{-}SiO_2$ трендов изменения составов кристаллизатов для вариантов, показанных на рис.4.7

1. *Ол→(Ол+Опр)→(Опр±Ол)→(Опр+Пл)→(Опр+Пл+Кв)→(Опр+Пл+Кв+ Мпр)*
2. *Ол→(Ол+Опр)→(Опр±Ол)→(Опр+Пл)→(Опр+Пл+Мпр)→(Опр+Пл+Мпр+Кв)*
3. *Ол→(Ол+Опр)→(Ол+Опр+Пл)→(Ол+Опр+Пл+Мпр)*
4. *Ол→(Ол+Опр)→(Ол+Опр+Мпр)→(Ол+Опр+Мпр+Пл)*
5. *Ол→(Опр±Ол)→(Опр+Пл)→(Опр+Пл+Кв)→(Опр+Пл+Кв+Мпр)*
6. *Ол→(Опр±Ол)→(Опр+Пл)→(Опр+Пл+Мпр)→(Опр+Пл+Мпр+Кв)*
7. *Ол→(Ол+Опр)→(Ол+Опр+Пл)→(Ол+Опр+Пл+Мпр)*
8. *Ол→(Ол+Опр)→(Ол+Опр+Мпр)→(Ол+Опр+Мпр+Пл)*
9. *Ол→(Ол+Шп)→(Ол+Пл±Шп)→(Пл+Опр±Ол)→(Пл+Опр+Кв)→(Пл+ Опр+Кв+Мпр)*
10. *Ол→(Ол+Шп)→(Ол+Пл±Шп)→(Пл+Опр±Ол)→(Пл+Опр+Мпр)→(Пл+Опр+Мпр+Кв)*
11. *Ол→(Ол+Шп)→(Ол+Пл±Шп)→(Ол+Пл+Опр)→(Ол+Пл+Опр+Мпр)*
12. *Ол→(Ол+Пл)→(Ол+Пл+Мпр)→(Ол+Пл+Мпр+Опр)*
13. *Ол→(Ол+Мпр)→(Ол+Мпр+Пл)→(Ол+Мпр+Пл+Опр)*
14. *Ол→(Ол+Мпр)→(Ол+Мпр+Опр)→(Ол+Мпр+Опр+Пл).*

На языке петрографической терминологии эти нисходящие ряды минеральных ассоциаций могут быть записаны как породные серии (эпигенетические ряды) типа *оливинит→гарцбургит→норит→габбро-норит→кварцевый диорит (или двупироксеновый гранит)*, либо *оливинит→троктолит→оливиновое габбро→оливиновый габбро-норит*.

Завершая анализ трендов дифференциации безмагнетитовых оливиннормативных расплавов, еще раз обратим внимание на смысловое несовпадение терминов, обычно применяемых для обозначения двух главных трендов: "толеитовый" - "известково-щелочной" и "феннеровский" - "боуэновский". На широко распространенной "диагностической" диаграмме $F\text{-}SiO_2$ геометрические образы трендов названных пар, действительно, контрастно различимы.С учетом характера изменений в парагенезах кристаллизатов и вариации состава остаточных расплавов термины "известково-щелочной" и "боуэновский" тренд могут считаться синонимами, чего нельзя сказать о их антагонистах. В семействе восьми "толеитовых" трендов (3,4,7,8,11-14) лишь в одном варианте с I_1^2 в конечных расплавах содержание *Fe* будет выше, чем в исходном расплаве за счет раннего фракционирования *Пл и Мпр*, в остальных семи вариантах абсолютное содержание *Fe* убывает или остается неизменным в ходе дифференциации. Следовательно, в данном случае было бы правомерным считать "феннеровский" тренд частным случаем или особым вариантом "толеитового" тренда.

С учетом преобладания в природе магматических серий умеренной железистости можно считать, что рассмотренными выше 26 модельными трендами исчерпывается базовый пакет главных трендов дифференциации оливиннормативных расплавов с небольшим содержанием (или полным отсутствием) *Mm*. Тренды кристаллизации расплавов, попадающих в объемы первичного выделения *Опр, Мпр, Пл и Кв*, легко можно вывести из рассмотренных, начиная со второй (или третьей, где *Опр* сменяет *Ол*) стадии кристаллизации, так как она начинается с поверхности выделения второго минерала, все комбинации которых присутствуют в главных трендах. Поскольку в природе оливиннормативные исходные расплавы с $f_{норм}^{расп} > 50\%$ практически не встречаются [Кутолин, 1972], то продуцируемые ими модельные тренды в книге не рассматриваются. Заметим лишь, что проекции с такой большой железистостью можно интерпретировать как промежуточные для остаточных расплавов, которые при определенной степени фракционирования попадают в "инвариантные" точки P_1^4 - *(Опр+Мпр+Пл=Ж+Ол)* и E_1^4 -*(Опр+Мпр+Пл+Кв=Ж)*.

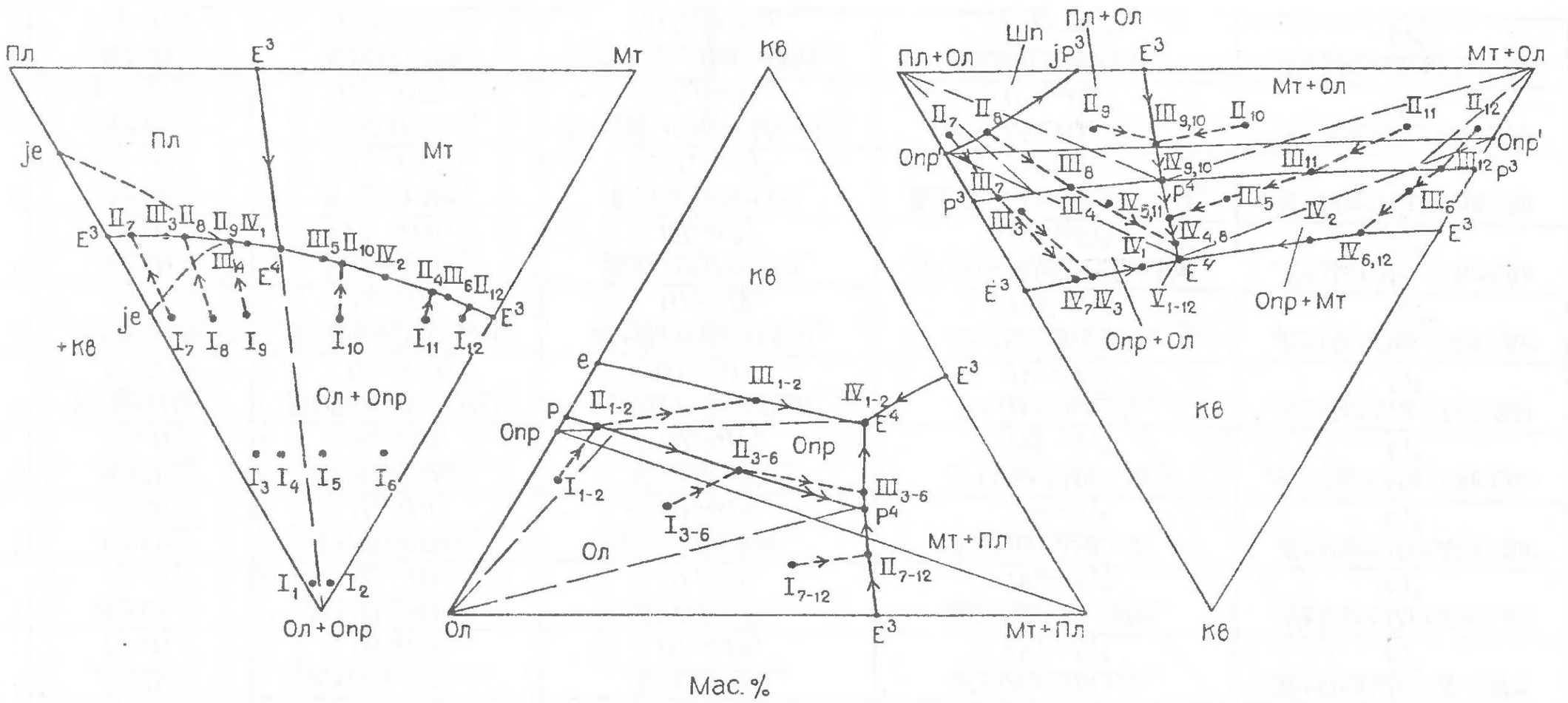
4.2.2. *Тренды кристаллизации оливиннормативных расплавов системы Аб-Ан-Фо-Фа-Мт-Кв-H_2O*

Как подчеркивалось в предыдущей главе, в системе *Аб-Ан-Фо-Фа-Мт-Кв-H_2O* при изобарических условиях (P_{H_2O}<*1000 бар*) пятифазовая поверхность кристаллизации *(Пл+Ол+Опр+Мт+Ж)* обладает перитектическим типом фазовых превращений (перитектическая точка в сдвоенном изоплетическом сечении по $f^{расп}_{норм}$ и $an^{расп}_{норм}$ на всем интервале значений f и *an* - (рис.3.17). Эта важная особенность оливиннормативной подсистемы проявляется в том, что дифференциация с фракционированием в сериях с норитовыми исходными расплавами всегда заканчивается образованием кварцсодержащих конечных продуктов, т.е. дифференциация проходит по боуэновскому тренду. Существенного влияния на этот тренд не окажет и то, что часть трехфазового *(Ол+Опр+Ж)* четырехмерного объема со стороны граничной системы *Фо-Фа-Мт-Кв* на интервале $f^{расп}_{норм}$=22-78% отражает эвтектический тип фазового превращения.

Рассмотрение трендов фракционной кристаллизации начнем с расплавов с низкой железистостью ($f^{расп}_{норм}$<22%). Как видно из рис.4.10, топология проекций изоплет при $an^{расп}_{норм}$=60-50% данной системы аналогична таковым системы *Аб-Ан-Фо-Фа-Ди-Гед-Кв-H_2O*, поэтому очевидно, что и тренды кристаллизации расплавов, попадающих→сходные объемы диаграммы состояния, будут аналогичными, только *Мпр* сменится *Мт*. В реальных условиях фракционирования (конечные $f^{расп}_{норм}$= 75%, $an^{расп}_{норм}$=20-15%) при условии, что общее содержание *Мт* в системе остается постоянным, возможно образование 12 типов трендов, перечисленных в табл. 4.4.

При идеальном фракционировании все тренды не заканчиваются в E_1^4, а расплавы проскакивают $T_{инв.}$-*(Ж+Мт+Опр+Пл+Ол+Кв)*, E_3^4-*(Ж+Пл+Мт+Ол+Кв)* и заканчивают кристаллизацию в $E^4_{гр.}$-*(Ж+Аб+Мт+Фа+Кв)*.

Как видно из рис.4.11 и 4.12, и для данной системы тренды расплавов и кристаллизатов на графике *F-SiO_2* имеют различную конфигурацию, хотя все они располагаются в известково-щелочном поле по Мияширо. Тем не менее по форме кривых только тренды расплавов 1 и 2 соответствуют боуэновскому, а остальные тренды являются смешанными. Как и в безмагнетитовых сериях, коленообразные изгибы кривых не связаны с появлением *Мт* на ликвидусе и его накоплением в кумулятах. Характерным примером могут служить тренды расплавов 9 и 10. В тренде 9 *Мт* появляется на третьей стадии кристаллизации, а в тренде 10 - на второй, но в том и другом случае коленообразный изгиб связан с началом третьей стадии



Мас. %

Рис.4.10. Тренды изменения составов расплавов при фракционной кристаллизации с исходными $f_{расп}^{норм}$ *<22% и* $an_{расп}^{норм}$ *-50-60% на проекциях изоплеты (Ол<22-Пл50-60-Мт-Кв)*

Таблица 4.4

Теоретические тренды кристаллизации низкожелезистых (f<22%) оливиннормативных расплавов в системе без *Mnp*

1	$\underline{Ж+Ол}\Rightarrow$ $I_1\rightarrow II_1$	$\underline{Ж+(Ол\rightarrow Опр)}\Rightarrow$ $II_1\rightarrow III_1$	$\underline{Ж+Опр+Кв}\Rightarrow$ $III_1\rightarrow IV_1$	$\underline{Ж+Опр+Кв+Пл}\Rightarrow$ $IV_1\rightarrow E_1^4$	$\underline{Ж+Опр+Кв+Пл+Мт}$ E_1^4
2	$\underline{Ж+Ол}\Rightarrow$ $I_2\rightarrow II_2$	$\underline{Ж+(Ол\rightarrow Опр)}\Rightarrow$ $II_2\rightarrow III_2$	$\underline{Ж+Опр+Кв}\Rightarrow$ $III_2\rightarrow IV_2$	$\underline{Ж+Опр+Кв+Мт}\Rightarrow$ $IV_2\rightarrow E_1^4$	$\underline{Ж+Опр+Кв+Мт+Пл}$ E_1^4
3	$\underline{Ж+Ол}\Rightarrow$ $I_3\rightarrow II_3$	$\underline{Ж+(Ол\rightarrow Опр)}\Rightarrow$ $II_3\rightarrow III_3$	$\underline{Ж+Опр+Пл}\Rightarrow$ $III_3\rightarrow IV_3$	$\underline{Ж+Опр+Пл+Кв}\Rightarrow$ $IV_3\rightarrow E_1^4$	$\underline{Ж+Опр+Пл+Кв+Мт}$ E_1^4
4	$\underline{Ж+Ол}\Rightarrow$ $I_4\rightarrow II_4$	$\underline{Ж+(Ол\rightarrow Опр)}\Rightarrow$ $II_4\rightarrow III_4$	$\underline{Ж+Опр+Пл}\Rightarrow$ $III_4\rightarrow IV_4$	$\underline{Ж+Опр+Пл+Мт}\Rightarrow$ $IV_4\rightarrow E_1^4$	$\underline{Ж+Опр+Пл+Мт+Кв}$ E_1^4
5	$\underline{Ж+Ол}\Rightarrow$ $I_5\rightarrow II_5$	$\underline{Ж+(Ол\rightarrow Опр)}\Rightarrow$ $II_5\rightarrow III_5$	$\underline{Ж+Опр+Мт}\Rightarrow$ $III_5\rightarrow IV_5$	$\underline{Ж+Опр+Мт+Пл}\Rightarrow$ $IV_5\rightarrow E_1^4$	$\underline{Ж+Опр+Пл+Мт+Кв}$ E_1^4
6	$\underline{Ж+Ол}\Rightarrow$ $I_6\rightarrow II_6$	$\underline{Ж+(Ол\rightarrow Опр)}\Rightarrow$ $II_6\rightarrow III_6$	$\underline{Ж+Опр+Мт}\Rightarrow$ $III_6\rightarrow IV_6$	$\underline{Ж+Опр+Мт+Кв}\Rightarrow$ $IV_6\rightarrow E_1^4$	$\underline{Ж+Опр+Мт+Кв+Пл}$ E_1^4
7	$\underline{Ж+Ол\pm Шп}\Rightarrow$ $I_7\rightarrow II_7$	$\underline{Ж+Шп\rightarrow(Ол+Пл)}\Rightarrow$ $II_7\rightarrow III_7$	$\underline{Ж+Пл+(Ол\rightarrow Опр)}\Rightarrow$ $III_7\rightarrow IV_7$	$\underline{Ж+Пл+Опр+Кв}\Rightarrow$ $IV_7\rightarrow E_1^4$	$\underline{Ж+Пл+Опр+Кв+Мт}$ E_1^4
8	$\underline{Ж+Ол\pm Шп}\Rightarrow$ $I_8\rightarrow II_8$	$\underline{Ж+Шп\rightarrow(Ол+Пл)}\Rightarrow$ $II_8\rightarrow III_8$	$\underline{Ж+Пл+(Ол\rightarrow Опр)}\Rightarrow$ $III_8\rightarrow IV_8$	$\underline{Ж+Пл+Опр+Мт}\Rightarrow$ $IV_8\rightarrow E_1^4$	$\underline{Ж+Пл+Опр+Мт+Кв}$ E_1^4
9	$\underline{Ж+Ол}\Rightarrow$ $I_9\rightarrow II_9$	$\underline{Ж+Ол+Пл}\Rightarrow$ $II_9\rightarrow III_9$	$\underline{Ж+Ол+Пл+Мт}\Rightarrow$ $III_9\rightarrow P_1^4$	$\underline{Ж+(Ол\rightarrow Опр)+Пл+Мт}\Rightarrow$ $P_1^4\rightarrow E_1^4$	$\underline{Ж+Пл+Мт+Опр+Кв}$ E_1^4
10	$\underline{Ж+Ол}\Rightarrow$ $I_{10}\rightarrow II_{10}$	$\underline{Ж+Ол+Мт}\Rightarrow$ $II_{10}\rightarrow III_{10}$	$\underline{Ж+Ол+Мт+Пл}\Rightarrow$ $III_{10}\rightarrow P_1^4$	$\underline{Ж+(Ол\rightarrow Опр)+Мт+Пл}\Rightarrow$ $P_1^4\rightarrow E_1^4$	$\underline{Ж+Мт+Пл+Опр+Кв}$ E_1^4
11	$\underline{Ж+Ол}\Rightarrow$ $I_{11}\rightarrow II_{11}$	$\underline{Ж+Ол+Мт}\Rightarrow$ $II_{11}\rightarrow III_{11}$	$\underline{Ж+(Ол\rightarrow Опр)+Мт+Пл}\Rightarrow$ $III_{11}\rightarrow IV_{11}$	$\underline{Ж+Мт+Пл+Опр}\Rightarrow$ $IV_{11}\rightarrow E_1^4$	$\underline{Ж+Мт+Пл+Опр+Кв}$ E_1^4
12	$\underline{Ж+Ол}\Rightarrow$ $I_{12}\rightarrow II_{12}$	$\underline{Ж+Ол+Мт}\Rightarrow$ $II_{12}\rightarrow III_{12}$	$\underline{Ж+(Ол\rightarrow Опр)+Мт}\Rightarrow$ $III_{12}\rightarrow IV_{12}$	$\underline{Ж+Мт+Опр+Кв}\Rightarrow$ $IV_{12}\rightarrow E_1^4$	$\underline{Ж+Мт+Опр+Кв+Пл}$ E_1^4

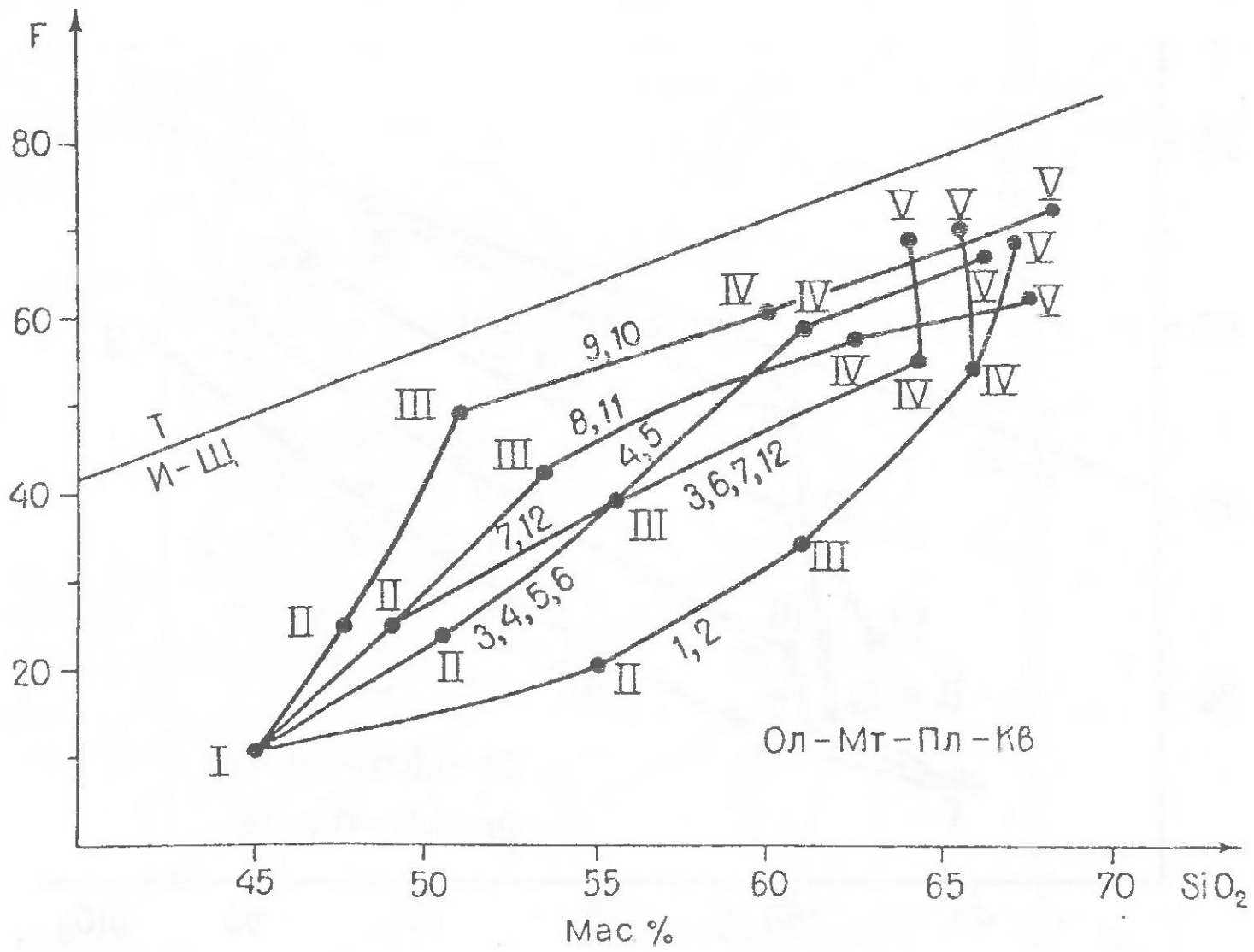


Рис.4.11. Положение на диаграмме Осборна F-SiO_2 трендов изменения составов расплавов для вариантов, показанных на рис.4.10

кристаллизации, когда расплав попадает на линию *(Ол+Пл+Мт+Ж)* и, выделяя эти твердые фазы, резко обогащается SiO_2, проскакивает P_1^4 и достигает E_1^4.

Данная группа расплавов при реальной степени фракционирования даст 12 теоретически возможных серий минеральных ассоциаций (пород):

1. *Ол→(Опр±Ол)→(Опр+Кв)→(Опр+Кв+Пл)→(Опр+Кв+Пл+Мт)*
2. *Ол→(Опр±Ол)→(Опр+Кв)→(Опр+Кв+Мт)→(Опр+Кв+Мт+Пл)*
3. *Ол→(Опр±Ол)→(Опр+Пл)→(Опр+Пл+Кв)→(Опр+Пл+Кв+Мт)*
4. *Ол→(Опр±Ол)→(Опр+Пл)→(Опр+Пл+Мт)→(Опр+Пл+Мт+Кв)*
5. *Ол→(Опр±Ол)→(Опр+Мт)→(Опр+Мт+Пл)→(Опр+Мт+Пл+Кв)*
6. *Ол→(Опр±Ол)→(Опр+Мт)→(Опр+Мт+Кв)→(Опр+Мт+Кв+Пл)*
7. *(Ол±Шп)→(Ол+Пл±Шп)→(Пл+Опр±Ол)→(Пл+Опр+Кв)→(Пл+Опр+Кв+Мт)*
8. *(Ол±Шп)→(Ол+Пл±Шп)→(Пл+Опр±Ол)→(Пл+Опр+Мт)→(Пл+Опр+Мт+Кв)*
9. *Ол→(Ол+Пл)→(Ол+Пл+Мт)→(Пл+Мт+Опр±Ол)→(Пл+Мпр+Опр+Кв)*

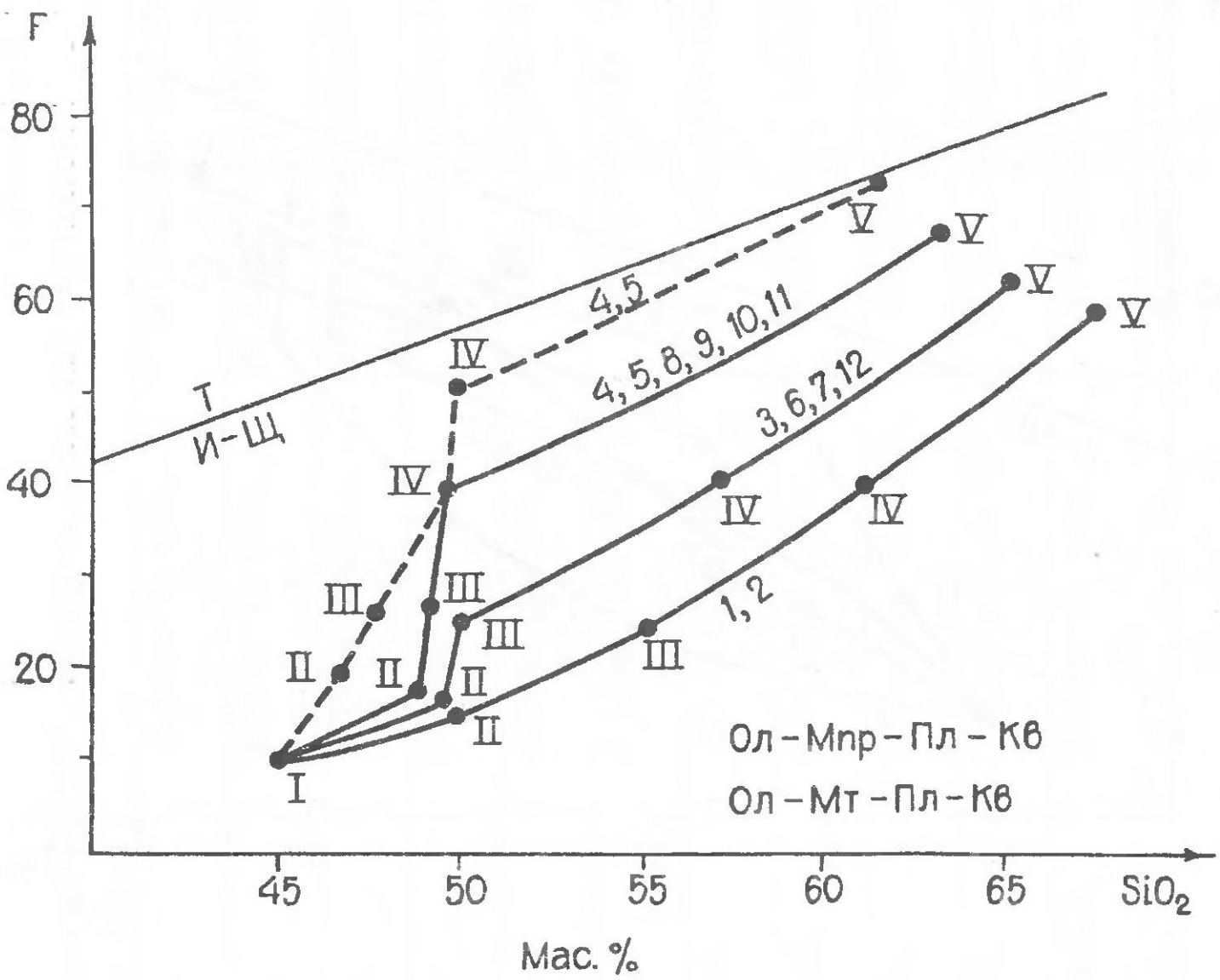


Рис.4.12. Положение на диаграмме Осборна $F\text{-}SiO_2$ трендов изменения составов кристаллизатов для вариантов, показанных на рис.4.10

10. Ол→(Ол+Мт)→(Ол+Мт+Пл)→(Мт+Пл+Опр±Ол)→(Мт+Пл+Опр+Кв)
11. Ол→(Ол+Мт)→(Мт+Опр±Ол)→(Мт+Опр+Пл)→(Мт+Опр+Пл+Кв)
12. Ол→(Ол+Мт)→(Мт+Опр±Ол)→(Мт+Опр+Кв)→(Мт+Опр+Кв+Пл)

Как и в предыдущей системе, из определенной части расплавов (от 1 по 6) на второй стадии кристаллизации могут возникать вторичные расплавы марианитового состава. Следовательно, при создании соответствующих условий кристаллизации и извержения за их счет могут формироваться вулканиты марианитового ряда.

Далее рассмотрим тренды дифференциации группы расплавов с начальной $f^{расп}_{норм}$ >22% и $an^{расп}_{норм}$ =60-50%. Выше указывалось, что при такой железистости часть поверхности *(Ол+Опр+Ж)* находится в "своей" подсистеме и отражает котектический тип фазового превращения, поэтому тренды кристаллизационной дифференциации

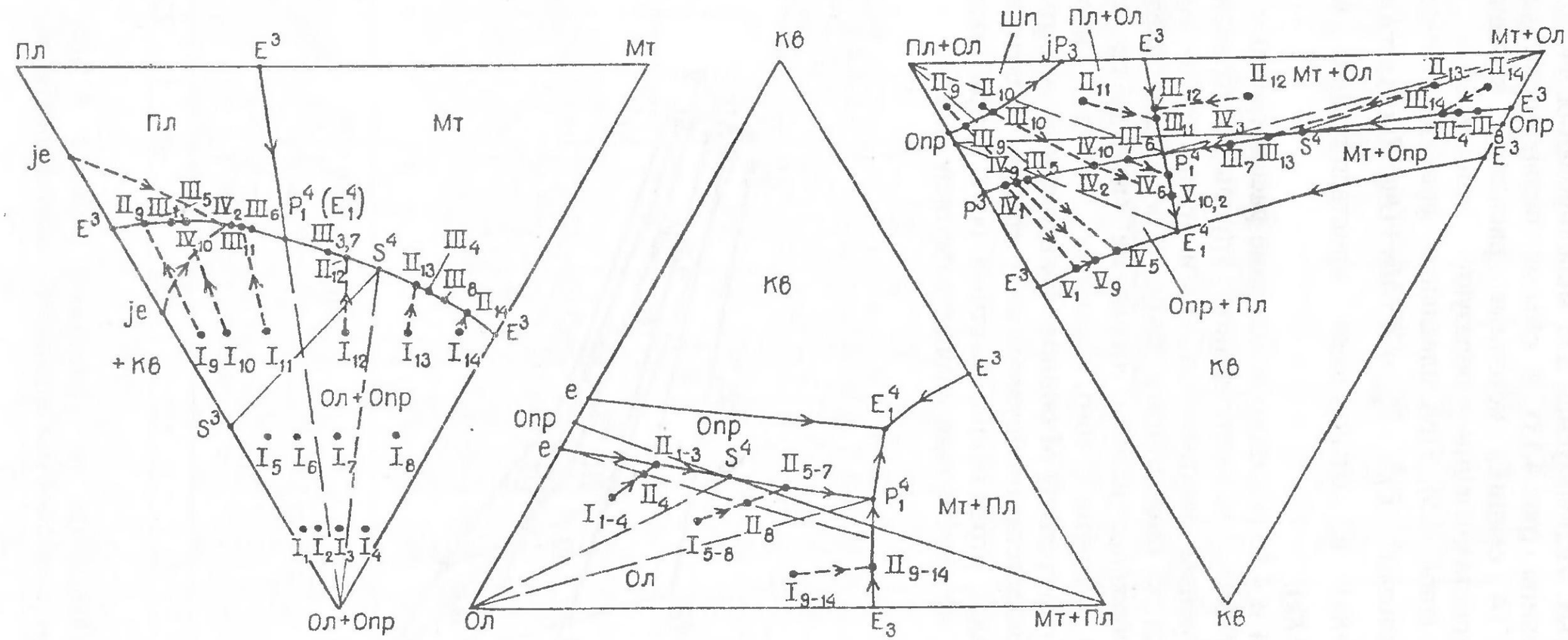


Рис.4.13. Тренды изменения составов расплавов при фракционной кристаллизации с исходными $f_{расп}^{норм}$ *>22% и* $an_{расп}^{норм}$ *-50-60% на проекциях изоплеты (Ол*$^{>22}$*-Пл*$^{50-60}$*-Мт-Кв)*

расплавов в этом случае, естественно, будут отличаться от вышерассмотренных. Используемая для моделирования часть полной диаграммы состояния (рис.4.13) в объеме первичного выделения оливина имеет 14 секций, исходные расплавы которых при фракционной кристаллизации образуют разнотипные тренды дифференциации (табл. 4.5). При идеальном фракционировании все тренды "проскакивают" E_1^4, $T_{инв.}^1$-*(Ж+Мт+Опр+Пл+Ол+Кв)*, E_3^4-*(Ж+Пл+Мт+Ол+Кв)* и заканчивают кристаллизацию в $E_{гр}^4$-*(Ж+Аб+Мт+Фа+Кв)*.

На рис.4.14 и 4.15 показано положение рассмотренных трендов на диаграмме *F-SiO₂*. И для данной группы расплавов и их кристаллизатов тренды различаются, но и те и другие по форме кривых относятся к смешанному типу. Как и для предыдущих случаев, коленообразные изгибы линий не связаны со временем выделения *Мт*. Кроме того, многие тренды пересекают классификационную границу Мияширо. Только единичные тренды по форме кривых соответствуют боуэновскому тренду. "Толеитовые" же тренды, т.е. тренды, отражающие быстрый рост *F* при постоянном содержании SiO_2, не обязательно являются феннеровскими.

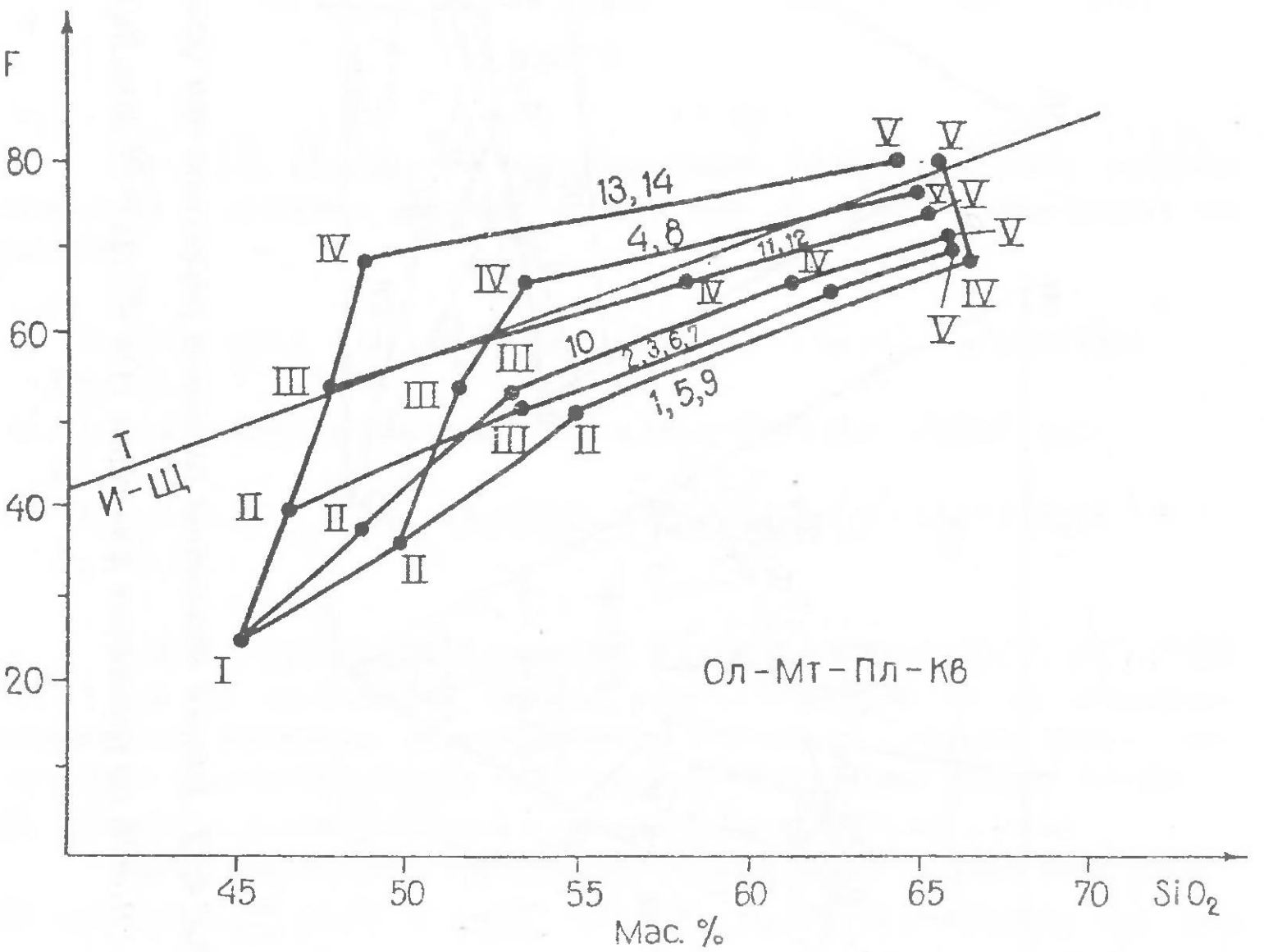


Рис.4.14. Положение на диаграмме Осборна F-SiO₂ трендов изменения составов расплавов для вариантов, показанных на рис.4.13

Таблица 4.5

Теоретические тренды кристаллизации умеренножелезистых (f>22%) оливиннормативных расплавов без *Mnp*

1	$\underline{Ж+Ол}\Rightarrow$ $I_1\rightarrow II_1$	$\underline{Ж+Ол+Опр}\Rightarrow$ $II_1\rightarrow III_1(S^4)$	$\underline{Ж+(Ол\rightarrow Опр)}\Rightarrow$ $III_1(S^4)\rightarrow IV_1$	$\underline{Ж+Опр+Пл}\Rightarrow$ $IV_1\rightarrow V_1$	$\underline{Ж+Опр+Пл+Кв}\Rightarrow$ $V_1\rightarrow E_1^4$	$\underline{Ж+Опр+Пл+Кв+Мт}$ E_1^4
2	$\underline{Ж+Ол}\Rightarrow$ $I_2\rightarrow II_2$	$\underline{Ж+Ол+Опр}\Rightarrow$ $II_2\rightarrow III_2(S^4)$	$\underline{Ж+(Ол\rightarrow Опр)}\Rightarrow$ $III_2(S^4)\rightarrow IV_2$	$\underline{Ж+Опр+Пл}\Rightarrow$ $IV_2\rightarrow V_2$	$\underline{Ж+Опр+Пл+Мт}\Rightarrow$ $V_2\rightarrow E_1^4$	$\underline{Ж+Опр+Пл+Мт+Кв}$ E_1^4
3	$\underline{Ж+Ол}\Rightarrow$ $I_3\rightarrow II_3$	$\underline{Ж+Ол+Опр}\Rightarrow$ $II_3\rightarrow III_3(S^4)$	$\underline{Ж+(Ол\rightarrow Опр)}\Rightarrow$ $III_3(S^4)\rightarrow IV_3$	$\underline{Ж+(Ол\rightarrow Опр)+Мт}\Rightarrow$ $IV_3\rightarrow P_1^4$	$\underline{Ж+Опр+Мт+Пл}\Rightarrow$ $P_1^4\rightarrow E_1^4$	$\underline{Ж+Опр+Мт+Пл+Кв}$ E_1^4
4	$\underline{Ж+Ол}\Rightarrow$ $I_4\rightarrow II_4$	$\underline{Ж+Ол+Опр}\Rightarrow$ $II_4\rightarrow III_4$	$\underline{Ж+Ол+Опр+Мт}\Rightarrow$ $III_4\rightarrow IV_4(S^4)$	$\underline{Ж+(Ол\rightarrow Опр)+Мт}\Rightarrow$ $IV_4(S^4)\rightarrow P_1^4$	$\underline{Ж+Опр+Мт+Пл}\Rightarrow$ $P_1^4\rightarrow E_1^4$	$\underline{Ж+Опр+Мт+Пл+Кв}$ E_1^4
5	$\underline{Ж+Ол}\Rightarrow$ $I_5\rightarrow II_5$	$\underline{Ж+(Ол\rightarrow Опр)}\Rightarrow$ $II_5\rightarrow III_5$	$\underline{Ж+Опр+Пл}\Rightarrow$ $III_5\rightarrow IV_5$	$\underline{Ж+Опр+Пл+Кв}\Rightarrow$ $IV_2\rightarrow E_1^4$	$\underline{Ж+Опр+Пл+Кв+Мт}$ E_1^4	
6	$\underline{Ж+Ол}\Rightarrow$ $I_6\rightarrow II_6$	$\underline{Ж+(Ол\rightarrow Опр)}\Rightarrow$ $II_6\rightarrow III_6$	$\underline{Ж+Опр+Пл}\Rightarrow$ $III_6\rightarrow IV_6$	$\underline{Ж+Опр+Пл+Мт}\Rightarrow$ $IV_6\rightarrow E_1^4$	$\underline{Ж+Опр+Пл+Мт+Кв}$ E_1^4	
7	$\underline{Ж+Ол}\Rightarrow$ $I_7\rightarrow II_7$	$\underline{Ж+(Ол\rightarrow Опр)}\Rightarrow$ $II_7\rightarrow III_7$	$\underline{Ж+(Ол\rightarrow Опр)+Мт}\Rightarrow$ $III_7\rightarrow P_1^4$	$\underline{Ж+Опр+Мт+Пл}\Rightarrow$ $P_1^4\rightarrow E_1^4$	$\underline{Ж+Опр+Мт+Пл+Кв}$ E_1^4	
8	$\underline{Ж+Ол}\Rightarrow$ $I_8\rightarrow II_8$	$\underline{Ж+Ол+Опр}\Rightarrow$ $II_8\rightarrow III_8$	$\underline{Ж+Ол+Опр+Мт}\Rightarrow$ $III_8\rightarrow IV_8(S^4)$	$\underline{Ж+(Ол\rightarrow Опр)+Мт}\Rightarrow$ $IV_4(S^4)\rightarrow P_1^4$	$\underline{Ж+Опр+Мт+Пл}\Rightarrow$ $P_1^4\rightarrow E_2^4$	$\underline{Ж+Опр+Мт+Пл+Кв}$ E_1^4
9	$\underline{Ж+Ол}\Rightarrow$ $I_9\rightarrow II_9$	$\underline{Ж+Ол+Шп}\Rightarrow$ $II_9\rightarrow III_9$	$\underline{Ж+Шп\rightarrow(Ол+Пл)}\Rightarrow$ $III_9\rightarrow IV_9$	$\underline{Ж+(Ол\rightarrow Опр)+Пл}\Rightarrow$ $IV_9\rightarrow V_9$	$\underline{Ж+Пл+Опр+Кв}\Rightarrow$ $V_9\rightarrow E_1^4$	$\underline{Ж+Пл+Опр+Кв+Мт}$ E_1^4
10	$\underline{Ж+Ол}\Rightarrow$ $I_{10}\rightarrow II_{10}$	$\underline{Ж+Ол+Шп}\Rightarrow$ $II_{10}\rightarrow III_{10}$	$\underline{Ж+Шп\rightarrow(Ол+Пл)}\Rightarrow$ $III_{10}\rightarrow IV_{10}$	$\underline{Ж+(Ол\rightarrow Опр)+Пл}\Rightarrow$ $IV_{10}\rightarrow V_{10}$	$\underline{Ж+Пл+Опр+Мт}\Rightarrow$ $V_{10}\rightarrow E_1^4$	$\underline{Ж+Пл+Опр+Мт+Кв}$ E_1^4
11	$\underline{Ж+Ол}\Rightarrow$ $I_{11}\rightarrow II_{11}$	$\underline{Ж+Ол+Пл}\Rightarrow$ $II_{11}\rightarrow III_{11}$	$\underline{Ж+Ол+Пл+Мт}\Rightarrow$ $III_{11}\rightarrow P_1^4$	$\underline{Ж+(Ол\rightarrow Опр)+Пл+Мт}\Rightarrow$ $P_1^4\rightarrow E_1^4$	$\underline{Ж+Пл+Мт+Опр+Кв}$ E_1^4	
12	$\underline{Ж+Ол}\Rightarrow$ $I_{12}\rightarrow II_{12}$	$\underline{Ж+Ол+Мт}\Rightarrow$ $II_{12}\rightarrow III_{12}$	$\underline{Ж+Ол+Мт+Пл}\Rightarrow$ $III_{12}\rightarrow P_1^4$	$\underline{Ж+(Ол\rightarrow Опр)+Мт+Пл}\Rightarrow$ $P_1^4\rightarrow E_1^4$	$\underline{Ж+Мт+Пл+Опр+Кв}$ E_1^4	
13	$\underline{Ж+Ол}\Rightarrow$ $I_{13}\rightarrow II_{13}$	$\underline{Ж+Ол+Мт}\Rightarrow$ $II_{13}\rightarrow III_{13}$	$\underline{Ж+(Ол\rightarrow Опр)+Мт}\Rightarrow$ $III_{13}\rightarrow P_1^4$	$\underline{Ж+Мт+Опр+Пл}\Rightarrow$ $P_1^4\rightarrow E_1^4$	$\underline{Ж+Мт+Опр+Пл+Кв}$ E_1^4	
14	$\underline{Ж+Ол}\Rightarrow$ $I_{14}\rightarrow II_{14}$	$\underline{Ж+Ол+Мт}\Rightarrow$ $II_{14}\rightarrow III_{14}$	$\underline{Ж+Ол+Мт+Опр}\Rightarrow$ $III_{14}\rightarrow IV_{14}(S^4)$	$\underline{Ж+(Ол\rightarrow Опр)+Мт}\Rightarrow$ $IV_{14}(S^4)\rightarrow P_1^4$	$\underline{Ж+Мт+Опр+Пл}\Rightarrow$ $P_1^4\rightarrow E_2^4$	$\underline{Ж+Мт+Опр+Пл+Кв}$ E_1^4

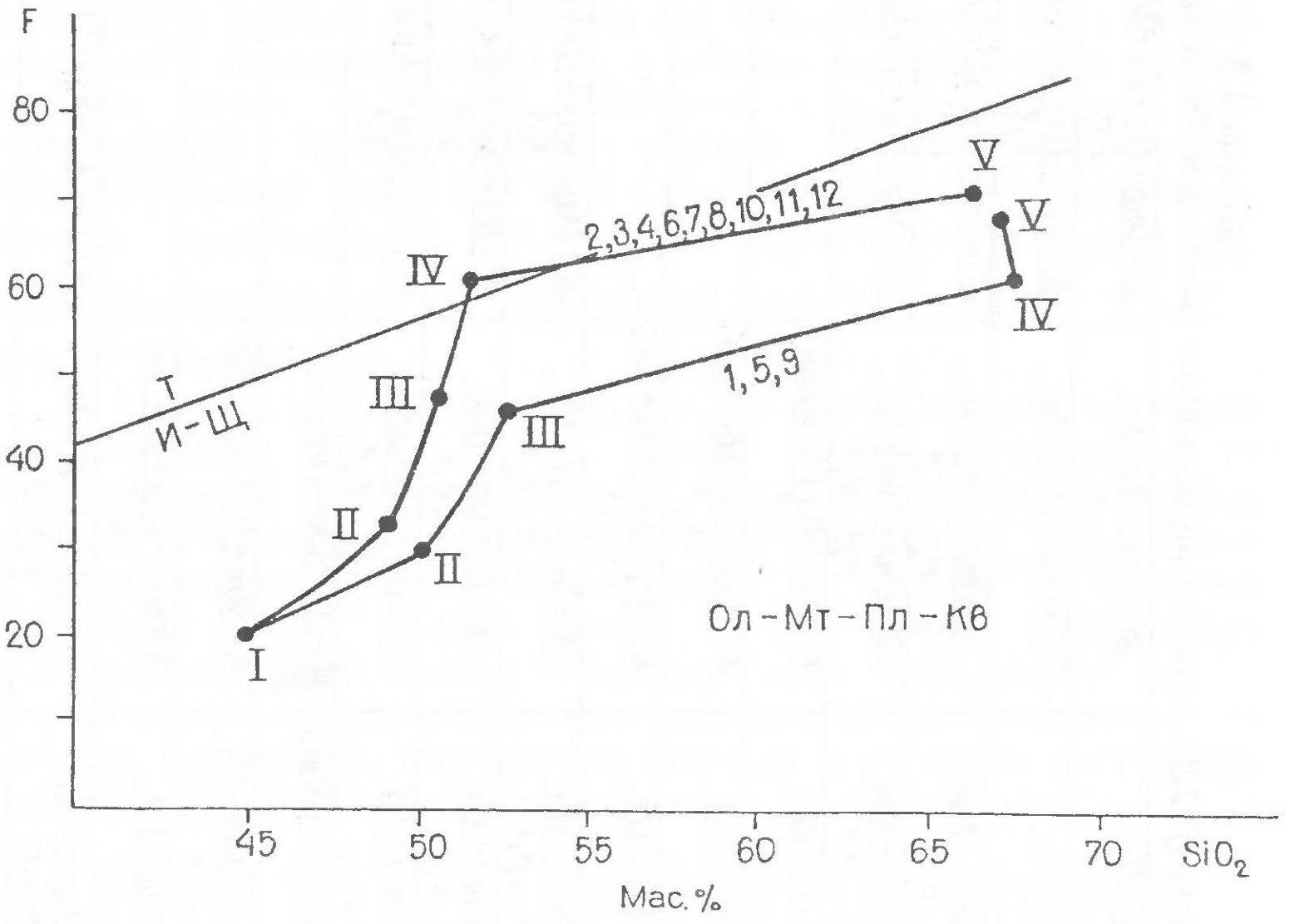


Рис.4.15. Положение на диаграмме Осборна F-SiO_2 трендов изменения составов кристаллизатов для вариантов, показанных на рис.4.13

Следует обратить внимание на то, что тренды 4 и 8 полностью совпадают и разделение их объема на две части, в данном случае, является формальным, чтобы соблюсти определенную симметрию.

Продуктами кристаллизации данной группы расплавов будут следующие теоретические серии минеральных ассоциаций (пород):

1. *Ол→(Ол+Опр)→(Опр±Ол)→(Опр+Пл)→(Опр+Пл+Кв)→ (Опр+Пл+Кв+Мт)*
2. *Ол→(Ол+Опр)→(Опр± Ол)→(Опр+Пл)→(Опр+Пл+Мт)→ (Опр+Пл+ Мт+Кв)*
3. *Ол→(Ол+Опр)→(Опр± Ол)→(Опр+Мт)→(Опр+Мт+Пл)→ (Опр+Мт+ Пл+Кв)*
4. *Ол→(Ол+Опр)→(Ол+Опр+Мт)→(Опр+Мт±Ол)→(Опр+Мт+Пл)→ (Опр+Мт+ Пл+Кв)*
5. *Ол→(Опр± Ол)→(Опр+Пл)→(Опр+Пл+Кв)→(Опр+Пл+Кв+Мт)*
6. *Ол→(Опр±Ол)→(Опр+Пл)→(Опр+Пл+Мт)→(Опр+Пл+Мт+Кв)*
7. *Ол→(Опр± Ол)→(Опр+Мт)→(Опр+Мт+Пл)→(Опр+Мт+Пл+Кв)*

8. *Ол→(Ол+Опр)→(Ол+Опр+Мт)→(Опр+Мт±Ол)→(Опр+Мт+Пл)→(Опр+Мт+Пл+Кв)*
9. *Ол→(Ол+Шп)(Ол+Пл±Шп)→(Пл+Опр±Ол)→(Пл+Опр+Кв)→(Пл+Опр+Кв+Мт)*
10. *Ол→(Ол+Шп)→(Ол+Пл±Шп)→(Пл+Опр±Ол)→(Пл+Опр+Мт)→(Пл+Опр+Мт+Кв)*
11. *Ол→(Ол+Пл)→(Ол+Пл+Мт)→(Пл+Мт+Опр±Ол)→(Пл+Мт+Опр+Кв)*
12. *Ол→(Ол+Мт)→(Ол+Мт+Пл)→(Мт+Пл+Опр±Ол)→(Мт+Пл+Опр+Кв)*
13. *Ол→(Ол+Мт)→(Мт+Опр±Ол)→(Мт+Опр+Пл)→(Мт+Опр+Пл+Кв)*
14. *Ол→(Ол+Мт)→(Ол+Мт+Опр)→(Мт+Опр±Ол)→(Мт+Опр+Пл)→(Мт+Опр+Пл+Кв)*

Марианитовые составы высококальциевого типа в данной группе исходных расплавов возникают в вариантах 1-3 на третьей стадии и в вариантах 5-7 на второй стадии кристаллизационной дифференциации.

Рассмотренные 26 трендов фракционной кристаллизации двух групп исходных расплавов являются главными трендами системы *Аб-Ан-Фо-Фа-Мт-Кв-H_2O*. Как и в безмагнетитовом семействе, можно смоделировать пакет трендов, начинающихся с выделения *Пл, Опр, Мт и Кв* (см. выше).

4.2.3. *Тренды фракционной кристаллизации оливиннормативных расплавов системы Аб-Ан-Фо-Фа-Ди-Гед-Мт-Кв-H_2O*

Для прослеживания трендов фракционной кристаллизации в полной "базальтовой" системе из-за сложности графического изображения топологических элементов изобарического сечения диаграммы состояния использованы более наглядные сдвоенные проекции изоплет рис.3.18. Эти проекции (рис.4.16 и 4.17) не имеют полей (объемов) кристаллизации одной фазы за исключением *Кв*. Оливиннормативная система на этих проекциях представлена фазовой диаграммой, насыщенной *Ол* во всем объеме, и поэтому все тренды начинаются с трехфазовой ассоциации. Кроме того, из-за увеличения компонентности системы увеличивается и число трендов, поскольку возрастает число сочетаний различных фаз.

Для примера рассмотрим тренды группы расплавов, попадающих в объем совместного выделения *(Ол+Пл)* (троктолитовый тип начальных членов породных серий). Этот объем можно разделить на двенадцать секций по числу исходных составов расплавов с $f^{расп}_{норм}$ <22%, которые в ходе кристаллизационной дифференциации с реальной степенью фракционирования образуют различные нисходящие тренды, перечисленные в табл.4.6.

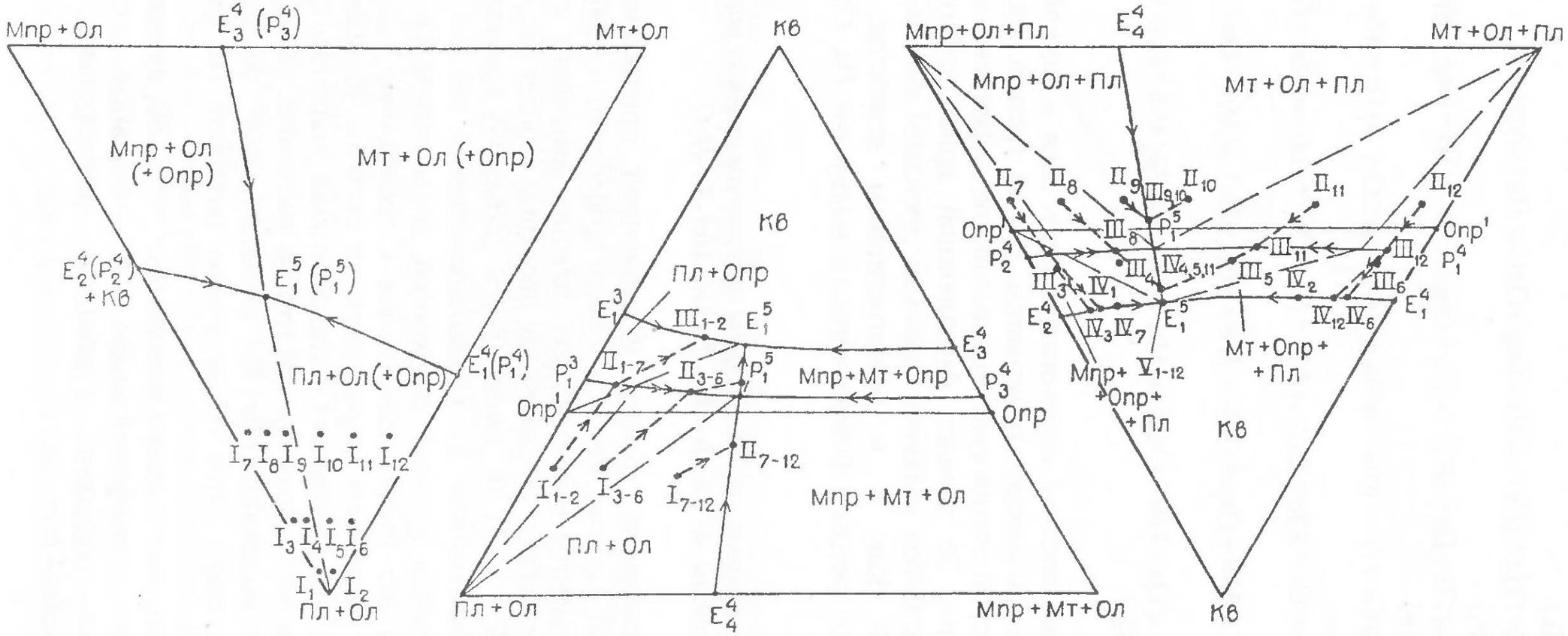


Рис.4.16. Тренды изменения составов расплавов при фракционной кристаллизации с исходными $f_{расп}^{норм}$ *<22% и* $an_{расп}^{норм}$ *-50-60% на проекциях изоплеты (Ол<22-Пл50-60-Мпр-Мт-Кв)*

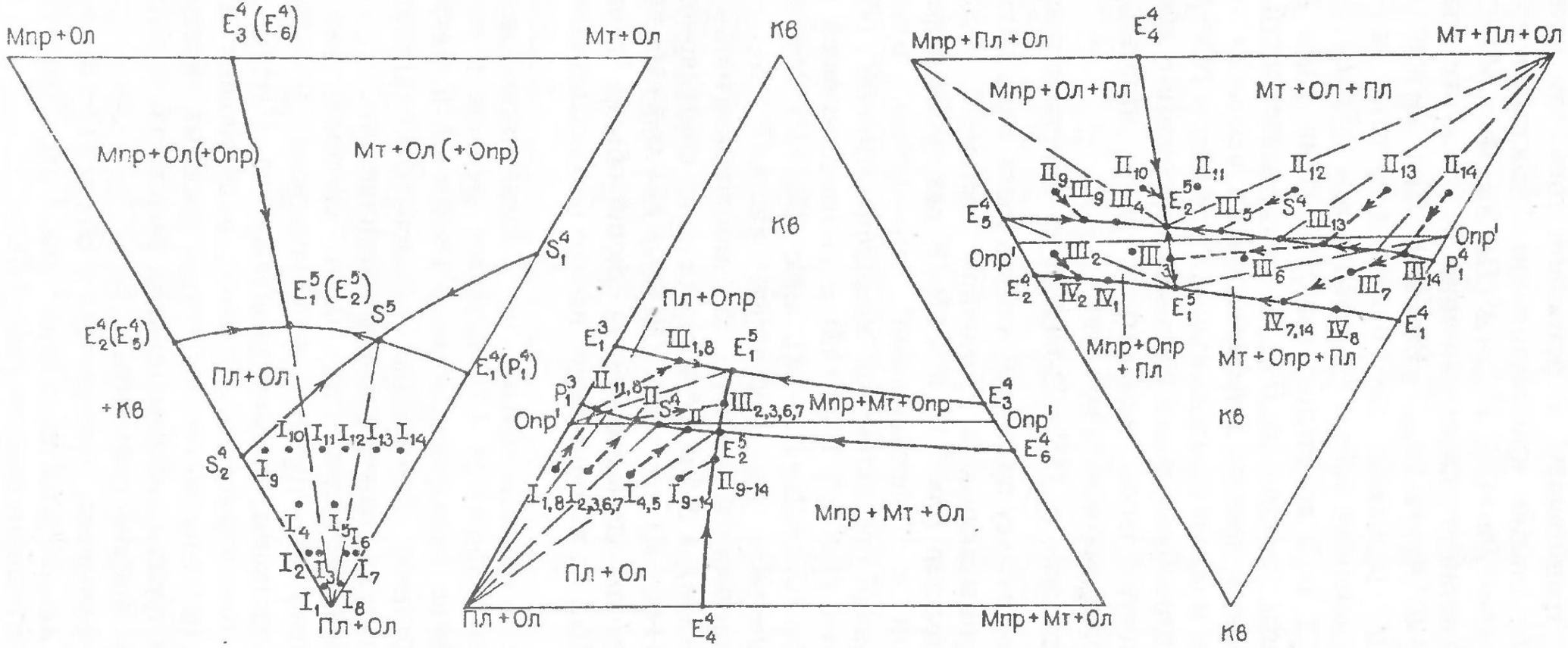


Рис.4.17. Тренды изменения составов расплавов при фракционной кристаллизации с исходными $f_{расп}^{норм}$ *>22% и* $an_{расп}^{норм}$ *-50-60% на проекциях изоплеты (Ол*$^{>22}$*-Пл*$^{50-60}$*-Мпр-Мт-Кв)*

При идеальном фракционировании возможен переход от "базальтоидов" к "гранитоидам" в результате того, что остаточные расплавы поздних стадий кристаллизации "проскакивают" $I^1_{инв}$-*(Ж+Пл+Опр+Кв+Мпр+Мт+Ол)*, $T^2_{инв}$-*(Ж+Пл+Кв+Мпр+Мт+Ол+Во$_{тв.р.}$)* и заканчивают кристаллизацию в эвтектике граничной системы E_1^5-*(Ж+Аб+Кв+Fe-Во$_{тв.р.}$+Мт+Фа)*. При низкой степени фракционирования расплавы не будут доходить до E_1^5 и кристаллизация закончится либо в P_1^5, либо между P_1^5 и E_1^5.

В трендах 1 и 2 до стадии кристаллизации пары *(Ол+Пл)* возможны варианты трендов со *Шп*. Из-за ограниченности объема работы не приводятся тренды дифференциации исходных составов, которые попадают в объем кристаллизации *(Ол+Мт)* и *(Ол+Мпр)*, по аналогии с рассмотренными ранее частными системами с *Мт* и *Мпр*. Эти тренды могут легко выводиться, если вторую стадию кристаллизации принимать за начальную.

Группы расплавов с $f^{расп}_{норм}$=22-60% будут кристаллизоваться по другим трендам, поскольку при такой железистости часть поверхности *(Ж+Ол+Опр)*, примыкающая к граничной системе с *Мпр*, имеет котектический характер (рис.3.18 и 4.17). В результате пересечения этой поверхности с "пироксеновой" плоскостью, отделяющей "оливиннормативную" подсистему от "кварцнормативной", образуется сингулярная линия $(S_1^4$-$S_2^4)$ (рис.3.18) с соответствующей фазовой ассоциацией: либо *(Опр+Пл+Мпр=Ж)*, либо *(Опр+Пл+Мт=Ж)*, либо *(Опр+Пл+Мпр+Мт=Ж)*. На проекциях рис.4.17. S_5 - точка пересечения сингулярной линии с моновариантной линией *(Ж+Ол+Опр+Пл+Мт)*, а S_1^4 и S_2^4 - пересечение сингулярной линии плоскостью *(Опр+Ол+Ж)* проекции *(Пл+Ол)-Кв-(Мпр+Мт+Ол)*. Как и в частных системах, здесь имеется 14 секций объема "первичного" выделения *(Ол+Пл)*, из которых берут начало несовпадающие тренды (табл. 4.7).

Сравнение магнезиальных и магнезиально-железистых «пакетов» трендов (табл.4.6 и 4.7) выявляет наличие в них шести однотипных трендов: первые три, а также 4.6-4 и 4.7.-6, 4.6-5 и 4.7-7, 4.6-6 и 4.7-8. Отличие однотипных трендов будет проявляться в составе минералов и их количественном соотношении.

В магнезиально-железистой части системы уже нельзя упрощенно соотносить тренды, начинающиеся в объемах с продвинутыми участками трендов расплавов из *(Ол+Пл)* объема, поскольку здесь топологические элементы, разделяющие диаграмму на три поля, не одинаковы по типу фазовых превращений. Следовательно, и тренды дифференциации расплавов, попадающих в эти объемы, также должны различаться.

Начнем с расплавов, попадающих в объем *(Ол+Мт+Ж)*. Этот объем делится на двенадцать секций (рис.3.18), продуцирующих соответственно двенадцать трендов (табл.4.8).

Таблица 4.6

Тренды кристаллизации расплавов с $f<22\%$, начинающиеся из объема совместного выделения *(Пл+Ол)*

1	$\underline{Ж+Пл+Ол}\Rightarrow$ $I_1 \rightarrow II_1(Ол_{норм}^{<22})$	$\underline{Ж+Пл+(Ол\rightarrow Опр)}\Rightarrow$ $II_1 \rightarrow III_1$	$\underline{Ж+Пл+Опр+Кв}\Rightarrow$ $III_1 \rightarrow IV_1$	$\underline{Ж+Пл+Опр+Кв+Мпр}\Rightarrow$ $IV_1 \rightarrow E_1^5$	$\underline{Ж+Пл+Опр+Кв+Мпр+Мт}$ E_1^5
2	$\underline{Ж+Пл+Ол}\Rightarrow$ $I_2 \rightarrow II_2(Ол_{норм}^{<22})$	$\underline{Ж+Пл+(Ол\rightarrow Опр)}\Rightarrow$ $II_2 \rightarrow III_2$	$\underline{Ж+Пл+Опр+Мпр}\Rightarrow$ $III_2 \rightarrow IV_2$	$\underline{Ж+Пл+Опр+Мпр+Кв}\Rightarrow$ $IV_2 \rightarrow E_1^5$	$\underline{Ж+Пл+Опр+Мпр+Кв+Мт}$ E_1^5
3	$\underline{Ж+Пл+Ол}\Rightarrow$ $I_3 \rightarrow II_3(Ол_{норм}^{<22})$	$\underline{Ж+Пл+(Ол\rightarrow Опр)}\Rightarrow$ $II_3 \rightarrow III_3$	$\underline{Ж+Пл+Опр+Мпр}\Rightarrow$ $III_3 \rightarrow IV_3$	$\underline{Ж+Пл+Опр+Мпр+Мт}\Rightarrow$ $IV_3 \rightarrow E_1^5$	$\underline{Ж+Пл+Опр+Мпр+Мт+Кв}$ E_1^5
4	$\underline{Ж+Пл+Ол}\Rightarrow$ $I_4 \rightarrow II_4(Ол_{норм}^{<22})$	$\underline{Ж+Пл+(Ол\rightarrow Опр)}\Rightarrow$ $II_4 \rightarrow III_4$	$\underline{Ж+Пл+Опр+Мт}\Rightarrow$ $III_4 \rightarrow IV_4$	$\underline{Ж+Пл+Опр+Мт+Мпр}\Rightarrow$ $IV_4 \rightarrow E_1^5$	$\underline{Ж+Пл+Опр+Мт+Мпр+Кв}$ E_1^5
5	$\underline{Ж+Пл+Ол}\Rightarrow$ $I_5 \rightarrow II_5(Ол_{норм}^{<22})$	$\underline{Ж+Пл+(Ол\rightarrow Опр)}\Rightarrow$ $II_5 \rightarrow III_5$	$\underline{Ж+Пл+Опр+Мт}\Rightarrow$ $III_5 \rightarrow IV_5$	$\underline{Ж+Пл+Опр+Мт+Кв}\Rightarrow$ $IV_5 \rightarrow E_1^5$	$\underline{Ж+Пл+Опр+Мт+Кв+Мпр}$ E_1^5
6	$\underline{Ж+Пл+Ол}\Rightarrow$ $I_6 \rightarrow II_6(Ол_{норм}^{<22})$	$\underline{Ж+Пл+(Ол\rightarrow Опр)}\Rightarrow$ $II_6 \rightarrow III_6$	$\underline{Ж+Пл+Опр+Кв}\Rightarrow$ $III_6 \rightarrow IV_6$	$\underline{Ж+Пл+Опр+Кв+Мт}\Rightarrow$ $IV_6 \rightarrow E_1^5$	$\underline{Ж+Пл+Опр+Кв+Мт+Мпр}$ E_1^5
7	$\underline{Ж+Пл+Ол}\Rightarrow$ $I_7 \rightarrow II_7(Ол_{норм}^{<22})$	$\underline{Ж+Пл+Ол+Мпр}\Rightarrow$ $II_7 \rightarrow III_7$	$\underline{Ж+Пл+(Ол\rightarrow Опр)+Мпр}\Rightarrow$ $III_7 \rightarrow IV_7$	$\underline{Ж+Пл+Мпр+Опр+Кв}\Rightarrow$ $IV_7 \rightarrow E_1^5$	$\underline{Ж+Пл+Мпр+Опр+Кв+Мт}$ E_1^5
8	$\underline{Ж+Пл+Ол}\Rightarrow$ $I_8 \rightarrow II_8(Ол_{норм}^{<22})$	$\underline{Ж+Пл+Ол+Мпр}\Rightarrow$ $II_8 \rightarrow III_8$	$\underline{Ж+Пл+(Ол\rightarrow Опр)+Мпр}\Rightarrow$ $III_8 \rightarrow IV_8$	$\underline{Ж+Пл+Мпр+Опр+Мт}\Rightarrow$ $IV_8 \rightarrow E_1^5$	$\underline{Ж+Пл+Мпр+Опр+Мт+Кв}$ E_1^5
9	$\underline{Ж+Пл+Ол}\Rightarrow$ $I_9 \rightarrow II_9(Ол_{норм}^{<22})$	$\underline{Ж+Пл+Ол+Мпр}\Rightarrow$ $II_9 \rightarrow III_9$	$\underline{Ж+Пл+Ол+Мпр+Мт}\Rightarrow$ $III_9 \rightarrow P_1^5$	$\underline{Ж+Пл+(Ол\rightarrow Опр)+Мпр+Мт}\Rightarrow$ $P_1^5 \rightarrow E_1^5$	$\underline{Ж+Пл+Мпр+Мт+Опр+Кв}$ E_1^5

Окончание табл.4.6

10	$\underline{Ж+Пл+Ол}_{\Rightarrow}$ $I_{10}\rightarrow II_{10}(Ол_{норм}^{<22})$	$\underline{Ж+Пл+Ол+Mm}_{\Rightarrow}$ $II_{10}\rightarrow III_{10}$	$\underline{Ж+Пл+Ол+Mm+Mnp}_{\Rightarrow}$ $III_{10}\rightarrow P_1^5$	$\underline{Ж+(Ол\rightarrow Onp)+Пл+Mm+Mnp}_{\Rightarrow}$ $P_1^5\rightarrow E_1^5$	$\underline{Ж+Пл+Mm+Mnp+Onp+Кв}$ E_1^5
11	$\underline{Ж+Пл+Ол}_{\Rightarrow}$ $I_{11}\rightarrow II_{11}(Ол_{норм}^{<22})$	$\underline{Ж+Пл+Ол+Mm}_{\Rightarrow}$ $II_{11}\rightarrow III_{11}$	$\underline{Ж+Пл+(Ол\rightarrow Onp)+Mm}_{\Rightarrow}$ $III_{11}\rightarrow IV_{11}$	$\underline{Ж+Пл+Mm+Onp+Mnp}_{\Rightarrow}$ $IV_{11}\rightarrow E_1^5$	$\underline{Ж+Пл+Mm+Onp+Mnp+Кв}$ E_1^5
12	$\underline{Ж+Пл+Ол}_{\Rightarrow}$ $I_{12}\rightarrow II_{12}(Ол_{норм}^{<22})$	$\underline{Ж+Пл+Ол+Mm}_{\Rightarrow}$ $II_{12}\rightarrow III_{12}$	$\underline{Ж+Пл+(Ол\rightarrow Onp)+Mm}_{\Rightarrow}$ $III_{12}\rightarrow IV_{12}$	$\underline{Ж+Пл+Mm+Onp+Кв}_{\Rightarrow}$ $IV_{12}\rightarrow E_1^5$	$\underline{Ж+Пл+Mm+Onp+Кв+Mnp}$ E_1^5

Таблица 4.7

Теоретические тренды кристаллизации магнезиально-железистых расплавов, начинающиеся из объема совместного выделения *(Пл+Ол)*

1	$\underline{Ж+Пл+Ол}_{\Rightarrow}$ $I_1\rightarrow II_1(Ол_{норм}^{>22})$	$\underline{Ж+Пл+(Ол\rightarrow Onp)}_{\Rightarrow}$ $II_1\rightarrow III_1$	$\underline{Ж+Пл+Onp+Кв}_{\Rightarrow}$ $III_1\rightarrow IV_1$	$\underline{Ж+Пл+Onp+Кв+Mnp}_{\Rightarrow}$ $IV_1\rightarrow E_1^5$	$\underline{Ж+Пл+Onp+Кв+Mnp+Mm}$ E_1^5
2	$\underline{Ж+Пл+Ол}_{\Rightarrow}$ $I_2\rightarrow II_2(Ол_{норм}^{>22})$	$\underline{Ж+Пл+(Ол\rightarrow Onp)}_{\Rightarrow}$ $II_2\rightarrow III_2$	$\underline{Ж+Пл+Onp+Mnp}_{\Rightarrow}$ $III_2\rightarrow IV_2$	$\underline{Ж+Пл+Onp+Mnp+Кв}_{\Rightarrow}$ $IV_2\rightarrow E_1^5$	$\underline{Ж+Пл+Onp+Mnp+Кв+Mm}$ E_1^5
3	$\underline{Ж+Пл+Ол}_{\Rightarrow}$ $I_3\rightarrow II_3(Ол_{норм}^{<22})$	$\underline{Ж+Пл+(Ол\rightarrow Onp)}_{\Rightarrow}$ $II_3\rightarrow III_3$	$\underline{Ж+Пл+Onp+Mnp}_{\Rightarrow}$ $III_3\rightarrow IV_3$	$\underline{Ж+Пл+Onp+Mnp+Mm}_{\Rightarrow}$ $IV_3\rightarrow E_1^5$	$\underline{Ж+Пл+Onp+Mnp+Mm+Кв}$ E_1^5
4	$\underline{Ж+Пл+Ол}_{\Rightarrow}$ $I_4\rightarrow II_4(Ол_{норм}^{>22})$	$\underline{Ж+Пл+Ол+Onp}_{\Rightarrow}$ $II_4\rightarrow III_4$	$\underline{Ж+Пл+Ол+Onp+Mnp}_{\Rightarrow}$ $III_4\rightarrow E_2^5$	$\underline{Ж+Пл+Ол+Onp+Mnp+Mm}$ E_2^5	

Окончание табл.4.7

5	$\underline{Ж+Пл+Ол}_{\Rightarrow}$ $I_5 \rightarrow II_5(Ол_{норм}^{>22})$	$\underline{Ж+Пл+Ол+Опр}_{\Rightarrow}$ $II_5 \rightarrow III_5$	$\underline{Ж+Пл+Ол+Опр+Мт}_{\Rightarrow}$ $III_5 \rightarrow E_2^5$	$\underline{Ж+Пл+Ол+Опр+Мт+Мпр}$ E_2^5	
6	$\underline{Ж+Пл+Ол}_{\Rightarrow}$ $I_6 \rightarrow II_6(Ол_{норм}^{>22})$	$\underline{Ж+Пл+(Ол \rightarrow Опр)}_{\Rightarrow}$ $II_6 \rightarrow III_6$	$\underline{Ж+Пл+Опр+Мт}_{\Rightarrow}$ $III_6 \rightarrow IV_6$	$\underline{Ж+Пл+Опр+Мт+Мпр}_{\Rightarrow}$ $IV_6 \rightarrow E_1^5$	$\underline{Ж+Пл+Опр+Мт+Мпр+Кв}$ E_1^5
7	$\underline{Ж+Пл+Ол}_{\Rightarrow}$ $I_7 \rightarrow II_7(Ол_{норм}^{>22})$	$\underline{Ж+Пл+(Ол \rightarrow Опр)}_{\Rightarrow}$ $II_7 \rightarrow III_7$	$\underline{Ж+Пл+Опр+Мт}_{\Rightarrow}$ $III_7 \rightarrow IV_7$	$\underline{Ж+Пл+Опр+Мт+Кв}_{\Rightarrow}$ $IV_7 \rightarrow E_1^5$	$\underline{Ж+Пл+Опр+Мт+Кв+Мпр}$ E_1^5
8	$\underline{Ж+Пл+Ол}_{\Rightarrow}$ $I_8 \rightarrow II_8(Ол_{норм}^{>22})$	$\underline{Ж+Пл+(Ол \rightarrow Опр)}_{\Rightarrow}$ $II_8 \rightarrow III_8$	$\underline{Ж+Пл+Опр+Кв}_{\Rightarrow}$ $III_8 \rightarrow IV_8$	$\underline{Ж+Пл+Опр+Кв+Мт}_{\Rightarrow}$ $IV_8 \rightarrow E_1^5$	$\underline{Ж+Пл+Опр+Кв+Мт+Мпр}$ E_1^5
9	$\underline{Ж+Пл+Ол}_{\Rightarrow}$ $I_9 \rightarrow II_9(Ол_{норм}^{>22})$	$\underline{Ж+Пл+Ол+Мпр}_{\Rightarrow}$ $II_9 \rightarrow III_9$	$\underline{Ж+Пл+Ол+Мпр+Опр}_{\Rightarrow}$ $III_9 \rightarrow E_2^5$	$\underline{Ж+Пл+Ол+Мпр+Опр+Мт}$ E_2^5	
10	$\underline{Ж+Пл+Ол}_{\Rightarrow}$ $I_{10} \rightarrow II_{10}(Ол_{норм}^{>22})$	$\underline{Ж+Пл+Ол+Мпр}_{\Rightarrow}$ $II_{10} \rightarrow III_{10}$	$\underline{Ж+Пл+Ол+Мпр+Мт}_{\Rightarrow}$ $III_{10} \rightarrow E_2^5$	$\underline{Ж+Пл+Ол+Мпр+Мт+Опр}$ E_2^5	
11	$\underline{Ж+Пл+Ол}_{\Rightarrow}$ $I_{11} \rightarrow II_{11}(Ол_{норм}^{>22})$	$\underline{Ж+Пл+Ол+Мт}_{\Rightarrow}$ $II_{11} \rightarrow III_{11}$	$\underline{Ж+Пл+Ол+Мт+Мпр}_{\Rightarrow}$ $III_{11} \rightarrow E_2^5$	$\underline{Ж+Пл+Ол+Мт+Мпр+Опр}$ E_2^5	
12	$\underline{Ж+Пл+Ол}_{\Rightarrow}$ $I_{12} \rightarrow II_{12}(Ол_{норм}^{>22})$	$\underline{Ж+Пл+Ол+Мт}_{\Rightarrow}$ $II_{12} \rightarrow III_{12}$	$\underline{Ж+Пл+Ол+Мт+Опр}_{\Rightarrow}$ $III_{12} \rightarrow E_2^5$	$\underline{Ж+Пл+Ол+Мт+Опр+Мпр}$ E_2^5	
13	$\underline{Ж+Пл+Ол}_{\Rightarrow}$ $I_{13} \rightarrow II_{13}(Ол_{норм}^{>22})$	$\underline{Ж+Пл+(Ол \rightarrow Опр)+Мт}_{\Rightarrow}$ $II_{13} \rightarrow III_{13}$	$\underline{Ж+Пл+Мт+Опр}_{\Rightarrow}$ $III_{13} \rightarrow IV_{13}$	$\underline{Ж+Пл+Мт+Опр+Мпр}_{\Rightarrow}$ $IV_{13} \rightarrow E_1^5$	$\underline{Ж+Пл+Мт+Опр+Мпр+Кв}$ E_1^5
14	$\underline{Ж+Пл+Ол}_{\Rightarrow}$ $I_{14} \rightarrow II_{14}(Ол_{норм}^{>22})$	$\underline{Ж+Пл+(Ол \rightarrow Опр)+Мт}_{\Rightarrow}$ $II_{14} \rightarrow III_{14}$	$\underline{Ж+Пл+Мт+Опр}_{\Rightarrow}$ $III_{14} \rightarrow IV_{14}$	$\underline{Ж+Пл+Мт+Опр+Кв}_{\Rightarrow}$ $IV_{14} \rightarrow E_1^5$	$\underline{Ж+Пл+Мт+Опр+Кв+Мпр}$ E_1^5

Таблица 4.8

Теоретические тренды кристаллизации магнезиально-железистых оливиннормативных расплавов, начинающиеся из объема совместного выделения *(Мт+Ол)*

1	$\underline{Ж+Мт+Ол}\Rightarrow$ $I_1\rightarrow II_1(Ол^{>22}_{норм})$	$\underline{Ж+Мт+Ол+Опр}\Rightarrow$ $II_1\rightarrow III_1(S^4)$	$\underline{Ж+Мт+(Ол\rightarrow Опр)}\Rightarrow$ $III_1(S^4)\rightarrow IV_1$	$\underline{Ж+Мт+Опр+Пл}\Rightarrow$ $IV_1\rightarrow V_1$	$\underline{Ж+Мт+Опр+Пл+Кв}\Rightarrow$ $V_1\rightarrow E_1^5$	$\underline{Ж+Мт+Опр+Пл+Кв+Мпр}$ E_1^5
2	$\underline{Ж+Мт+Ол}\Rightarrow$ $I_2\rightarrow II_2(Ол^{>22}_{норм})$	$\underline{Ж+Мт+Ол+Опр}\Rightarrow$ $II_2\rightarrow III_2(S^4)$	$\underline{Ж+Мт+(Ол\rightarrow Опр)}\Rightarrow$ $III_2(S^4)\rightarrow IV_2$	$\underline{Ж+Мт+Опр+Пл}\Rightarrow$ $IV_2\rightarrow V_2$	$\underline{Ж+Мт+Опр+Пл+Мпр}\Rightarrow$ $V_2\rightarrow E_1^5$	$\underline{Ж+Мт+Опр+Пл+Мпр+Кв}$ E_1^5
3	$\underline{Ж+Мт+Ол}\Rightarrow$ $I_3\rightarrow II_3(Ол^{>22}_{норм})$	$\underline{Ж+Мт+(Ол\rightarrow Опр)}\Rightarrow$ $II_3\rightarrow III_3$	$\underline{Ж+Мт+Опр+Пл}\Rightarrow$ $III_3\rightarrow IV_3$	$\underline{Ж+Мт+Опр+Пл+Кв}\Rightarrow$ $IV_3\rightarrow E_1^5$	$\underline{Ж+Мт+Опр+Пл+Кв+Мпр}$ E_1^5	
4	$\underline{Ж+Мт+Ол}\Rightarrow$ $I_4\rightarrow II_4(Ол^{>22}_{норм})$	$\underline{Ж+Мт+(Ол\rightarrow Опр)}\Rightarrow$ $II_4\rightarrow III_4$	$\underline{Ж+Мт+Опр+Пл}\Rightarrow$ $III_4\rightarrow E_2^5$	$\underline{Ж+Мт+Опр+Пл+Мпр}\Rightarrow$ $IV_4\rightarrow E_1^5$	$\underline{Ж+Мт+Опр+Пл+Мпр+Кв}$ E_2^5	
5	$\underline{Ж+Мт+Ол}\Rightarrow$ $I_5\rightarrow II_5(Ол^{>22}_{норм})$	$\underline{Ж+Мт+Ол+Опр}\Rightarrow$ $II_5\rightarrow III_5$	$\underline{Ж+Мт+Ол+Пл+Опр}\Rightarrow$ $III_5\rightarrow E_2^5$	$\underline{Ж+Мт+Ол+Пл+Опр+Мпр}$ E_2^5		
6	$\underline{Ж+Мт+Ол}\Rightarrow$ $I_6\rightarrow II_6(Ол^{>22}_{норм})$	$\underline{Ж+Мт+Ол+Опр}\Rightarrow$ $II_6\rightarrow III_6$	$\underline{Ж+Ол+Мт+Опр+Мпр}\Rightarrow$ $III_6\rightarrow E_2^5$	$\underline{Ж+Ол+Мт+Опр+Мпр+Пл}$ E_2^5		
.7	$\underline{Ж+Мт+Ол}\Rightarrow$ $I_7\rightarrow II_7(Ол^{>22}_{норм})$	$\underline{Ж+Мт+Ол+Пл}\Rightarrow$ $II_7\rightarrow III_7$	$\underline{Ж+Мт+Пл+(Ол\rightarrow Опр)}\Rightarrow$ $III_7\rightarrow IV_7$	$\underline{Ж+Мт+Пл+Опр+Кв}\Rightarrow$ $IV_7\rightarrow E_1^5$	$\underline{Ж+Мт+Пл+Опр+Кв+Мпр}$ E_1^5	
	$\underline{Ж+Мт+Ол}\Rightarrow$ $I_8\rightarrow II_8(Ол^{>22}_{норм})$	$\underline{Ж+Мт+Ол+Пл}\Rightarrow$ $II_8\rightarrow III_8$	$\underline{Ж+Мт+Пл+(Ол\rightarrow Опр)}\Rightarrow$ $III_8\rightarrow IV_8$	$\underline{Ж+Мт+Пл+Опр+Мпр}\Rightarrow$ $IV_8\rightarrow E_1^5$	$\underline{Ж+Мт+Пл+Опр+Мпр+Кв}$ E_1^5	
9	$\underline{Ж+Мт+Ол}\Rightarrow$ $I_9\rightarrow II_9(Ол^{>22}_{норм})$	$\underline{Ж+Мт+Ол+Пл}\Rightarrow$ $II_9\rightarrow III_9$	$\underline{Ж+Мт+Ол+Пл+Опр}\Rightarrow$ $III_9\rightarrow E_2^5$	$\underline{Ж+Мт+Ол+Пл+Опр+Мпр}$ E_2^5		

Окончание табл.4.8

10	$\underline{Ж+Mm+Ол}_{\Rightarrow}$ $I_{10}\rightarrow I_{10}(Ол_{норм}^{>22})$	$\underline{Ж+Mm+Ол+Пл}_{\Rightarrow}$ $II_{10}\rightarrow III_{10}$	$\underline{Ж+Mm+Ол+Пл+Mnp}_{\Rightarrow}$ $III_{10}\rightarrow E_2^5$	$\underline{Ж+Mm+Ол+Пл+Mnp+Onp}$ E_2^5		
11	$\underline{Ж+Mm+Ол}_{\Rightarrow}$ $I_{11}\rightarrow II_{11}(Ол_{норм}^{>22})$	$\underline{Ж+Mm+Ол+Mnp}_{\Rightarrow}$ $II_{11}\rightarrow III_{11}$	$\underline{Ж+Mm+Ол+Mnp+Пл}_{\Rightarrow}$ $III_{11}\rightarrow E_2^5$	$\underline{Ж+Mm+Ол+Mnp+Пл+Onp}$ E_2^5		
12	$\underline{Ж+Mm+Ол}_{\Rightarrow}$ $I_{12}\rightarrow II_{12}(Ол_{норм}^{>22})$	$\underline{Ж+Mm+Ол+Mnp}_{\Rightarrow}$ $II_{12}\rightarrow III_{12}$	$\underline{Ж+Mm+Ол+Mnp+Onp}_{\Rightarrow}$ $III_{12}\rightarrow E_2^5$	$\underline{Ж+Mm+Ол+Mnp+Onp+Пл}$ E_2^5		

Таблица 4.9

Теоретические тренды кристаллизации магнезиально-железистых оливиннормативных расплавов, начинающиеся из объема совместного выделения *(Ол+Mnp)*

1	$\underline{Ж+Ол+Mnp}_{\Rightarrow}$ $I_1\rightarrow II_1$	$\underline{Ж+Ол+Mnp+Onp}_{\Rightarrow}$ $II_1\rightarrow III_1$	$\underline{Ж+Ол+Mnp+Onp+Пл}_{\Rightarrow}$ $III_1\rightarrow E_2^5$	$\underline{Ж+Ол+Mnp+Onp+Пл+Mm}$ E_2^5
2	$\underline{Ж+Ол+Mnp}_{\Rightarrow}$ $I_2\rightarrow II_2$	$\underline{Ж+Ол+Mnp+Onp}_{\Rightarrow}$ $II_2\rightarrow III_2$	$\underline{Ж+Ол+Mnp+Onp+Mm}_{\Rightarrow}$ $III_2\rightarrow E_2^5$	$\underline{Ж+Ол+Mnp+Onp+Mm+Пл}$ E_2^5
3	$\underline{Ж+Ол+Mnp}_{\Rightarrow}$ $I_3\rightarrow II_3$	$\underline{Ж+Ол+Mnp+Пл}_{\Rightarrow}$ $II_3\rightarrow III_3$	$\underline{Ж+Ол+Mnp+Пл+Onp}_{\Rightarrow}$ $III_3\rightarrow E_2^5$	$\underline{Ж+Ол+Mnp+Пл+Onp+Mm}$ E_2^5
4	$\underline{Ж+Ол+Mnp}_{\Rightarrow}$ $I_4\rightarrow II_4$	$\underline{Ж+Ол+Mnp+Пл}_{\Rightarrow}$ $II_4\rightarrow III_4$	$\underline{Ж+Ол+Mnp+Пл+Mm}_{\Rightarrow}$ $III_4\rightarrow E_2^5$	$\underline{Ж+Ол+Mnp+Пл+Mm+Onp}$ E_2^5
5	$\underline{Ж+Ол+Mnp}_{\Rightarrow}$ $I_5\rightarrow II_5$	$\underline{Ж+Ол+Mnp+Mm}_{\Rightarrow}$ $II_5\rightarrow III_5$	$\underline{Ж+Ол+Mnp+Mm+Onp}_{\Rightarrow}$ $III_5\rightarrow E_2^5$	$\underline{Ж+Ол+Mnp+Mm+Onp+Пл}$ E_2^5
6	$\underline{Ж+Ол+Mnp}_{\Rightarrow}$ $I_6\rightarrow II_6$	$\underline{Ж+Ол+Mnp+Mm}_{\Rightarrow}$ $II_6\rightarrow III_6$	$\underline{Ж+Ол+Mnp+Mm+Пл}_{\Rightarrow}$ $III_6\rightarrow E_2^5$	$\underline{Ж+Ол+Mnp+Mm+Пл+Onp}$ E_2^5

Таблица 4.10

Теоретические тренды кристаллизации низкожелезистых (*f<22%*) оливиннормативных расплавов в полной системе при перитектическом переходе *(Ол→Опр)*

1	$\underline{Ж+Ол}\Rightarrow$ $I_1\rightarrow II_1$	$\underline{Ж+(Ол\rightarrow Опр)}\Rightarrow$ $II_1\rightarrow III_1$	$\underline{Ж+Опр+Пл}\Rightarrow$ $III_1\rightarrow IV_1$	$\underline{Ж+Опр+Пл+Кв}\Rightarrow$ $IV_1\rightarrow V_1$	$\underline{Ж+Опр+Пл+Кв+Мпр}\Rightarrow$ $V_1\rightarrow E_1^5$	$\underline{Ж+Опр+Пл+Кв+Мпр+Мт}$ E_1^5
2	$\underline{Ж+Ол}\Rightarrow$ $I_2\rightarrow II_2$	$\underline{Ж+(Ол\rightarrow Опр)}\Rightarrow$ $II_2\rightarrow III_2$	$\underline{Ж+Опр+Пл}\Rightarrow$ $III_2\rightarrow IV_2$	$\underline{Ж+Опр+Пл+Кв}\Rightarrow$ $IV_2\rightarrow V_2$	$\underline{Ж+Опр+Пл+Кв+Мт}\Rightarrow$ $V_2\rightarrow E_1^5$	$\underline{Ж+Опр+Пл+Кв+Мт+Мпр}$ E_1^5
3	$\underline{Ж+Ол}\Rightarrow$ $I_3\rightarrow II_3$	$\underline{Ж+(Ол\rightarrow Опр)}\Rightarrow$ $II_3\rightarrow III_3$	$\underline{Ж+Опр+Пл}\Rightarrow$ $III_3\rightarrow IV_3$	$\underline{Ж+Опр+Пл+Мпр}\Rightarrow$ $IV_3\rightarrow V_3$	$\underline{Ж+Опр+Пл+Мпр+Кв}\Rightarrow$ $V_3\rightarrow E_1^5$	$\underline{Ж+Опр+Пл+Мпр+Кв+Мт}$ E_1^5
4	$\underline{Ж+Ол}\Rightarrow$ $I_4\rightarrow II_4$	$\underline{Ж+(Ол\rightarrow Опр)}\Rightarrow$ $II_4\rightarrow III_4$	$\underline{Ж+Опр+Пл}\Rightarrow$ $III_4\rightarrow IV_4$	$\underline{Ж+Опр+Пл+Мпр}\Rightarrow$ $IV_4\rightarrow V_4$	$\underline{Ж+Опр+Пл+Мпр+Мт}\Rightarrow$ $V_4\rightarrow E_1^5$	$\underline{Ж+Опр+Пл+Мпр+Мт+Кв}$ E_1^5
5	$\underline{Ж+Ол}\Rightarrow$ $I_5\rightarrow II_5$	$\underline{Ж+(Ол\rightarrow Опр)}\Rightarrow$ $II_5\rightarrow III_5$	$\underline{Ж+Опр+Пл}\Rightarrow$ $III_5\rightarrow IV_5$	$\underline{Ж+Опр+Пл+Мт}\Rightarrow$ $IV_5\rightarrow V_5$	$\underline{Ж+Опр+Пл+Мт+Кв}\Rightarrow$ $V_5\rightarrow E_1^5$	$\underline{Ж+Опр+Пл+Мт+Кв+Мпр}$ E_1^5
6	$\underline{Ж+Ол}\Rightarrow$ $I_6\rightarrow II_6$	$\underline{Ж+(Ол\rightarrow Опр)}\Rightarrow$ $II_6\rightarrow III_6$	$\underline{Ж+Опр+Пл}\Rightarrow$ $III_6\rightarrow IV_6$	$\underline{Ж+Опр+Пл+Мт}\Rightarrow$ $IV_6\rightarrow V_6$	$\underline{Ж+Опр+Пл+Мт+Мпр}\Rightarrow$ $V_6\rightarrow E_1^5$	$\underline{Ж+Опр+Пл+Мт+Мпр+Кв}$ E_1^5
7	$\underline{Ж+Ол}\Rightarrow$ $I_7\rightarrow II_7$	$\underline{Ж+(Ол\rightarrow Опр)}\Rightarrow$ $II_7\rightarrow III_7$	$\underline{Ж+Опр+Мпр}\Rightarrow$ $III_7\rightarrow IV_7$	$\underline{Ж+Опр+Мпр+Кв}\Rightarrow$ $IV_7\rightarrow V_7$	$\underline{Ж+Опр+Мпр+Кв+Пл}\Rightarrow$ $V_7\rightarrow E_1^5$	$\underline{Ж+Опр+Мпр+Кв+Пл+Мт}$ E_1^5
8	$\underline{Ж+Ол}\Rightarrow$ $I_8\rightarrow II_8$	$\underline{Ж+(Ол\rightarrow Опр)}\Rightarrow$ $II_8\rightarrow III_8$	$\underline{Ж+Опр+Мпр}\Rightarrow$ $III_8\rightarrow IV_8$	$\underline{Ж+Опр+Мпр+Кв}\Rightarrow$ $IV_8\rightarrow V_8$	$\underline{Ж+Опр+Мпр+Кв+Мт}\Rightarrow$ $V_8\rightarrow E_1^5$	$\underline{Ж+Опр+Мпр+Кв+Мт+Пл}$ E_1^5
9	$\underline{Ж+Ол}\Rightarrow$ $I_9\rightarrow II_9$	$\underline{Ж+(Ол\rightarrow Опр)}\Rightarrow$ $II_9\rightarrow III_9$	$\underline{Ж+Опр+Мпр}\Rightarrow$ $III_9\rightarrow IV_9$	$\underline{Ж+Опр+Мпр+Пл}\Rightarrow$ $IV_9\rightarrow V_9$	$\underline{Ж+Опр+Мпр+Пл+Кв}\Rightarrow$ $V_9\rightarrow E_1^5$	$\underline{Ж+Опр+Мпр+Пл+Кв+Мт}$ E_1^5
10	$\underline{Ж+Ол}\Rightarrow$ $I_{10}\rightarrow II_{10}$	$\underline{Ж+(Ол\rightarrow Опр)}\Rightarrow$ $II_{10}\rightarrow III_{10}$	$\underline{Ж+Опр+Мпр}\Rightarrow$ $III_{10}\rightarrow IV_{10}$	$\underline{Ж+Опр+Мпр+Пл}\Rightarrow$ $IV_{10}\rightarrow V_{10}$	$\underline{Ж+Опр+Мпр+Пл+Мт}\Rightarrow$ $V_{10}\rightarrow E_1^5$	$\underline{Ж+Опр+Мпр+Пл+Мт+Кв}$ E_1^5
11	$\underline{Ж+Ол}\Rightarrow$ $I_{11}\rightarrow II_{11}$	$\underline{Ж+(Ол\rightarrow Опр)}\Rightarrow$ $II_{11}\rightarrow III_{11}$	$\underline{Ж+Опр+Мпр}\Rightarrow$ $III_{11}\rightarrow IV_{11}$	$\underline{Ж+Опр+Мпр+Мт}\Rightarrow$ $IV_{11}\rightarrow V_{11}$	$\underline{Ж+Опр+Мпр+Мт+Пл}\Rightarrow$ $V_{11}\rightarrow E_1^5$	$\underline{Ж+Опр+Мпр+Мт+Пл+Кв}$ E_1^5
12	$\underline{Ж+Ол}\Rightarrow$ $I_{12}\rightarrow II_{12}$	$\underline{Ж+(Ол\rightarrow Опр)}\Rightarrow$ $II_{12}\rightarrow III_{12}$	$\underline{Ж+Опр+Мпр}\Rightarrow$ $III_{12}\rightarrow IV_{12}$	$\underline{Ж+Опр+Мпр+Мт}\Rightarrow$ $IV_{12}\rightarrow V_{12}$	$\underline{Ж+Опр+Мпр+Мт+Кв}\Rightarrow$ $V_{12}\rightarrow E_1^5$	$\underline{Ж+Опр+Мпр+Мт+Кв+Пл}$ E_1^5

Окончание табл.4.10

13	$\underline{Ж+Ол}_{\Rightarrow}$ $I_{13}\rightarrow II_{13}$	$\underline{Ж+(Ол\rightarrow Опр)}_{\Rightarrow}$ $II_{13}\rightarrow III_{13}$	$\underline{Ж+Опр+Мт}_{\Rightarrow}$ $III_{13}\rightarrow IV_{13}$	$\underline{Ж+Опр+Мт+Кв}_{\Rightarrow}$ $IV_{13}\rightarrow V_{13}$	$\underline{Ж+Опр+Мт+Кв+Пл}_{\Rightarrow}$ $V_{13}\rightarrow E_1^5$	$\underline{Ж+Опр+Мт+Кв+Пл+Мпр}$ E_1^5
14	$\underline{Ж+Ол}_{\Rightarrow}$ $I_{14}\rightarrow II_{14}$	$\underline{Ж+(Ол\rightarrow Опр)}_{\Rightarrow}$ $II_{14}\rightarrow III_{14}$	$\underline{Ж+Опр+Мт}_{\Rightarrow}$ $III_{14}\rightarrow IV_{14}$	$\underline{Ж+Опр+Мт+Кв}_{\Rightarrow}$ $IV_{14}\rightarrow V_{14}$	$\underline{Ж+Опр+Мт+Кв+Мпр}_{\Rightarrow}$ $IV_{14}\rightarrow E_1^5$	$\underline{Ж+Опр+Мт+Кв+Мпр+Пл}$ E_1^5
15	$\underline{Ж+Ол}_{\Rightarrow}$ $I_{15}\rightarrow II_{15}$	$\underline{Ж+(Ол\rightarrow Опр)}_{\Rightarrow}$ $II_{15}\rightarrow III_{15}$	$\underline{Ж+Опр+Мт}_{\Rightarrow}$ $III_{15}\rightarrow IV_{15}$	$\underline{Ж+Опр+Мт+Пл}_{\Rightarrow}$ $IV_{15}\rightarrow V_{15}$	$\underline{Ж+Опр+Мт+Пл+Кв}_{\Rightarrow}$ $IV_{15}\rightarrow E_1^5$	$\underline{Ж+Опр+Мт+Пл+Кв+Мпр}$ E_1^5
16	$\underline{Ж+Ол}_{\Rightarrow}$ $I_{16}\rightarrow II_{16}$	$\underline{Ж+(Ол\rightarrow Опр)}_{\Rightarrow}$ $II_{16}\rightarrow III_{16}$	$\underline{Ж+Опр+Мт}_{\Rightarrow}$ $III_{16}\rightarrow IV_{16}$	$\underline{Ж+Опр+Мт+Пл}_{\Rightarrow}$ $IV_{16}\rightarrow V_{16}$	$\underline{Ж+Опр+Мт+Пл+Мпр}_{\Rightarrow}$ $IV_{16}\rightarrow E_1^5$	$\underline{Ж+Опр+Мт+Пл+Мпр+Кв}$ E_1^5
17	$\underline{Ж+Ол}_{\Rightarrow}$ $I_{17}\rightarrow II_{17}$	$\underline{Ж+(Ол\rightarrow Опр)}_{\Rightarrow}$ $II_{17}\rightarrow III_{17}$	$\underline{Ж+Опр+Мт}_{\Rightarrow}$ $III_{17}\rightarrow IV_{16}$	$\underline{Ж+Опр+Мт+Мпр}_{\Rightarrow}$ $IV_{17}\rightarrow V_{17}$	$\underline{Ж+Опр+Мт+Мпр+Пл}_{\Rightarrow}$ $IV_{17}\rightarrow E_1^5$	$\underline{Ж+Опр+Мт+Мпр+Пл+Кв}$ E_1^5
18	$\underline{Ж+Ол}_{\Rightarrow}$ $I_{18}\rightarrow II_{18}$	$\underline{Ж+(Ол\rightarrow Опр)}_{\Rightarrow}$ $II_{18}\rightarrow III_{18}$	$\underline{Ж+Опр+Мт}_{\Rightarrow}$ $III_{18}\rightarrow IV_{18}$	$\underline{Ж+Опр+Мт+Мпр}_{\Rightarrow}$ $IV_{18}\rightarrow V_{18}$	$\underline{Ж+Опр+Мт+Мпр+Кв}_{\Rightarrow}$ $IV_{18}\rightarrow E_1^5$	$\underline{Ж+Опр+Мт+Мпр+Кв+Пл}$ E_1^5
19	$\underline{Ж+Ол}_{\Rightarrow}$ $I_{19}\rightarrow II_{19}$	$\underline{Ж+(Ол\rightarrow Опр)}_{\Rightarrow}$ $II_{19}\rightarrow III_{19}$	$\underline{Ж+Опр+Кв}_{\Rightarrow}$ $III_{19}\rightarrow IV_{19}$	$\underline{Ж+Опр+Кв+Пл}_{\Rightarrow}$ $IV_{19}\rightarrow V_{19}$	$\underline{Ж+Опр+Кв+Пл+Мпр}_{\Rightarrow}$ $IV_{19}\rightarrow E_1^5$	$\underline{Ж+Опр+Кв+Пл+Мпр+Мт}$ E_1^5
20	$\underline{Ж+Ол}_{\Rightarrow}$ $I_{20}\rightarrow II_{20}$	$\underline{Ж+(Ол\rightarrow Опр)}_{\Rightarrow}$ $II_{20}\rightarrow III_{20}$	$\underline{Ж+Опр+Кв}_{\Rightarrow}$ $III_{20}\rightarrow IV_{20}$	$\underline{Ж+Опр+Кв+Пл}_{\Rightarrow}$ $IV_{20}\rightarrow V_{20}$	$\underline{Ж+Опр+Кв+Пл+Мт}_{\Rightarrow}$ $IV_{20}\rightarrow E_1^5$	$\underline{Ж+Опр+Кв+Пл+Мт+Мпр}$ E_1^5
21	$\underline{Ж+Ол}_{\Rightarrow}$ $I_{21}\rightarrow II_{21}$	$\underline{Ж+Опр\pm Ол}_{\Rightarrow}$ $II_{21}\rightarrow III_{21}$	$\underline{Ж+Опр+Кв}_{\Rightarrow}$ $III_{21}\rightarrow IV_{21}$	$\underline{Ж+Опр+Кв+Мпр}_{\Rightarrow}$ $IV_{21}\rightarrow V_{21}$	$\underline{Ж+Опр+Кв+Мпр+Пл}_{\Rightarrow}$ $IV_{21}\rightarrow E_1^5$	$\underline{Ж+Опр+Кв+Мпр+Пл+Мт}$ E_1^5
22	$\underline{Ж+Ол}_{\Rightarrow}$ $I_{22}\rightarrow II_{22}$	$\underline{Ж+(Ол\rightarrow Опр)}_{\Rightarrow}$ $II_{22}\rightarrow III_{22}$	$\underline{Ж+Опр+Кв}_{\Rightarrow}$ $III_{22}\rightarrow IV_{22}$	$\underline{Ж+Опр+Кв+Мпр}_{\Rightarrow}$ $IV_{22}\rightarrow V_{22}$	$\underline{Ж+Опр+Кв+Мпр+Мт}_{\Rightarrow}$ $IV_{22}\rightarrow E_1^5$	$\underline{Ж+Опр+Кв+Мпр+Мт+Пл}$ E_1^5
23	$\underline{Ж+Ол}_{\Rightarrow}$ $I_{23}\rightarrow II_{23}$	$\underline{Ж+(Ол\rightarrow Опр)}_{\Rightarrow}$ $II_{23}\rightarrow III_{23}$	$\underline{Ж+Опр+Кв}_{\Rightarrow}$ $III_{23}\rightarrow IV_{23}$	$\underline{Ж+Опр+Кв+Мт}_{\Rightarrow}$ $IV_{23}\rightarrow V_{23}$	$\underline{Ж+Опр+Кв+Мт+Пл}_{\Rightarrow}$ $IV_{23}\rightarrow E_1^5$	$\underline{Ж+Опр+Кв+Мт+Пл+Мпр}$ E_1^5
24	$\underline{Ж+Ол}_{\Rightarrow}$ $I_{24}\rightarrow II_{24}$	$\underline{Ж+(Ол\rightarrow Опр)}_{\Rightarrow}$ $II_{24}\rightarrow II_{24}$	$\underline{Ж+Опр+Кв}_{\Rightarrow}$ $III_{24}\rightarrow IV_{24}$	$\underline{Ж+Опр+Кв+Мт}_{\Rightarrow}$ $IV_{24}\rightarrow V_{24}$	$\underline{Ж+Опр+Кв+Мт+Мпр}_{\Rightarrow}$ $IV_{24}\rightarrow E_1^5$	$\underline{Ж+Опр+Кв+Мт+Мпр+Пл}$ E_1^5

Таблица 4.11

Теоретические тренды кристаллизации магнезиально-железистых (f>22%) оливиннормативных расплавов в полной системе при котектическом выделении *(Ол+Опр)*

1	$\underline{Ж+Ол}_{\Rightarrow}$ $I_1 \rightarrow II_1$	$\underline{Ж+Ол+Опр}_{\Rightarrow}$ $II_1 \rightarrow III_1$	$\underline{Ж+Ол+Опр+Пл}_{\Rightarrow}$ $III_1 \rightarrow IV_1$	$\underline{Ж+Ол+Опр+Пл+Мпр}_{\Rightarrow}$ $IV_1 \rightarrow E_2^5$	$\underline{Ж+Ол+Опр+Пл+Мпр+Мт}$ E_2^5
2	$\underline{Ж+Ол}_{\Rightarrow}$ $I_2 \rightarrow II_2$	$\underline{Ж+Ол+Опр}_{\Rightarrow}$ $II_2 \rightarrow III_2$	$\underline{Ж+Ол+Опр+Пл}_{\Rightarrow}$ $III_2 \rightarrow IV_2$	$\underline{Ж+Ол+Опр+Пл+Мт}_{\Rightarrow}$ $IV_2 \rightarrow E_2^5$	$\underline{Ж+Ол+Опр+Пл+Мт+Мпр}$ E_2^5
3	$\underline{Ж+Ол}_{\Rightarrow}$ $I_3 \rightarrow II_3$	$\underline{Ж+Ол+Опр}_{\Rightarrow}$ $II_3 \rightarrow III_3$	$\underline{Ж+Ол+Опр+Мпр}_{\Rightarrow}$ $III_3 \rightarrow IV_3$	$\underline{Ж+Ол+Опр+Мпр+Пл}_{\Rightarrow}$ $IV_3 \rightarrow E_2^5$	$\underline{Ж+Ол+Опр+Мпр+Пл+Мт}$ E_2^5
4	$\underline{Ж+Ол}_{\Rightarrow}$ $I_4 \rightarrow II_4$	$\underline{Ж+Ол+Опр}_{\Rightarrow}$ $II_4 \rightarrow III_4$	$\underline{Ж+Ол+Опр+Мпр}_{\Rightarrow}$ $III_4 \rightarrow IV_4$	$\underline{Ж+Ол+Опр+Мпр+Мт}_{\Rightarrow}$ $IV_4 \rightarrow E_2^5$	$\underline{Ж+Ол+Опр+Мпр+Мт+Пл}$ E_2^5
5	$\underline{Ж+Ол}_{\Rightarrow}$ $I_5 \rightarrow II_5$	$\underline{Ж+Ол+Опр}_{\Rightarrow}$ $II_5 \rightarrow III_5$	$\underline{Ж+Ол+Опр+Мт}_{\Rightarrow}$ $III_5 \rightarrow IV_5$	$\underline{Ж+Ол+Опр+Мт+Пл}_{\Rightarrow}$ $IV_5 \rightarrow E_2^5$	$\underline{Ж+Ол+Опр+Мт+Пл+Мпр}$ E_2^5
6	$\underline{Ж+Ол}_{\Rightarrow}$ $I_6 \rightarrow II_6$	$\underline{Ж+Ол+Опр}_{\Rightarrow}$ $II_6 \rightarrow III_6$	$\underline{Ж+Ол+Опр+Мт}_{\Rightarrow}$ $III_6 \rightarrow IV_6$	$\underline{Ж+Ол+Опр+Мт+Мпр}_{\Rightarrow}$ $IV_6 \rightarrow E_2^5$	$\underline{Ж+Ол+Опр+Мт+Мпр+Пл}$ E_2^5

Далее рассмотрим тренды фракционной кристаллизации железо-магнезиальных ($f^{расп}_{норм}$>22%) исходных расплавов из объема *(Ж+Ол+Мпр)* ассоциации. Из анализа рис.3.18 следует, что поверхность *(Ж+Ол+Опр+Мпр)* отражает котектический тип фазового превращения, поэтому в объеме *(Ж+Ол+Мпр)* можно выделить только шесть секций, расплавы которых имеют различные тренды кристаллизации. Для составов с начальными параметрами $f^{расп}_{норм}$=40%, $an^{расп}_{норм}$=60% пакет трендов в символьной записи имеет вид, приведенный в табл.4.9. Как видим, все приведенные тренды заканчиваются в E_2^5 (рис.3.1в), т.е. они являются типично "толеитовыми", но при этом тренды 3 и 4 могут реализоваться как "феннеровские", поскольку при ранней кристаллизации ассоциации *(Мпр+Пл)* остаточные базитовые расплавы могут обогащаться железом.

И, наконец, проследим формирование трендов экзотических расплавов, соответствующих объему совместного выделения *(Ол+Опр)* или поверхности перитектической реакции между ними и расплавом. К сожалению, графически отобразить объем совместного существования *Ол* и *Опр* на базовой фазовой диаграмме полной "базальтовой" системы (рис.3.18) не представляется возможным. Тем не менее, используя этот рисунок и специальные приемы прослеживания трендов из объема кристаллизации одной твердой фазы в смежные объемы по аналогии с имеющимися другими трендами, в которых участвует эта фаза (см. раздел 3.4), можно записать тренды кристаллизации расплавов, вторичной фазой выделения которых является *Опр*.

Начнем с исходных расплавов с $f^{расп}_{норм}$<22%, когда *Опр* находится в перитектических соотношениях с *Ол* (табл.4.10). Как видим, все эти тренды заканчивают кристаллизацию в E_1^5.

Далее проследим тренды фракционной кристаллизации расплавов с исходной $f^{расп}_{норм}$>22%, когда *Ол* и *Опр* находятся в котектических соотношениях (табл.4.11). Разнообразие трендов таких расплавов небольшое и все они заканчиваются в E_2^5.

При идеальном фракционировании расплава для всех 30 трендов магнезиального пакета можно допустить возможность "проскакивания" $T^1_{инв}$-*(Ж+Мт+Пл+Кв+Мпр+Ол+Опр)*, $T^2_{инв}$-*(Ж+Мт+Пл+Кв+Ол+Мпр+Fe-Во$_{тв.р.}$)* с окончанием кристаллизации в $E^5_{гр}$-*(Ж+Мт+ Аб+ Кв+ Фа+Fe-Во$_{тв.р}$)*. Аналогично для исходных расплавов магнезиально-железистого пакета допускаются "проскоки" сквозь S^5-*(Ж+Мт+Пл+Опр)*, E_1^5, $T^1_{инв}$, $T^2_{инв}$ с завершением кристаллизации в $E^5_{гр}$.

Очевидно, что приведенных примеров модельных трендов достаточно, чтобы показать исключительно большую роль исходных

составов расплавов (магм) в образовании огромного многообразия породных серий при условии постоянства общего состава. Среди различных параметров состава наиболее существенное влияние на тренды кристаллизации оказывает $f^{расп}_{норм}$, от которой зависит как тип фазового превращения с участием *Ол* и *Опр*, так и возможность для оливиннормативного расплава покидать "свою" систему.

Вторым по значению фактором является отношение *Пл/(Мпр+Мт)*, поскольку котектическая поверхность их совместного выделения изменяет свое положение с изменением железистости пироксена и номера плагиоклаза. С уменьшением номера плагиоклаза происходит расширение объемов кристаллизации магнетита и клинопироксена. В результате этого изобарическая поверхность совместного существования фазовой ассоциации *(Ол+Опр+Пл+Мпр+Мт+Ж)* (точка в сдвоенных изоплетических сечениях) при низких значениях $f^{расп}_{норм}$ и высоком номере плагиоклаза имеет перитектический тип фазового превращения - *(Опр+Мпр+Пл+Мт=Ж+Ол)*, при средних значениях $f^{расп}_{норм}$ и номера плагиоклаза - эвтектический - *(Опр+Мпр+Пл+Мт+Ол=Ж)*, а при высоких значениях $f^{расп}_{норм}$ и низких $an^{расп}_{норм}$ - снова перитектический.

Указанные особенности диаграммы состояния "базитовой" системы, естественно, определяют и характер фракционной кристаллизации расплавов. Как показано на рассмотренных возможных пакетах трендов, среди них преобладают смешанные тренды, а идеальные "боуэновские" и "феннеровские" тренды представляются менее распространенными, при этом последний тип вообще представляет собой частный случай "толеитового" тренда.

Итак, приходится констатировать, что заключение Осборна о том, что в результате фракционной кристаллизации из любой смеси при постоянном общем составе может образоваться только дифференциат с высоким содержанием окислов железа, в полной мере справедливо лишь для системы MgO-FeO-Fe_2O_3-SiO_2 и для части системы MgO-FeO-Fe_2O_3-SiO_2-*Ан*, но совершенно не приложима к системам с *Аб*.

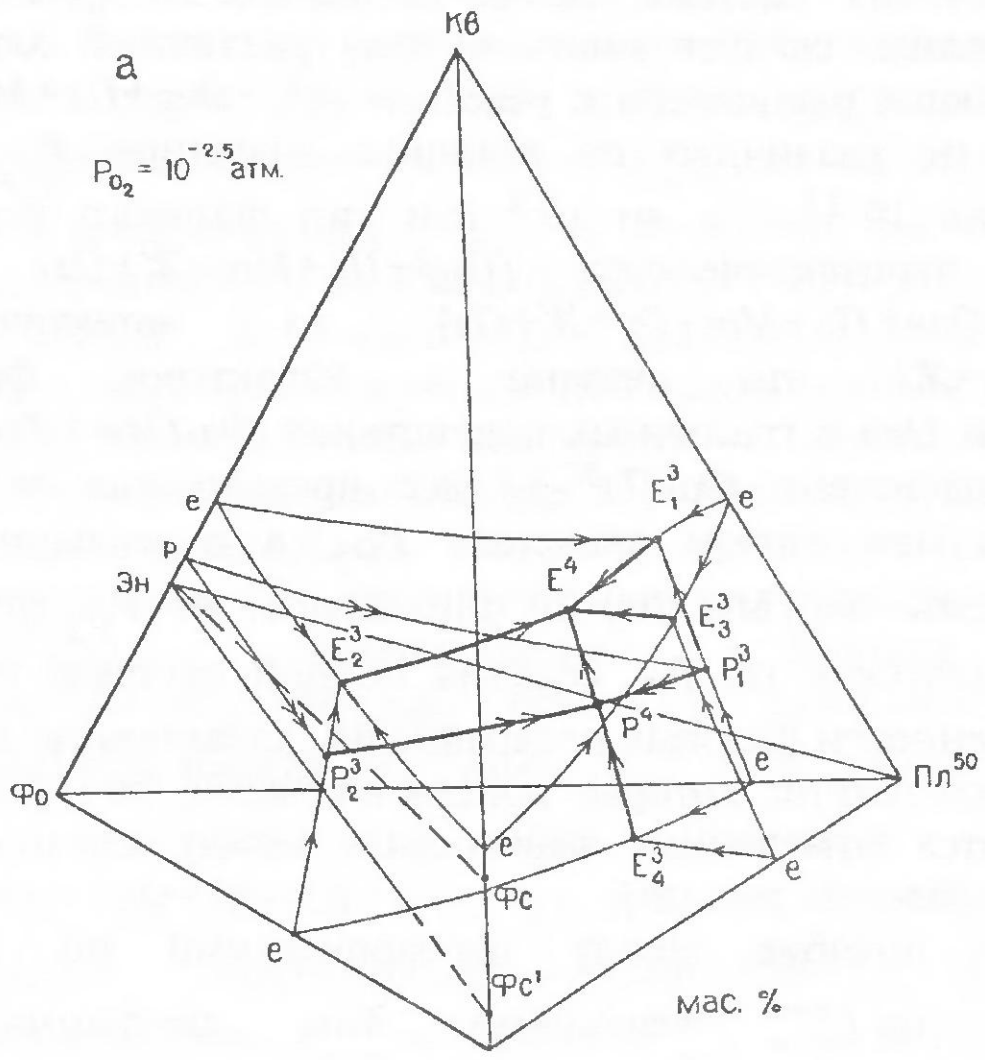
4.2.4. *Тренды фракционной кристаллизации оливиннормативных расплавов при постоянном парциальном давлении кислорода*

Для заданных условий не представляется возможным построить трехмерные необходимые изоплеты полной системы, поэтому для того, чтобы показать и пояснить тренды кристаллизации придется ограничиться частной системой *Аб-Ан-Фо-Фа-Мт-Кв-*H_2O. Учитывая требования наглядности, использованы изобарические сечения упрощенных фазовых диаграмм системы *Фо-Фа-Мт-Кв* (рис.3.6в), к которым добавлен *Пл*, что позволило получить изобаро-

изоплетические сечения системы *Аб-Ан-Фо-Фа-Мт-Кв* (рис.4.18 и 4.19). При их анализе следует иметь в виду различный характер границ, отображающих равновесия с участием *(Ол+Опр+Пл+Мт+Ж)* при постоянных, но различных по величине значениях P_{O_2}. При переходе от уровня $10^{-2.5}$ атм до 10^{-9} атм тип фазового перехода изменяется от перитектического *(Опр+Пл+Мт=Ж+Ол)* через сингулярное *(Опр+Пл+Мт+Ол=Ж+Ол)* до эвтектического *(Опр+Пл+Мт+Ол=Ж)*, что связано с характером фазовых превращений *Ол* и *Опр* в граничных подсистемах *Фо-(Мт+Фа)-Кв* и *Фо-Пл*^{50}*-Кв*. В подсистеме *Фо-Пл*^{50}*-Кв* все превращения остаются перитектическими при любом значении P_{O_2}, а в изобарических сечениях подсистемы *Фо-(Мт-Фа)-Кв* они зависят от P_{O_2} (рис.3.6). Поскольку изобарические по P_{O_2} сечения полной системы должны отражать все особенности фазовых превращений, характерные для той части диаграммы состояния, которые попали в сечение, то и в полной системе сохраняется отмеченная взаимосвязь между кислородным режимом и типом разовых реакций.

Существует подобие между изобарическими по P_{O_2} и изоплетическими по $f^{расп}_{норм}$ сечениями. Так, диаграмма при $P_{O_2}=10^{-2.5}$ атм (рис.4.18а) имеет сходство с изоплетическим сечением $f^{расп}_{норм}<20\%$ той же системы (рис.3.17 и 4.10), и поэтому начало трендов кристаллизации расплавов соответствующих объемов диаграммы до попадания в "нонвариантные" точки будут сходными. Кроме того, напомним, что в равновесиях, в которых участвуют магнетит и темноцветные минералы, железистость как расплава, так и этих минералов должна быть постоянной (рис.3.6г). Поэтому в "нонвариантной" точке расплав, согласно условию, сохраняет постоянное соотношение *Mg* и Fe^{2+}, но отношение *Аб/Ан* может при этом изменяться в зависимости от степени фракционирования.

С учетом указанных особенностей теоретические тренды фракционной кристаллизации при $P_{O_2}=10^{-2.5}$ атм исходных расплавов, попадающих в различные части объема первичного выделения оливина, могут быть сведены к 12 трендам, представленным в табл.4.12. Отличие приведенных трендов от описанных в разделе 4.2.2. заключается в том, что эти тренды при любой степени фракционирования будут заканчивать кристаллизацию в E_1^4. Форма трендов расплавов на диаграмме F-SiO_2 в зависимости от исходного состава расплава и порядка кристаллизации минералов будет иметь вид либо плавно изгибающейся кривой, либо сложной линии с четко выраженным коленообразным изгибом. Подчеркнем, что этот коленообразный изгиб, как правило, не связан с началом выделения магнетита. Аналогичную форму имеют тренды кристаллизатов. Коленообразный изгиб на них определенно связан с



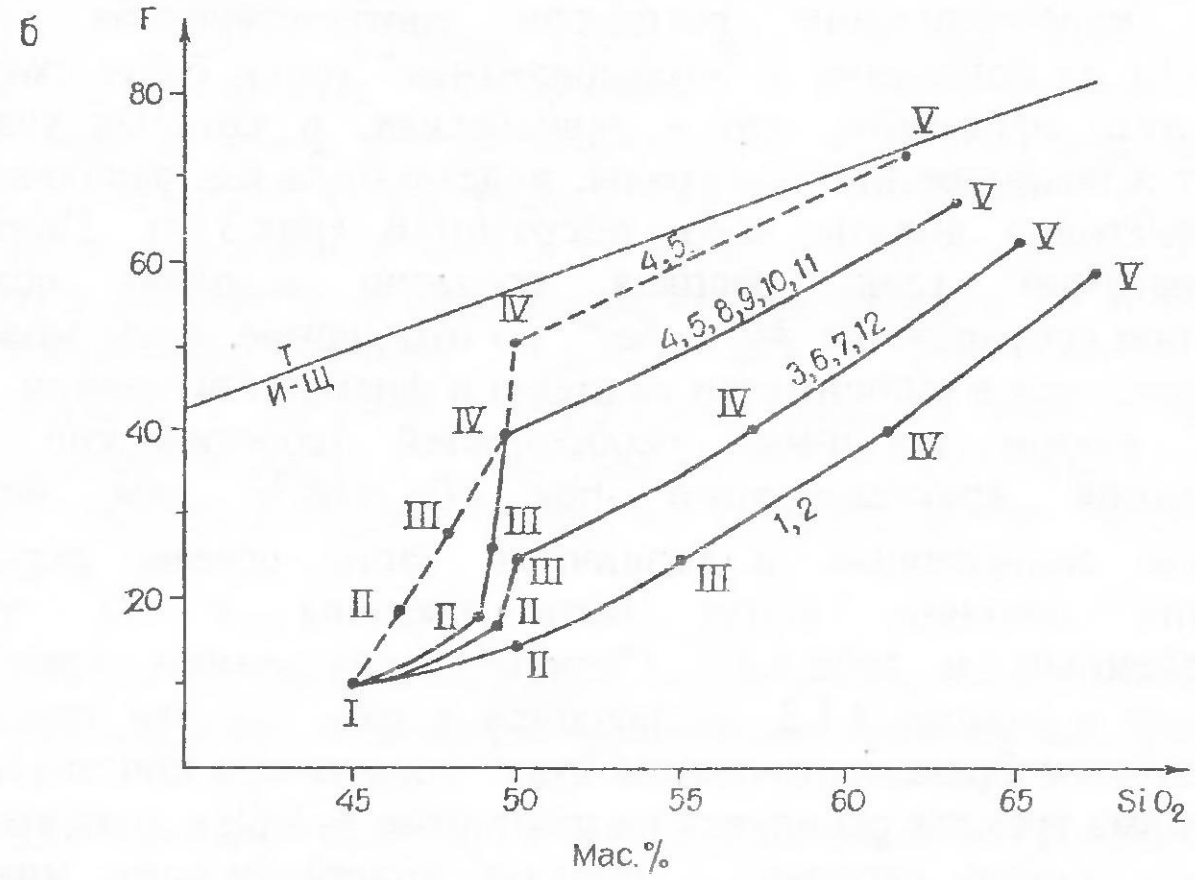


Рис.4.18. Изобарическое сечение по $P_{O_2}=10^{-2..5}$бар изоплеты по $an^{норм}_{расп}=50\%$ системы Аб-Ан-Фо-Фа-Мт-Кв (а) и положение трендов изменения составов кристаллизатов на диаграмме F-SiO_2 (б)

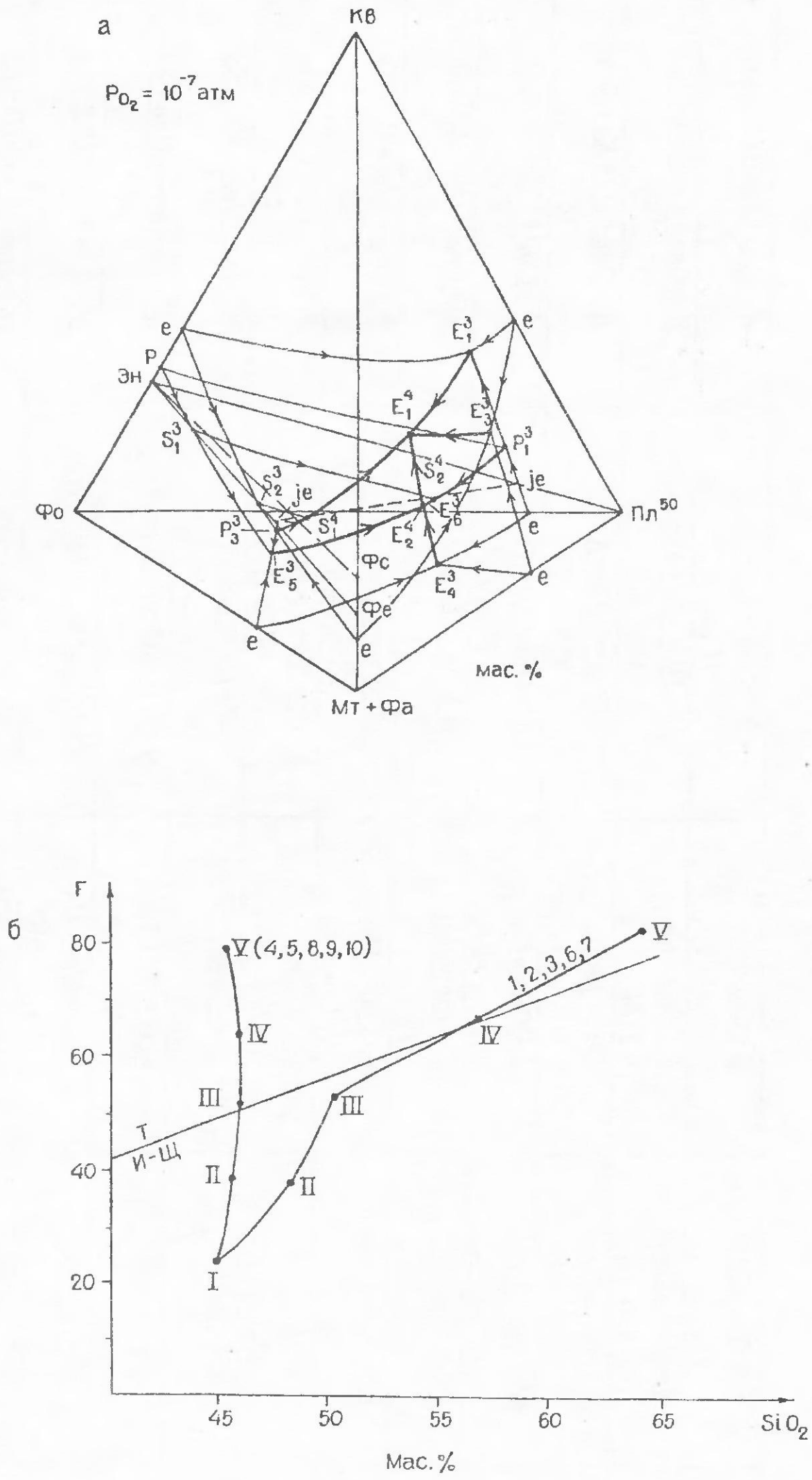


Рис.4.19. Изобарическое сечение по $P_{O_2}=10^{-7}$бар изоплеты по $an^{норм}_{расп}=50\%$ системы Аб-Ан-Фо-Фа-Мт-Кв (а) и положение трендов изменения составов кристаллизатов на диаграмме $F\text{-}SiO_2$ (б)

Таблица 4.12

Теоретические тренды кристаллизации оливиннормативных расплавов в системе без *Mnp* при постоянном $P_{O_2}=10^{-2,5}$ *бар*

1	$\underline{Ж+Ол}\Rightarrow$ $I_1 \rightarrow II_1$	$\underline{Ж+(Ол\rightarrow Опр)}\Rightarrow$ $II_1 \rightarrow III_1$	$\underline{Ж+Опр+Кв}\Rightarrow$ $III_1 \rightarrow IV_1$	$\underline{Ж+Опр+Кв+Пл}\Rightarrow$ $IV_1 \rightarrow E_1^4$	$\underline{Ж+Опр+Кв+Пл+Мт}$ E_1^4
2	$\underline{Ж+Ол}\Rightarrow$ $I_2 \rightarrow II_2$	$\underline{Ж+(Ол\rightarrow Опр)}\Rightarrow$ $II_2 \rightarrow III_2$	$\underline{Ж+Опр+Кв}\Rightarrow$ $III_2 \rightarrow IV_2$	$\underline{Ж+Опр+Кв+Мт}\Rightarrow$ $IV_2 \rightarrow E_1^4$	$\underline{Ж+Опр+Кв+Мт+Пл}$ E_1^4
3	$\underline{Ж+Ол}\Rightarrow$ $I_3 \rightarrow II_3$	$\underline{Ж+(Ол\rightarrow Опр)}\Rightarrow$ $II_3 \rightarrow III_3$	$\underline{Ж+Опр+Пл}\Rightarrow$ $III_3 \rightarrow IV_3$	$\underline{Ж+Опр+Пл+Кв}\Rightarrow$ $IV_3 \rightarrow E_1^4$	$\underline{Ж+Опр+Пл+Кв+Мт}$ E_1^4
4	$\underline{Ж+Ол}\Rightarrow$ $I_4 \rightarrow II_4$	$\underline{Ж+(Ол\rightarrow Опр)}\Rightarrow$ $II_4 \rightarrow III_4$	$\underline{Ж+Опр+Пл}\Rightarrow$ $III_4 \rightarrow IV_4$	$\underline{Ж+Опр+Пл+Мт}\Rightarrow$ $IV_4 \rightarrow E_1^4$	$\underline{Ж+Опр+Пл+Мт+Кв}$ E_1^4
5	$\underline{Ж+Ол}\Rightarrow$ $I_5 \rightarrow II_5$	$\underline{Ж+(Ол\rightarrow Опр)}\Rightarrow$ $II_5 \rightarrow III_5$	$\underline{Ж+Опр+Мт}\Rightarrow$ $III_5 \rightarrow IV_5$	$\underline{Ж+Опр+Мт+Пл}\Rightarrow$ $IV_5 \rightarrow E_1^4$	$\underline{Ж+Опр+Мт+Пл+Кв}$ E_1^4
6	$\underline{Ж+Ол}\Rightarrow$ $I_6 \rightarrow II_6$	$\underline{Ж+(Ол\rightarrow Опр)}\Rightarrow$ $II_6 \rightarrow III_6$	$\underline{Ж+Опр+Мт}\Rightarrow$ $III_6 \rightarrow IV_6$	$\underline{Ж+Опр+Мт+Кв}\Rightarrow$ $IV_6 \rightarrow E_1^4$	$\underline{Ж+Опр+Мт+Кв+Пл}$ E_1^4
7	$\underline{Ж+Ол}\Rightarrow$ $I_7 \rightarrow II_7$	$\underline{Ж+Ол+Пл}\Rightarrow$ $II_7 \rightarrow III_7$	$\underline{Ж+(Ол\rightarrow Опр)+Пл}\Rightarrow$ $III_7 \rightarrow IV_7$	$\underline{Ж+Пл+Опр+Кв}\Rightarrow$ $IV_7 \rightarrow E_1^4$	$\underline{Ж+Пл+Опр+Кв+Мт}$ E_1^4
8	$\underline{Ж+Ол}\Rightarrow$ $I_8 \rightarrow II_8$	$\underline{Ж+Ол+Пл}\Rightarrow$ $II_8 \rightarrow III_8$	$\underline{Ж+(Ол\rightarrow Опр)+Пл}\Rightarrow$ $III_8 \rightarrow IV_8$	$\underline{Ж+Пл+Опр+Мт}\Rightarrow$ $IV_8 \rightarrow E_1^4$	$\underline{Ж+Пл+Опр+Мт+Кв}$ E_1^4
9	$\underline{Ж+Ол}\Rightarrow$ $I_9 \rightarrow II_9$	$\underline{Ж+Ол+Пл}\Rightarrow$ $II_9 \rightarrow III_9$	$\underline{Ж+Ол+Пл+Мт}\Rightarrow$ $III_9 \rightarrow P_1^4$	$\underline{Ж+(Ол\rightarrow Опр)+Пл+Мт}\Rightarrow$ $P_1^4 \rightarrow E_1^4$	$\underline{Ж+Пл+Мт+Опр+Кв}$ E_1^4
10	$\underline{Ж+Ол}\Rightarrow$ $I_{10} \rightarrow II_{10}$	$\underline{Ж+Ол+Мт}\Rightarrow$ $II_{10} \rightarrow III_{10}$	$\underline{Ж+Ол+Мт+Пл}\Rightarrow$ $III_{10} \rightarrow P_1^4$	$\underline{Ж+(Ол\rightarrow Опр)+Мт+Пл}\Rightarrow$ $P_1^4 \rightarrow E_1^4$	$\underline{Ж+Мт+Пл+Опр+Кв}$ E_1^4
11	$\underline{Ж+Ол}\Rightarrow$ $I_{11} \rightarrow II_{11}$	$\underline{Ж+Ол+Мт}\Rightarrow$ $II_{11} \rightarrow III_{11}$	$\underline{Ж+(Ол\rightarrow Опр)+Мт}\Rightarrow$ $III_{11} \rightarrow IV_{11}$	$\underline{Ж+Мт+Опр+Пл}\Rightarrow$ $IV_{11} \rightarrow E_1^4$	$\underline{Ж+Мт+Опр+Пл+Кв}$ E_1^4
12	$\underline{Ж+Ол}\Rightarrow$ $I_{12} \rightarrow II_{12}$	$\underline{Ж+Ол+Мт}\Rightarrow$ $II_{12} \rightarrow III_{12}$	$\underline{Ж+(Ол\rightarrow Опр)+Мт}\Rightarrow$ $III_{12} \rightarrow IV_{12}$	$\underline{Ж+Мт+Опр+Кв}\Rightarrow$ $IV_{12} \rightarrow E_1^4$	$\underline{Ж+Мт+Опр+Кв+Пл}$ E_1^4

Таблица 4.13

Теоретические тренды кристаллизации оливиннормативных расплавов в системе без *Mnp* при постоянном $P_{O_2}=10^{-7}$*бар*

1	$\underline{Ж+Ол}\Rightarrow$ $I_1 \rightarrow II_1$	$\underline{Ж+(Ол\rightarrow Опр)}\Rightarrow$ $II_1 \rightarrow III_1$	$\underline{Ж+Опр+Кв}\Rightarrow$ $III_1 \rightarrow IV_1$	$\underline{Ж+Опр+Кв+Пл}\Rightarrow$ $IV_1 \rightarrow E_1^4$	$\underline{Ж+Опр+Кв+Пл+Мт}$ E_1^4
2	$\underline{Ж+Ол}\Rightarrow$ $I_2 \rightarrow II_2$	$\underline{Ж+(Ол\rightarrow Опр)}\Rightarrow$ $II_2 \rightarrow III_2$	$\underline{Ж+Опр+Пл}\Rightarrow$ $III_2 \rightarrow IV_2$	$\underline{Ж+Опр+Пл+Кв}\Rightarrow$ $IV_2 \rightarrow E_1^4$	$\underline{Ж+Опр+Пл+Кв+Мт}$ E_1^4
3	$\underline{Ж+Ол}\Rightarrow$ $I_3 \rightarrow II_3$	$\underline{Ж+(Ол\rightarrow Опр)}\Rightarrow$ $II_3 \rightarrow III_3$	$\underline{Ж+Опр+Пл}\Rightarrow$ $III_3 \rightarrow IV_3$	$\underline{Ж+Опр+Пл+Мт}\Rightarrow$ $IV_3 \rightarrow E_1^4$	$\underline{Ж+Опр+Пл+Мт+Кв}$ E_1^4
4	$\underline{Ж+Ол}\Rightarrow$ $I_4 \rightarrow II_4$	$\underline{Ж+Ол+Опр}\Rightarrow$ $II_4 \rightarrow III_4$	$\underline{Ж+Ол+Опр+Пл}\Rightarrow$ $III_4 \rightarrow E_2^4$	$\underline{Ж+Ол+Опр+Пл+Мт}$ E_2^4	
5	$\underline{Ж+Ол}\Rightarrow$ $I_5 \rightarrow II_5$	$\underline{Ж+Ол+Опр}\Rightarrow$ $II_5 \rightarrow III_5$	$\underline{Ж+Ол+Опр+Мт}\Rightarrow$ $III_5 \rightarrow E_2^4$	$\underline{Ж+Ол+Опр+Мт+Пл}$ E_2^4	
6	$\underline{Ж+Ол}\Rightarrow$ $I_6 \rightarrow II_6$	$\underline{Ж+Ол+Пл}\Rightarrow$ $II_6 \rightarrow III_6$	$\underline{Ж+(Ол\rightarrow Опр)+Пл}\Rightarrow$ $III_6 \rightarrow IV_6$	$\underline{Ж+Пл+Опр+Кв}\Rightarrow$ $IV_6 \rightarrow E_1^4$	$\underline{Ж+Пл+Опр+Кв+Мт}$ E_1^4
7	$\underline{Ж+Ол}\Rightarrow$ $I_7 \rightarrow II_7$	$\underline{Ж+Ол+Пл}\Rightarrow$ $II_7 \rightarrow III_7$	$\underline{Ж+(Ол\rightarrow Опр)+Пл}\Rightarrow$ $III_7 \rightarrow IV_7$	$\underline{Ж+Пл+Опр+Мт}\Rightarrow$ $IV_7 \rightarrow E_1^4$	$\underline{Ж+Пл+Опр+Мт+Кв}$ E_1^4
8	$\underline{Ж+Ол}\Rightarrow$ $I_8 \rightarrow II_8$	$\underline{Ж+Ол+Пл}\Rightarrow$ $II_8 \rightarrow III_8$	$\underline{Ж+Ол+Пл+Мт}\Rightarrow$ $III_8 \rightarrow E_2^4$	$\underline{Ж+Ол+Пл+Мт+Опр}$ E_2^4	
9	$\underline{Ж+Ол}\Rightarrow$ $I_9 \rightarrow II_9$	$\underline{Ж+Ол+Мт}\Rightarrow$ $II_9 \rightarrow III_9$	$\underline{Ж+Ол+Мт+Опр}\Rightarrow$ $III_9 \rightarrow E_2^4$	$\underline{Ж+Ол+Мт+Опр+Пл}$ E_2^4	
10	$\underline{Ж+Ол}\Rightarrow$ $I_{10} \rightarrow II_{10}$	$\underline{Ж+Ол+Мт}\Rightarrow$ $II_{10} \rightarrow III_{10}$	$\underline{Ж+Ол+Мт+Пл}\Rightarrow$ $III_{10} \rightarrow E_1^4$	$\underline{Ж+Ол+Мт+Пл+Опр}$ E_2^4	

появлением в кристаллизатах кварца (рис.4.18б). Сходные тренды дифференциации будут и при $P_{O_2}=10^{-4.5}$ атм, поскольку фазовая диаграмма при этих условиях незначительно отличается от предыдущей.

Более сложная картина трендов дифференциации в этой системе может возникнуть при $P_{O_2}=10^{-7}$атм, когда фазовая ассоциация *(Ол+Опр+Пл+Мт+Ж)* характеризуется эвтектическими превращениями. Как показано на рис.4.19а, часть поверхности *(Ол+Опр+Ж)*, примыкающей к объему кристаллизации *Пл*, отражает в этом случае перитектические взаимоотношения *Ол* и *Опр*, а другая часть - эвтектические. Тип фазового превращения в нонвариантной точке и возможность попадания в нее расплава определяются ди- и моновариантными элементами диаграммы. Когда расплав, выделяя *Ол*, попадает на перитектическую часть поверхности *(Ол+Опр+Ж)*, то, в зависимости от концентрационных соотношений всех компонентов, возможны три тренда фракционной кристаллизации, приведенные под №1, 2, 3 в табл.4.13. Когда же расплав попадает на котектическую часть той же поверхности, то будут образовываться тренды типа 4 и 5 из табл.4.13. Соответственно, если расплав, выделяя *Ол*, попадает на поверхность *(Ол+Пл+Ж)* или *(Ол+Мт+Ж)*, то образуются тренды 6-10 из табл.4.13. Как видим, при $P_{O_2}=10^{-7}$ атм. дифференциация при фракционной кристаллизации может проходить как по "боуэновскому", так и по "феннеровскому" трендам в зависимости от исходного состава расплава.

При прослеживании трендов кристаллизации конкретных природных серий необходимо учитывать следующую важную особенность системы. Изменение состава плагиоклаза в процессе кристаллизации существенно не повлияет на направление тренда, если расплав попадает на котектику *(Ол+Мт+Пл+Ж)* со стороны *Мт*, однако при подходе к котектике со стороны *Пл* вследствие раскисления последнего может измениться положение "нонвариантной" точки с фазовой ассоциацией *(Ол+Опр+Пл+Мт+Ж)* и, соответственно, изменится тип фазового превращения в ней с эвтектического на перитектический.

Характер кривых теоретических породных серий, заканчивающих кристаллизацию в E_1^4, на графике $F\text{-}SiO_2$ будет соответствовать "известково-щелочному" тренду, а заканчивающих кристаллизацию в E_2^4 - "толеитовому" (рис.4.19б).

Изобарическое сечение при $P_{O_2}=10^{-9.0}$ атм имеет топологическое сходство с предыдущим сечением и поэтому их тренды кристаллизации расплавов также во многом будут сходными, несмотря на определенные усложнения в топологии со стороны объема кристаллизации *Мт* (рис.3.6в).

Добавление *Ди* и *Гед* в систему *Аб-Ан-Фо-Фа-Мт-Кв-*H_2O вряд ли существенно повлияет на тренды дифференциации

оливиннормативных расплавов, поскольку в подсистеме *Фо-Фа-Кв* прибавка *Ди* и *Гед* миналов практически не меняет типы фазовых превращений. К сожалению, показать это на изобарической диаграмме полной системы не представляется возможным из-за ограниченности трехмерного пространства.

Приведенных примеров, по-видимому, достаточно, чтобы подтвердить мысль о том, что на тренды дифференциации базальтоидных расплавов влияет не только величина P_{O_2}, как полагал Осборн, но и состав исходного расплава.

4.2.5. Теоретические тренды и природные магматические серии

Рассмотрение теоретических трендов кристаллизации оливиннормативных расплавов с использованием изоплет системы *Аб-Ан-Фо-Фа-Ди-Гед-Мт-Кв-*H_2O и учетом их главных тенденций изменения, как функций полной диаграммы состояния системы при P_{H_2O}*<1000 бар* (т.е. до появления на ликвидусе амфибола), позволяет заключить, что тренды дифференциации базальтовых и пикритовых магм определяются, прежде всего, исходным составом расплава. Именно от него зависят как начальные значения главных петрохимических параметров: $f^{расп}_{норм}$, $an^{расп}_{норм}$, *Пл/(Мпр+Мт)*, так и порядок кристаллизации минералов. Внешние же факторы, важнейшими из которых являются скорость потери тепла (скорость кристаллизации), степень окисления железа и степень фракционирования, усложняют "естественное" направление дифференциации. Кислородный режим влияет на тренды дифференциации опосредованно через $f^{расп}_{норм}$. Осборн и его последователи, возведя эти частные случаи в ранг универсального правила, сильно преувеличили роль кислородного режима в формировании серий магматических пород.

Накопление железа при фракционной кристаллизации (феннеровский тренд) может происходить только при достаточно высоком значении $f^{расп}_{норм}$ (≥20%) исходного расплава и определенном порядке кристаллизации: *Ол→(Ол+Пл)→(Ол+Пл+Мпр)→(Ол+Пл+Мпр+Опр)*. При других исходных составах расплавов и порядке кристаллизации практически исключается накопление железа в конечных продуктах дифференциации. По боуэновскому тренду дифференцируют расплавы с низким значением $f^{расп}_{норм}$ и следующем порядке кристаллизации: *Ол→(Опр±Ол)→(Опр+Пл)→(Опр+Пл+Мпр)→(Опр+Пл+Мпр+Кв)*. Все остальные варианты трендов, которые в природе встречаются чаще, будут отличаться как от чисто феннеровского, так и от идеального боуэновского.

Отождествив понятия "кристаллизат" и "плутоническая горная порода", абстрагируясь от экзотических частностей и не учитывая для

упрощения присутствие или отсутствие магнетита, все многообразие рассмотренных трендов кристаллизатов можно сгруппировать в шесть главных трендов изменения составов плутонических ультраосновных-основных пород. Очевидно, правомерно природные эпигенетические ряды, соответствующие данным 6 модельным трендам, рассматривать как главные типы плутонических ультрабазит-базитовых серий.

Все тренды-серии начинаются с оливинитов и заканчиваются габбро-норитами (оливиновыми и безоливиновыми), т.е. их исходные расплавы в изоплете попадают в объем выделения оливина, а заканчивают кристаллизацию в (оливин)-габбро-норитовой котектике. Различие трендов определяется тем, что средние этапы кристаллизации расплавов имеют свои тренды в зависимости от того, на какую поверхность вторичной кристаллизации попадает расплав из объема оливина: *(Ол-Опр), (Ол-Пл), (Ол-Мпр)*. Поэтому в названии трендов-серий ультраосновных-основных пород достаточно указывать название пород вторичной и третичной стадии кристаллизации.

Предлагается следующая номенклатура главных трендов-серий:

№ пп.	Тип тренда	Полный набор пород	Порядок кристаллизации
1	Гарцбургит-норитовый	*Оливинит (дунит) → гарцбургит → оливиновый норит → оливиновый габбро-норит*	*Ол→(Ол+Опр)→(Ол+Опр+Пл)→(Ол+Опр+Пл+Мпр)*
2	Гарцбургит - вебстеритовый (клинопироксенитовый)	*Оливинит (дунит) → гарцбургит → вебстерит (клинопироксенит) → оливиновый габбро-норит*	*Ол→(Ол+Опр)→(Ол+Опр+Мпр)→(Ол+Опр+Мпр+Пл)*
3	Троктолит-норитовый	*Оливинит (дунит) → троктолит → оливиновый норит → оливиновый габбро-норит*	*Ол→(Ол+Пл)→(Ол+Пл+Опр)→(Ол+Пл+Опр+Мпр)*
4	Троктолит-габбровый	*Оливинит (дунит) → троктолит → оливиновое габбро → оливиновый габбро-норит*	*Ол→(Ол+Пл)→(Ол+Пл+Мпр)→(Ол+Пл+Мпр+Опр)*
5	Верлит (клинопироксенит) - габбровый	*Оливинит (дунит) → верлит (клинопироксенит) → оливиновое габбро → оливиновый габбро-норит*	*Ол→(Ол+Мпр)→(Ол+Мпр+Пл)→(Ол+Мпр+Пл+Опр)*
6	Верлит (клинопироксенит) - вебстеритовый	*Оливинит (дунит) → верлит (клинопироксенит) → вебстерит → оливиновый габбро-норит*	*Ол→(Ол+Мпр)→(Ол+Мпр+Опр)→(Ол+Мпр+Опр+Пл)*

Перечисленные тренды реализуются в тех случаях, когда в момент достижения оливин-габбро-норитовой котектики остаточный расплав будет иметь $f_{норм}^{расп} \geq 20\%$.

Геометрические образы выделенных трендов-серий на диаграмме $F\text{-}SiO_2$ могут совпадать с образами идеальных или комбинированных трендов феннеровского и боуэновского типов, однако следует помнить, что последние относятся к нисходящим рядам расплавов и вулканитов (смесям расплавов и кристаллизатов), а плутонические тренды-серии - это ряды минеральных парагенезисов. Троктолит-габбровая серия подобна "феннеровскому" тренду, на ее примере особенно ярко видно, что главной причиной вытянутости тренда субпараллельно оси *F* является, конечно же, состав исходного расплава, определяющего такой порядок выделения минералов, который и приводит к накоплению железа в конечных продуктах кристаллизации (см. выше).

В зависимости от составов исходных расплавов все рассмотренные тренды могут "сокращаться" и "растягиваться". Сокращение трендов, естественно, связано с выпадением (или отсутствием) тех или иных членов дифференцированного ряда пород. Причины этого могут быть различные: "сдвиг" состава исходного расплава в ту или иную сторону, изменение степени фракционирования и степени окисления железа и т.д. Растянутые тренды образуются тогда, когда $f_{норм}^{расп}$ расплава в оливиновой габбро-норитовой котектике будет меньше 20%, и характеризуются следующим порядком выделения минералов и соответствующим набором пород:

1. *Ол→(Опр±Ол)→(Опр+Пл)→(Опр+Пл+Мпр)→(Опр+Пл+Мпр+Кв)*
2. *Ол→(Опр±Ол)→(Опр+Мпр)→(Опр+Мпр+Пл)→(Опр+Мпр+Пл+Кв)*
3. *Ол→(Ол+Пл)→(Пл+Опр±Ол)→(Пл+Опр+Мпр)→(Пл+Опр+Мпр+Кв)*
4. *Ол→(Ол+Пл)→(Ол+Пл+Мпр)→(Пл+Мпр+Опр±Ол)→(Пл+Мпр+Опр)→(Пл+Мпр+Опр+Кв)*
5. *Ол→(Ол+Мпр)→(Ол+Мпр+Пл)→(Мпр+Пл+Опр±Ол)→(Мпр+Пл+Опр)→(Мпр+Пл+Опр+Кв)*
6. *Ол→(Ол+Мпр)→(Мпр+Опр±Ол)→(Мпр+Опр+Пл)→(Мпр+Опр+Пл+Кв).*

Установленную зависимость трендов дифференциации от составов исходных расплавов можно использовать при решении обратной задачи: по тренду дифференцированного ряда пород оценить состав исходного расплава. При этом следует учитывать, что одна часть пород, за исключением мономинеральных, имеет "свои" топологические элементы диаграммы (поверхности, линии, точки), что отличает их определенным соотношением минералов. Другая же часть пород не имеет строгого положения на диаграмме состояния.

Они характеризуются довольно "растянутым" минеральным составом и чаще всего их образование связано с аккумуляцией составляющих фаз. К первой группе пород относятся: оливиновые вебстериты (ближе к оливиновым клинопироксенитам), оливиновые клинопироксениты, вебстериты (ближе к клинопироксенитам), оливиновые лейконориты, лейконориты, лейкократовые габбро-нориты (ближе к лейкогаббро), оливиновые лейкогаббро-нориты, габбро, оливиновые габбро, лейкократовые троктолиты и амфиболовые габбро. Остальные "основные" и "ультраосновные" плутонические породы следует относить ко второй группе.

Более подробный анализ корреляции теоретических трендов расплавов и природных вулканических серий приведен в разделе 6.1 настоящей монографии. Здесь же ограничимся изложением лишь одного заключения, имеющего принципиальные значения для объяснения происхождения вулканитов марианит-бонинитовой серии. Анализ описанных трендов позволяет предложить оригинальную петрологическую модель генерации бонинит-марианитовых магм, альтернативную изложенной в сводке (Магматические..., 1987б).

Согласно последней, магмы близкого к марианитам состава могут быть получены при сравнительно невысоких давлениях (≈10 кбар) и степенях плавления мантийных лерцолитов (до 50%) в поле равновесия жидкости с оливином и ортопироксеном даже при отсутствии летучих компонентов. Такое заключение лишь до некоторой степени согласуется с фазовой диаграммой системы *Ан-Фо-Ди-Кв* (рис.4.2). На интервале *P*=7-25 кбар в ней имеется перитектическое равновесие *(Шп+Ди+Эн=Ж+Фо)*, к которому примыкает перитектическая поверхность *(Эн=Ж)* (см. изобарическое сечение при 15 кбар на рис.4.2). Следовательно, при температуре, значительно превышающей ликвидусную температуру указанного равновесия, в верхней мантии вначале произойдет выплавление мелабазальтового состава, до израсходования *Шп* и *Ди*, а дальше состав расплава, скользя по перитектической части поверхности *(Фо+Эн+Ж)*, будет обогащаться этими компонентами и приближаться к марианитовым магмам. Но с переходом указанной поверхности в объем системы *Эн-Фо-Ди-Ан* состав расплава будет становиться близким к меланоритам и далее - к оливиновым меланоритам, а при 50%-й степени плавления расплав будет отвечать пикрито-базальтам, но не марианитам.

Таким образом, при отсутствии летучих и *P*≈10 кбар имеется ограниченная возможность генерации первичных марианитовых расплавов и только высококальциевого типа по классификации [Crawford et al., 1989]. Что же касается других типов марианитовых расплавов, то вряд ли в "сухих" условиях они могут появиться, поскольку при высоких степенях плавления будут генерироваться пикрито-базальтовые и пикритовые расплавы. С другой стороны, вполне вероятно, что при участии воды и высоких степенях

плавления процесс генерации магмы в верхней мантии может давать первичные марианитовые составы (Магматические..., 1987б), но сомнительно присутствие в месте генерации магм больших количеств воды, необходимых для такого процесса.

Представляется, что наиболее вероятным механизмом генерации марианитовых магм будет процесс фракционной кристаллизации высокомагнезиальных пикритовых и пикрито-базальтовых магм (например, исходные расплавы от 1 до 6, рис.4.4) в субвулканических условиях и при достаточно высокой степени фракционирования, когда расплав "проскакивает" поверхность *(Ол+Опр+Ж)* и попадает в первичный объем выделения *Опр*, что соответствует II стадии кристаллизации, т.е. марианитовые магмы чаще всего будут вторичными. Естественно, данная модель требует, чтобы на этой стадии кристаллизации произошло извержение магмы на поверхность Земли и закалка стекловатой матрицы со взвешенными в ней кристаллами с образованием марианитовых порфиров.

В случае фракционной кристаллизации марианит-бонинитовых магм будут образовываться следующие ряды безоливиновых пород:

1. *Опр→(Опр+Пл)→(Опр+Пл+Мпр)→(Опр+Пл+Мпр+Кв)*
2. *Опр→(Опр+Мпр)→(Опр+Мпр+Пл)→(Опр+Мпр+Пл+Кв)*
3. *Опр→(Опр+Кв)→(Опр+Кв+Пл)→(Опр+Кв+Пл+Мпр)*
4. *Опр→(Опр+Кв)→(Опр+Кв+Мпр)→(Опр+Кв+Мпр+Пл)*
5. *Опр→(Опр+Пл)→(Опр+Пл+Кв)→(Опр+Пл+Кв+Мпр)*
6. *Опр→(Опр+Мпр)→(Опр+Мпр+Кв)→(Опр+Мпр+Кв+Пл)*

В последнее время в геологической литературе появились высказывания, что марианит-бонинитовые магмы являются материнскими для расслоенных комплексов типа Бушвельда [Hatton, Sharpe, 1989]. Для опровержения этой гипотезы требуется достаточно детальный анализ различий марианитов и меланоритов, что будет сделано в главе 6. Здесь же лишь ограничимся предположением, что выдвижение данной гипотезы, вероятно, связано с тем, что в системе *Аб-Ан-Фо-Фа-Ди-Гед-Кв* при $f_{норм}^{расп}$=25-40% по типу тренда 6 ГН, приведенному в разд.4.2.1, кристаллизуются многие расслоенные комплексы гарцбургит-норитовой формации, поэтому входящие в них меланориты и плагиоортопироксениты имеют определенное сходство составов с марианитами, но в целом породные серии расслоенных комплексов бушвельдского типа имеют совершенно не такую структуру, как приведенные выше теоретически возможные тренды марианитов-бонинитов.

4.3. Факторы, усложняющие равновесную фракционную кристаллизацию

Рассмотрение теоретических трендов кристаллизационной дифференциации различных исходных расплавов производилось в предположении, что условия соответствуют равновесной фракционной кристаллизации. При сопоставлении теоретических моделей с природными сериями пород необходимо учитывать, что при их образовании действовали разнообразные факторы, которые нарушали и усложняли ход процесса. К числу главных факторов, оказывающих наиболее существенное влияние на ход магматической дифференциации, можно отнести: а) процесс образования различных типов расслоенности; б) окисление - восстановление; в) увеличение - уменьшение давления флюида; г) удаление - поступление магмы в камеру. Рассмотрим более подробно возможные отклонения от идеальной модели фракционной кристаллизации, обусловленные перечисленными усложняющими факторами.

4.3.1. Расслоенность

Расслоенность в природных образованиях присуща, главным образом, плутоническим комплексам, хотя может проявляться и в мощных вулканических покровах. Роль расслоенности в усложнении трендов изменения состава кристаллизатов является наиболее значимой по сравнению с другими факторами. Усложнения заключаются в том, что равновесно выделяющиеся из расплава твердые фазы (минералы) из-за различия в плотности и поверхностных свойствах селективно перераспределяются в объеме камеры за счет оседания с различной скоростью, либо вследствие оседания одних фаз и всплывания других с образованием кумулятивных пород. Составы кумулятов не коррелируются с парагенетическими ассоциациями минералов, возникающими в процессе равновесных фазовых превращений соответствующих модельных физико-химических систем. Поэтому, чтобы разобраться в таких усложнениях, необходимо четко представлять суть процессов образования различных типов расслоенности. Существует много гипотез, объясняющих механизмы образования расслоенности (см. обзоры [Ярошевский, 1970; Шарков, 1980]). Их многообразие может служить косвенным подтверждением отсутствия универсального фактора, контролирующего расслоенность. Скорее всего в разных массивах реализовывались различные механизмы образования расслоенности или их комбинации. Анализ предложенных ранее гипотез позволяет выделить следующий перечень факторов, которым отводится ключевая роль в различных гипотезах:

предкристаллизационная дифференциация столба магмы в гравитационном поле;

ликвация;

объемная фракционная кристаллизация и дифференциация твердых фаз по плотности за счет седиментации и/или флотации;

направленная кристаллизация со дна камеры без конвективного перемешивания всего объема магмы;

то же, но с конвективным перемешиванием магмы;

направленная кристаллизация от стенок камеры без конвективного перемешивания магмы;

то же, но с перемешиванием магмы.

Концепция образования расслоенности в больших массивах за счет направленной кристаллизации от дна камеры по аналогии с направленной кристаллизацией отливок в изложнице по Чалмерсу [1968] наиболее полно и последовательно развита в работах Е.В.Шаркова [1971, 1980]. К сожалению, при перенесении своих теоретических построений на природные объекты в этих работах не учтены ограничения, связанные с наличием в магмах воды, тогда как модель изложницы в полной мере справедлива только для сухих расплавов, а наличие в расплаве даже 2-3 мас.% воды изменит эффект давления на обратный и сделает кристаллизацию от дна невозможной [Дубровский, 1992]. Кроме того, физические условия в "изложнице" и плутонической камере довольно существенно различаются. В изложнице ниже расплава находится твердый материал с довольно хорошей теплопроводностью, а сверху - воздух, достаточно эффективный теплоизолятор. Поэтому естественно, что потеря тепла снизу будет больше и кристаллизация начнется именно от дна и стенок изложницы, а в дальнейшем может происходить направленная кристаллизация.

В природе направленная кристаллизация реализуется в телах определенной формы, размеров и пространственного положения: дайки, жилы, столбы, вулканические покровы. Что же касается плутонических тел достаточно больших размеров, то здесь создаются другие условия кристаллизации. Как показано Ирвином [1983], потеря тепла в больших камерах идет, в основном, через кровлю и верхние части стенок магматической камеры, а основной объем остаточного расплава оказывается надежно изолированным от теплоотдачи через дно оседающими кумулятами.

В наиболее простом случае - при однообразии вмещающих пород - расплав в камере будет находиться в однородном окружении (без учета гравитационного и электромагнитного полей Земли), поэтому вначале консолидируется краевая зона, а далее возможна как направленная от всех стенок камеры (а не только от дна!), так и объемная кристаллизация, дающая различные типы расслоенности пород. Механизм образования ритмичной расслоенности при объемной кристаллизации довольно корректно разработан В.И.Скибой и Ю.Д.Пушкаревым [1985].

Главное возражение против направленной кристаллизации от дна камеры - это отсутствие соответствия порядка пространственного расположения фазовых ассоциаций с теоретическим трендом

фракционной кристаллизации. В подтверждение высказанных мыслей приведем взгляды по этому поводу таких авторитетов, как Уэйджер и Браун [1970]. По их мнению, становление крупных расслоенных массивов происходит при наличии огромных объемов магмы с образованием расслоенных породных серий из сотен и тысяч повторяющихся единиц. Для объяснения этого явления они предлагают две основные гипотезы: гипотезу сортировки различных минералов под влиянием механических агентов, действовавших циклически, и гипотезу регулирования процесса выделения фаз циклически повторявшимися изменениями физико-химического состояния магмы. Не исключается, что механическая сортировка может проявляться в процессе осаждения минералов в пределах больших интервалов перемещения в связи с различной скоростью погружения кристаллов, но, по их мнению, она обусловлена, вероятнее всего, действием конвекционных потоков.

Таким образом, Уэйджер и Браун четко различают два процесса. Первый - это выделение кристаллов из магмы в соотношениях, контролируемых хорошо известными физико-химическими законами равновесия кристаллов с расплавом и распределением химических элементов. Этот процесс они отграничивают от иных геологический явлений. И второй - это образование расслоенности как магматического феномена, определяющегося преимущественно физическим фактором - силой тяжести и химическим - разделением расплава (ликвацией) при его кристаллизации.

Представляется рациональным выделять в массиве краевые (боковые, нижние, верхние) и центральные породные группы, поскольку их условия кристаллизации значительно различаются.

Кроме явной расслоенности различных типов, в массивах часто проявлена так называемая скрытая расслоенность - изменение состава минералов как твердых растворов в разрезе интрузива. Сложности, связанные со скрытой расслоенностью, также вызываются несоответствием теоретически ожидаемых составов минералов с их реальными составами. Вместо закономерного изменения составов минералов в процессе фракционной кристаллизации, например, увеличения железистости мафических минералов и уменьшения основности плагиоклаза описаны мощные разрезы во многих эталонных интрузиях [Магматические..., 1985; 1988], в которых указанные параметры остаются на одном уровне или изменяются незакономерно. К этому явлению относятся также проявления рекурентной (возвратной) кристаллизации минералов, чаще всего оливина. Сопоставление теоретических трендов изменения составов минералов с реальными дает возможность выяснить (определить) условия, вызывающие эти отклонения. Так, например, постоянство железистости мафических минералов может быть связано либо с совместной кристаллизацией с магнетитом и (или) хромитом, либо с постоянством парциального давления кислорода. Плагиоклаз же при

фракционной кристаллизации должен обогащаться альбитовой составляющей, и его содержание должно расти. В то же время в вертикальных разрезах многих плутонов номер плагиоклаза остается постоянным, но содержание его возрастает, что может быть обусловлено всплыванием (или взвешенным состоянием) кристаллов и накоплением их в верхних частях массива с образованием стратиформных анортозитов.

Ирвин [1983] специально рассматривает вопрос о противоречиях, связанных с эффектами сортировки кристаллов: встречаются несоответствия удельного веса и размеров кристаллов, обратное строение ритмов, проблема поперечных кумулятов и т.д. Им разбираются различные варианты транспорта и осаждения кристаллов.

Анализ расслоенности эталонных комплексов позволяет наметить следующую обобщенную последовательность сочетаний различных типов расслоенности, привязанной к этапам формирования массива: 1-й этап - прогрев вмещающих пород и образование краевого комплекса пород (кристаллизация расплава у стенок камеры), 2-й этап - объемная кристаллизация надкотектической фазы (или фаз) с образованием нижней слаборасслоенной ультраосновной зоны; 3-й этап - объемная ритмичная кристаллизация котектического расплава и образование ритмичной расслоенной "серии", причем возможно допустить три варианта такого явления: а) короткое время кристаллизации и длительная остановка - образуется тонкая ритмичная расслоенность; б) длительная кристаллизация и короткие остановки - образуется грубая расслоенность, мощность слоев в которой будет зависеть от соотношения времени кристаллизации и остановок; в) непрерывная объемная кристаллизация - образуется либо скрытая, либо различная грубая расслоенность.

Особого внимания заслуживают зоны тонкой расслоенности с сульфидной вкрапленностью. Это так называемые платиноносные рифы. Они обычно приурочены к границе перехода ультраосновной зоны к норитовой. Их образование, вероятнее всего, связано с процессом ликвации гомогенной жидкости на алюмосиликатную и сульфидную. Более детально об этом будет сказано при рассмотрении металлогении базальтоидных расплавов.

Тем не менее образование определенных типов расслоенности в общем случае строго подчиняется закономерностям (начало и направление кристаллизации расплава), моделируемым диаграммой состояния соответствующих физико-химических систем. Усложнение расслоенности, "возвратное" изменение состава минералов и др. свидетельствуют не об отходе от закономерностей, а об изменении состава расплава, вызванном внутренними и внешними факторами (ликвация, окисление железа, поступление новых порций расплава).

Таким образом, все вышесказанное относительно расслоенности необходимо учитывать при проведении

парагенетического анализа минеральных ассоциаций изучаемых комплексов. Следует выяснить общую тенденцию порядка выделения минералов и особенностей распределения их в пространстве камеры, не увлекаясь частностями, которые часто создают лишь информационный шум и запутывают общую закономерность. Главная задача - это выяснить стадии кристаллизации, начиная от одноминеральной и завершая конечной котектикой. Попытаться установить изменение состава минералов по этапам и распределение их в разрезе массива. При этом стараться определять, кумулятивный или интеркумулятивный характер имеет тот или иной минерал, хотя это не всегда удается установить со стопроцентной вероятностью. И в сочетании минералогических и петрохимических особенностей пород, с применением разработанных моделей, попытаться восстановить физико-химические условия их образования и сериальную принадлежность. Но при этом необходимо иметь в виду замечание Уэйджера и Брауна [1970, с.154]: *"Валовые химические анализы пород не могут дать таких простых соотношений состава и стадий разделения первичной магмы, поскольку в породах присутствуют переменные количества кумулятивных минералов и порового материала, кристаллизовавшегося из погребенной синхронной магмы. Таким образом, анализы пород Скергаарда не представляют большой ценности для расшифровки эволюции магмы, если они не интерпретированы с точки зрения состава кумулятивных кристаллов, дораставших иногда адкумулятивным материалом, и с точки зрения состава одновременной магмы. Следовательно, для понимания химизма интрузива необходимо знать состав непрерывно изменяющейся остаточной магмы, а также состав примокристов*". Конечно, с таким замечанием трудно не согласиться, но, с другой стороны, решение задачи о составе исходного расплава и его изменении по стадиям кристаллизации представляется наиболее сложным по причинам, которые не требуют пояснения для геологов. Поэтому очень важно определить хотя бы железистость мафических миналов и нормативный номер плагиоклаза исходного расплава, что возможно сделать, используя составы первых кумулятов. Эти данные необходимы для выбора изоплетических сечений диаграммы состояния системы *Аб-Ан-Фо-Фа-Ди-Гед-Мт-Кв-H_2O* и использования их для нанесения главных разновидностей пород дифференцированного комплекса и восстановления трендов кристаллизации по ним. Методические приемы такой процедуры будут описаны ниже.

Для вулканических породных ассоциаций проблема исходного состава расплава еще более сложна, но она и менее актуальна, поскольку в таком случае изучаются порции расплавов, оставшиеся после отделения части кристаллов от исходной или вторичной магмы. И задача исследователя в таком случае сводится к установлению петрохимического родства этих порций магмы и отнесения их к определенной серии.

4.3.2. Окисление - восстановление железа

Из предыдущего изложения материала очевидно, что процессу окисления - восстановления железа в образовании магматических серий пород разными исследователями приписывается разная роль. Здесь же следует более четко показать усложняющую роль окисления железа при фракционной равновесной кристаллизации и выявить петрохимические и петрологические критерии, отражающие эту роль.

Если придерживаться точки зрения Кеннеди [1955] о роли отношения FeO/Fe_2O_3, то следует признать, что *"оно отражает предыдущую историю магмы в отношении количества и состава летучих и может дать весьма полезные сведения для вулканологии и петрогенезиса"* (с.114). Этот вопрос автор настоящей монографии более подробно разбирал в работе [Дубровский, 1984]. Заметим, что предположение об отделении летучих от расплава еще до начала его кристаллизации [Файф, 1972; Дубровский, 1987а; 1993] автоматически придает большое значение роли летучих в окислении железа уже на ранних этапах кристаллизации. По идее, на последних стадиях процесса, когда накапливается большое количество летучих и увеличивается их давление, все железо могло бы быть окислено до Fe_2O_3, но в действительности это наблюдается редко и только в щелочных комплексах, где окисление Fe^{2+} осуществляется за счет иона $(OH)^-$ [Карапетьянц, 1975; Коржинский, 1978], а не кислорода термической диссоциации. Особо следует подчеркнуть, что окисление железа за счет кислорода термической диссоциации воды происходит только тогда, когда из системы удаляется водород, что, очевидно, происходит не всегда. И поэтому нет прямой корреляции между степенью окисления железа и водонасыщенностью магматической системы, т.е. идея Осборна о непосредственном влиянии водонасыщенности на тренд кристаллизации базальтоидных магм более чем сомнительна. Роль остальных летучих в процессе окисления железа, главным образом CO и CO_2, не так велика, как воды.

К каким же последствиям и (или) усложнениям трендов кристаллизации приводит окисление железа оливиннормативных (ультрабазитовых и базитовых) магм ? Различная степень окисления железа приводит к различной степени изменения химического состава расплава, особенно его мафической составляющей, со всеми вытекающими отсюда последствиями: увеличивается количество нормативного магнетита и кремнезема и, что самое важное, изменяется MgO/FeO отношение, которое совместно с *an*, как следует из диаграммы состояния "базальтоидной" системы, определяет тренды кристаллизации магм. Вот что по этому поводу писал В.С.Соболев [1949, с.264]: *"Позже было доказано, что изменение отношения FeO/MgO может совершенно изменять всю последовательность фемического ряда (речь идет о реакционной схеме Боуэна - Д.М.И.), например, приводить к обратной последовательности кристаллизации*

моноклинного и ромбического пироксена, весьма поздней кристаллизации железистого оливина и другим изменениям. Выяснилось, что стандартная схема в значительной мере справедлива лишь при определенном соотношении FeO/MgO, характерном для многих комплексов магматических пород складчатых зон, и совершенно неприменима для магмы с повышенной железистостью, что обычно для магматических комплексов платформ". Это было написано на 10 лет раньше, чем об этом начал говорить Осборн.

Поведение расплавов с изменяющейся степенью окисления и *FeO/MgO* разбиралось в разделе 3.2.1 на примере системы *«Фо-Фа-Мт»*. При петрохимическом анализе взаимоизменение этих параметров удобно показывать на диаграмме *«F^o-f-F_{am}»* (см. ниже). При анализе вулканических серий необходимо учитывать, что значительное окисление железа в них, очевидно, происходит за счет кислорода атмосферы.

С другой стороны, следует подчеркнуть, что корректное использование отношения *FeO/Fe_2O_3* в петрохимии и петрологии, естественно, зависит от качества химического анализа пород и минералов. В последнее время появляется огромное количество результатов различных методов химического анализа, где эти компоненты объединяются в *FeO*, что приводит к практической невозможности использования таких результатов. Предлагаемые способы расчета соотношений *FeO* и *Fe_2O_3* из данных по *FeO* малонадежны, и такое положение может изменить только поиск эффективных методов определения в минералах и породах раздельно *Fe^{2+}* и *Fe^{3+}*.

4.3.3. Увеличение-уменьшение давления флюида

Увеличение давления флюида (главным образом *H_2O*) в системе *Аб-Ан-Фо-Фа-Ди-Гед-Кв-H_2O* приводит к появлению на ликвидусе амфибола, объем которого может распространяться до "гранитной эвтектики", что и позволяет расплаву при фракционной кристаллизации беспрепятственно достигать этой "эвтектики" [Дубровский,1993]. Кроме того, как указывалось выше, увеличение парциального давления и активности воды значительно влияет на окислительно-восстановительный потенциал системы. В случае же потери летучих из-за раскрытия системы произойдет резкое нарушение равновесия, что проявится в смене фазовых ассоциаций, структуре и текстуре пород.

4.3.4. *Изменение состава расплава при поступлении в камеру новых порций расплава или ассимиляции вмещающих пород.*

Поступление новых порций расплава на какой-либо стадии кристаллизации, естественно, приведет к нарушению как термодинамических, так и химических условий дальнейшей

кристаллизации. Это событие должно фиксироваться как геологическими методами (образование секущих тел), так и резкими скачками минералогических и петрохимических параметров, которые будут проявляться и в случае гибридного смешения новых порций расплава без заметных интрузивных взаимоотношений. Процессы контаминации и ассимиляции также приводят к изменению состава расплава, что должно проявляться в петрохимических параметрах кристаллизатов (пород).

В результате воздействия описанных факторов возможен переход из "толеитового" (*Fe-Ca*-уклона) состава в "известково-щелочной" (*Mg-Na*-уклон) и наоборот. Если кристаллизация базальтовой магмы начинается с *Ол*, то для трансформации исходного "толеитового" расплава в "известково-щелочной" обязательным условием является постоянство P_{O_2} . Исходные "известково-щелочное" расплавы могут преобразоваться в "толеитовые" вследствие изменения порядка кристаллизации минералов, либо разнонаправленного фракционирования твердых фаз (всплывания плагиоклаза и осаждения мафических минералов); ранняя или одновременная с мафическими минералами кристаллизация плагиоклаза и их соосаждение не приводят к нарушению "известково-щелочного" тренда дифференциации.

Поскольку кристаллизаты связаны с составом расплава, то их состав, в общем, подвержен таким же изменениям, но менее четко устанавливаются закономерности из-за того, что происходит разделение равновесных фаз в пространстве.

4.3.5. *Методические приемы выявления и учета действия усложняющих факторов при петрологическом анализе магматических серий*

При изучении конкретных магматических серий не всегда удается однозначно вычленить роль отдельных усложняющих факторов фракционной кристаллизации, поскольку сами породы представляют собой продукт интегрального взаимодействия всех факторов. Нет сомнений в том, что для вулканогенных и плутонических серий роль отдельных факторов неодинакова, поэтому для практики петрологического анализа конкретных петрографических формаций могут оказаться полезными ряд упрощенных приемов диагностики и оценки на качественном уровне отдельных факторов. В перечень диагностических критериев включены 8 наиболее легко отслеживаемых и надежно интерпретируемых параметров:

1. Отсутствуют амфиболы - низкое давление H_2O.

2. *F, f* и *an* остаются постоянными - равновесная кристаллизация без фракционирования в закрытых условиях (при постоянном составе системы).

3. *F* и *f* растут, *an* уменьшается - фракционная кристаллизация при постоянном составе системы.

4. *F* и *f* остаются постоянными, *an* уменьшается - фракционная кристаллизация при постоянном P_{O_2}.

5. *F* растет, *f* уменьшается, *an* уменьшается - фракционная кристаллизация с увеличивающим P_{O_2}.

6. *F* растет, *f* колеблется, *an* уменьшается - фракционная кристаллизация при колеблющемся значении P_{O_2}.

7. Обратная корреляция между *an* и количеством нормативного и (или) реального *Пл* - равновесная фракционная кристаллизация при постоянном общем составе (частный случай варианта 2);

8. Нарушение указанной в пункте 7 корреляции - кумуляция плагиоклаза всплыванием.

Суть предлагаемых приемов заключается в том, что известные экспериментальные и теоретические закономерности изменения составов магм и твердых фаз при равновесной фракционной котектической кристаллизации по однотипному набору критериев сравнения сопоставляются с реальными составами пород и минералов; отклонения от этих конкретных закономерностей позволяют оценить условия кристаллизации, нарушающие и усложняющие равновесный процесс фракционной кристаллизации.

Заметим, что два последних критерия работают только для оливиннормативных пород, поскольку с появлением в норме *Кв* это соотношение нарушается. Следует также иметь в виду, что при раннем выделении темноцветных минералов (*Ол, Опр, Мпр*) во всех главных трендах фракционной кристаллизации проявляется тенденция к смещению на диаграмме $Fe\text{-}SiO_2$ виртуальных точек остаточных расплавов из "известково-щелочного" поля в "толеитовое", тогда как эпигенетический ряд кристаллизатов *Ол→(Ол+Опр)→(Ол+Опр+Мпр)→(Ол+Мпр)→(Опр+Мпр)* в ассоциации с интеркумулятивным расплавом, в котором нормативный номер плагиоклаза будет оставаться исходным, перемещается еще ниже в "известково-щелочное" поле. При присоединении к более железистым темноцветным минералам плагиоклаза, более основного, чем нормативный *Пл* исходного расплава, кристаллизат тоже будет перемещаться в "толеитовое" поле петрохимического типа. Серия пород может находиться в одном "известково-щелочном" поле только тогда, когда исходный расплав изначально попадает на изобарическую поверхность кристаллизации плагиоклаза с темноцветными минералами и при фракционировании они совместно выводятся из области кристаллизации. Очевидно, что именно эти жесткие особые условия предопределяют преобладание в природе комбинированных и толеитовых породных серий и относительную редкость "идеальных" известково-щелочных серий.

По мнению автора, образование "длинных" вулканических серий (например, базальт-андезит-дацит-риолит) возможно только из субвулканического очага. Другие "глубинные очаги" не могут дать таких серий, потому что магма (и особенно базальтовая) не может остановиться на какой-то произвольной глубине и начать кристаллизоваться. Но если даже допустить такую возможность, то прежде, чем начать кристаллизоваться, магма должна сильно охладиться (на рис.4.20 путь от 2а до 3а) [Дубровский, 1987а]. Когда же, по каким-либо причинам, ей предоставится возможность переместиться, то она уже не сможет подняться до поверхности Земли, а остановится на достаточно большой глубине, "встретив свой солидус" в точке 4а. Благоприятная магма для образования субвулканического очага и вулканической серии пород не должна быть перегрета относительно своего солидуса при 1 атм (рис.4.20, магма 2), иначе она вся выйдет на поверхность Земли (рис.4.20, магма 1).

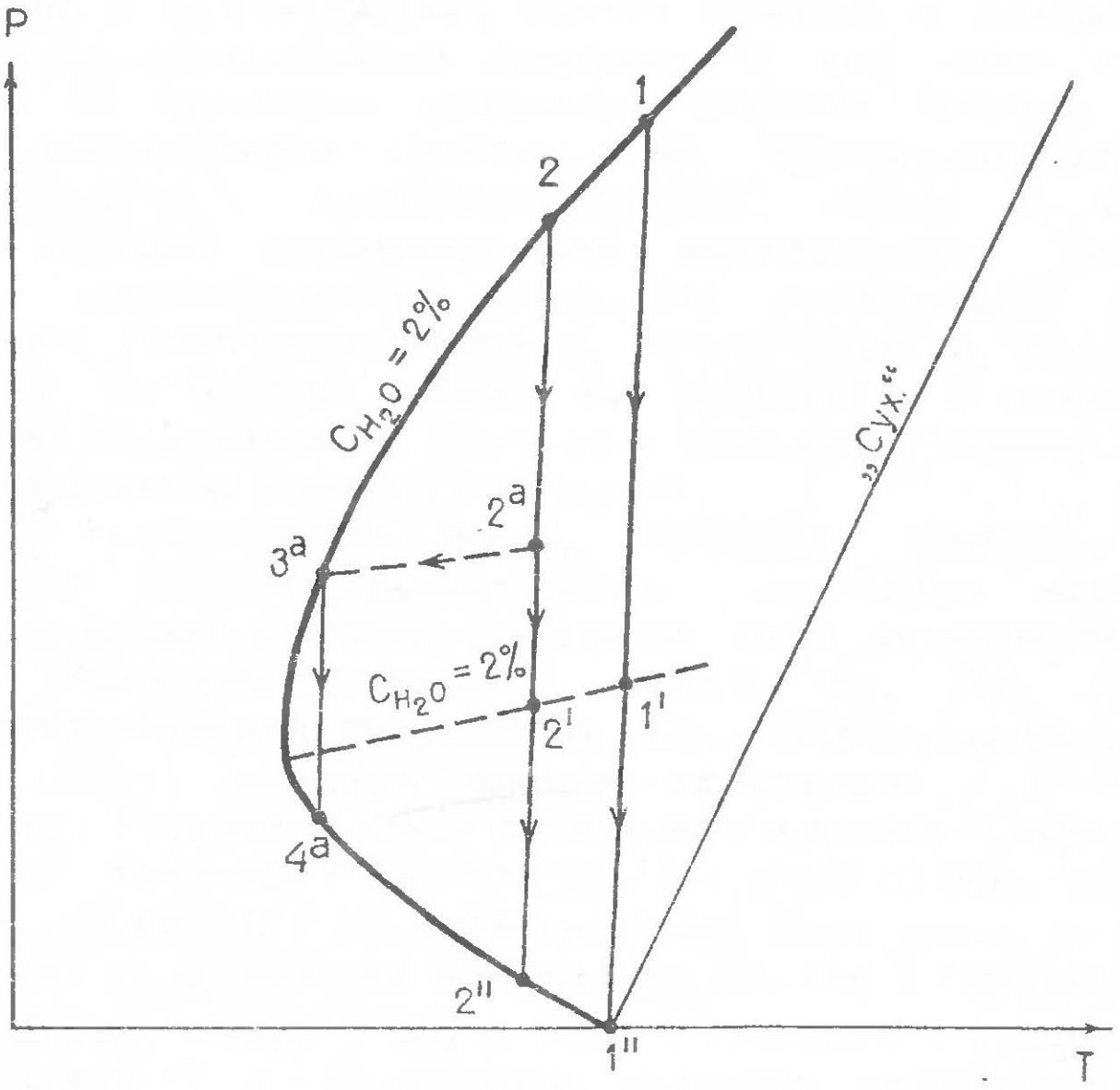


Рис.4.20. P-T проекция ликвидус-солидусных превращений в базальтовом расплаве в процессе его перемещения от места генерации в верхние горизонты земной коры (пояснения в тексте)

Изох Э.П. и др. [1967] предложили другой возможный механизм образования, например, гомодромной серии базальт-андезит-дацит-риолит: перемещением очагов магмообразования от базальтового слоя до гранитного, поскольку фракционное плавление из одного субстрата будет давать антидромную серию.

"Субвулканический" вариант, естественно, предусматривает параллельное образование вулканических и плутонических серий (вулкано-плутонических ассоциаций), петрохимические особенности которых должны быть сходными. Поэтому главная задача исследований таких ассоциаций сводится к выявлению критериев принадлежности этих серий к одному исходному расплаву.

Глава 5

КЛАССИФИКАЦИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ СЕРИЙ И МЕСТО В НЕЙ ОЛИВИННОРМАТИВНЫХ АССОЦИАЦИЙ

Серии пород, кристаллизующиеся из оливиннормативных расплавов, являются частью общей совокупности магматических серий, поэтому систематике пород частной группы целесообразно предпослать анализ состояния общей классификации магматических серий, чтобы обосновать выбор классификационных принципов и определить (или ограничить) смысловое значение применяемых терминов.

5.1. Номенклатура, терминология

В науке, как и в юриспруденции, бесспорна желательность применения в классификациях строгих терминов и понятий, не допускающих двусмысленной трактовки. С этой точки зрения следовало бы однозначно определить смысловое значение таких широко употребляемых терминов, как "высокомагнезиальные", "высокожелезистые", "высокоглиноземистые" породы и магмы. Низкой степенью неопределенности характеризуются "базовые" термины, применяемые для разделения базальтоидных серий: "толеитовые", "известково-щелочные", "субщелочные" и "щелочные" (см. главу 2). Поэтому прежде чем приступить к изложению принципов классификации, автор счел уместным уточнить смысл классификационных терминов и критериев.

Под железистостью пород, минералов, миналов, магм предлагается понимать количественное соотношение железа с магнием в разных вариантах выражения этого соотношения, что следует обязательно оговаривать каждый раз. При расчете железистости обязателен учет наличия двух- и трехвалентного железа, поэтому следует различать частную железистость f и общую железистость F (формулы для их расчета даны в разделе “Сокращения и символы”, принятые в монографии). В отличие от общепринятой практики при расчете f (F) автор предлагает брать только то Fe^{2+}, которое идет на образование нормативных *Ол, Мпр* и *Опр*, исключая железо, которое входит в *Мт* и *Илм*. В сочетании с индексом F^o характеристики f и F являются важными петрохимическими параметрами отдельных пород и их ассоциаций, поскольку они хорошо отражают степень дифференцированности вещества с различными содержаниями MgO, FeO и Fe_2O_3 и количествами темноцветных минералов.

Под "щелочностью" предлагается понимать не суммарное содержание (K_2O+Na_2O) в мас.%, как это принято в работе [Магматические ..., 1983], а соотношение атомных (или молекулярных) количеств калия, натрия, кальция и алюминия. Аналитическое выражение этого соотношения представляется в виде коэффициента щелочности по алюминию $K_{щел}^{Al}$, при расчете которого учитывается только то молекулярное и атомное количество кальция, которое остается после формирования апатита, флюорита, кальцита и титанита при пересчете по CIPW (см. раздел "Сокращения и символы...").

При таком ограничении понятия "щелочность" оказывается неправомерным противопоставление по щелочности "толеитовых" и "известково-щелочных" серий, ибо обе они относятся к сериям пород нормальной щелочности. На это обратил внимание Мияширо еще в 1974 г. и даже предложил критерии различия названных "серий", но тем не менее сам продолжал применять эти нечеткие термины. Позднее Л.С.Бородин [1987, с.157] специально отметил *«...Термин "толеит" в современной геологической литературе многими исследователями фактически применяется как "размытое понятие" при характеристике любых низкощелочных, например низкокалиевых, базальтоидов, независимо от того, идет ли дифференциация по фемическому (феннеровскому) типу - с накоплением железа или нет»*.

Совершенно очевидно, что правильнее всего было бы отказаться от применения этих терминов, однако столь же очевидно, что трудно рушить традиции, даже если они и устарели. В качестве компромисса предлагается применять термины "толеитовые" и "известково-щелочные" для групп пород, меньших по рангу, чем серия (например, подсерия или субсерия), поскольку эти породные ассоциации по щелочному признаку уже попали в одну серию нормальной щелочности. Рациональность такого компромиссного варианта хорошо показал Л.С.Бородин [1987] на примере эталонных вулканических ассоциаций пород Тингмули (толеитовый тип) и Каскадных гор (известково-щелочной тип).

Необходимо уточнить и понятие "магматическая серия". По мнению автора, наиболее приемлемое определение этого термина дано в работе [Магматические ..., 1984, с.8]: *«...Это закономерно сменяющийся во времени и по составу природный набор пород, характеризующийся специфическими особенностями химизма и минерального состава, геолого-тектоническими и физико-химическими условиями происхождения и являющийся продуктом эволюции единого исходного магматического расплава»*. Сходное определение магматической серии дано в работе [Хьюджес, 1988, с.68]: *«...Под серией магматических пород можно вполне обоснованно подразумевать ассоциацию пород, генетически взаимосвязанных известными процессами дифференциации»*.

В геологической литературе широко распространено употребление в близких или тождественных смысловых значениях терминов "магматическая серия" и "магматическая формация". Первый термин чаще используется в англоязычной литература, а второй - в русскоязычной. В справочной литературе даны следующие определения этих терминов:

«Серия изверженных пород (магматическая) *- группа изверженных пород, включая плутонические, гипабиссальные и вулканические, которые произошли из единой первичной магмы в ходе определенного физико-химического процесса или процесса фракционной кристаллизации и подчиненной контаминации....”* [Геологический словарь, 1978].

Формация магматическая *- естественная комагматическая ассоциация изверженных пород, закономерно проявляющаяся в определенной геологической обстановке в ходе развития разновозрастных, но однотипных геотектонических элементов земной коры»* [Петрографический словарь, 1981].

В обоих определениях, по сути, говорится об одном и том же, т.е. в цитируемой трактовке два понятия представлены как синонимы, смысл которых прояснен различным набором ключевых терминов: в первом определении упор сделан на физико-химические процессы, а во втором - на геологическую обстановку формирования комагматичной ассоциации пород.

К аналогичному выводу пришли ранее авторы тома "Щелочные породы" [Магматические..., 1984, с.8], которые после определения терминов "магматическая формация" и "магматическая серия" заключают: *«...Подчеркнем, что в принятом авторами понятии "магматическая серия" учитывается комплекс общих признаков, включающих в том числе генетические (по аналогии с термином "серия изверженных пород") и геолого-тектонические (по аналогии с термином "магматическая формация") условия возникновения сообщества горных пород»*. По сути, они принимают термин "магматическая серия" как синоним термина "магматическая формация" и при дальнейшем изложении материала термин "формация" не употребляют.

Очевидно, что другое значение имеют термины "петрохимическая серия" и "петрографическая серия". Термин "петрохимическая серия" отражает химический состав определенной ассоциации пород, а "петрографическая серия" - структурно-минералогические свойства той же ассоциации пород. Поэтому для классификационных целей на уровне рядов и групп вполне достаточно использования терминов "петрохимическая серия" и "петрографическая серия". Естественно, что к определенной "петрохимической серии" могут принадлежать различные "петрографические серии". Термин "петрографическая серия" ближе всего соответствует понятию "конкретная формация". В свете изложенного представляется, что не совсем удачно выделение и

сопоставление абстрактной серии с петрохимической, а конкретной - с петрографической [Магматические..., 1988].

5.2. О классификациях магматических серий пород

В начале раздела в качестве эпиграфа уместно было бы привести цитату из статьи М.Брауна [1983, с.15], отражающую суть необходимости разработок классификаций: *«Чтобы выявить разнообразие в любом множестве, необходимо сначала выработать критерии разграничения и допустимые пределы изменения свойств, за которыми однородность превращается в разнообразие».*

Критический анализ существующих классификаций серий с большой обстоятельностью выполнен в монографиях [Магматические..., 1987; Бородин, 1987; Ферштатер, 1987]. Состояние проблемы достаточно ясно характеризует заключение, к которому пришли авторы сводки [Магматические..., 1987, с.10] : *«Учитывая неоднозначность известных классификаций и критериев разделения серий у разных исследователей, несогласованность их с основной классификацией магматических пород (Классификация, 1981), многообразие определения понятия "магматическая серия", классификацию магматических серий для данной книги пришлось разрабатывать заново».*

Предложенная в 1981 году от имени Петрографического комитета СССР новая методика классификации магматических пород [Классификация, 1981; Магматические..., 1983], предоставившая возможность для автоматизации процесса с помощью ЭВМ, базируется на следующем алгоритме диагностических процедур:

1) по диаграмме (K_2O+Na_2O)-SiO_2 выборка делится на субщелочные + щелочные и нормальной щелочности (толеитовые + известково-щелочные) серии;

2) по графику FeO^*/MgO-SiO_2 (критерий Мияширо) производится разделение серий нормальной щелочности на толеитовые и известково-щелочные;

3) по присутствию модальных фельдшпатоидов производится разделение субщелочных и щелочных серий;

4) по соотношению K_2O/Na_2O определяется щелочной уклон всех серий.

Представляется, что идея использовать различные понятия для характеристики определенных свойств ассоциаций пород является прогрессивной и рациональной, но столь же очевидно, что выбор базовых диагностических параметров для систематики и номенклатуры серий должен быть свободен от тех неоднозначностей, которые снижают работоспособность классификации магматических пород (их детальный анализ дан в работах [Дубровский, 1984; 1987а,б; 1993]) и которые, естественно, привносятся и в классификацию серий. Так, из четырех вышеназванных критериев для разделения

петрохимических серий по классификации 1981г. три первых отличаются неоднозначностью. В геологической литературе неоднократно отмечалось, что по диаграмме (K_2O+Na_2O)-SiO_2 невозможно разделить породные ассоциации на ряды по щелочности и группы по основности - кислотности [Стефанова, 1980; Бородин, 1987; Дубровский, 1993]. Диаграмма базируется на абсолютных содержаниях компонентов, что в классификации пород на уровне таксонов большого ранга (групп, рядов, отрядов, семейств и даже родов) с широкими вариациями состава неэффективно, поскольку границы, проведенные по таким параметрам, между отдельными совокупностями пород будут изломанными и нечеткими (с областями перекрытия), что противоречит требованиям, предъявляемым к классификациям.

Не обладает должной определенностью и критерий разделения серий на субщелочные и щелочные по присутствию и отсутствию в породах фельдшпатоидов. Ясно, что такой критерий непригоден для классификации насыщенных и пересыщенных SiO_2 пород, не содержащих фельдшпатоидов. В связи с этим по данной методике породные серии, заканчивающиеся "кислыми" породами, строго говоря, должны определяться, как бисериальные, что противоречит геологическим наблюдениям. Ярким примером может служить серия вулканических щелочных пород: щелочной трахит-щелочной трахидацит-пантеллерит-комендит. С другой стороны, эта методика оставляет без ясного ответа вопрос о месте в общей классификации миаскитов и их аналогов, содержащих в ассоциации с фельдшпатоидами нещелочные темноцветные минералы. При строгом следовании алгоритму классификации, их нельзя отнести к щелочным породам, поскольку последние выделяются *«по появлению в них фельдшпатоидов и (или) щелочных темноцветных силикатов-пироксенов и (или) щелочных амфиболов»* [Магматические ..., 1983, с.26].

Номенклатура серий нормальной щелочности, разделяемых по критерию FeO^*/MgO-SiO_2 на толеитовые и известково-щелочные серии [Магматические..., 1983], также не свободна от изъянов и противоречий. В ней нарушен формальный принцип, согласно которому в тех случаях, когда по какому-то таксонному критерию выделяется определенная совокупность пород в ранге таксонного термина "серия", а в этой серии по другому признаку выделяются две подсовокупности, то нельзя применять тот же таксонный термин для их номенклатуры. По крайней мере, следовало бы применить термин "подсерия", если не будет предложен какой-либо другой термин.

В обращении с критерием типа щелочности авторами сводки [Магматические..., 1983] не был соблюден еще один основополагающий принцип построения классификации, а именно: признак внутри таксона должен быть "сквозным", одинаковым для всех пород. Вопреки этому принципу, на графике K_2O/Na_2O-SiO_2 граница между натриевыми и калиевыми сериями имеет ступенчатый

характер, т.е. отношение K_2O/Na_2O для пород с разным содержанием SiO_2 имеет разное значение.

Таким образом, приходится констатировать, что в работе [Магматические..., 1983] и в опирающихся на нее сводках [Магматические..., 1984; 1985; 1987; 1988] критерии и признаки для классификационного разделения различных серий магматических пород выбраны не оптимальным образом.

Попытка преодолеть отмеченные недостатки предпринята в работе Л.С.Бородина [1987], посвященной, главным образом, типизации вулканических серий. Для сравнительной петрохимической характеристики серий магматических пород им используются два главных петрохимических параметра: *Ac* - интегральная величина общей кислотности и *(Na+K)/Ca* - показатель щелочности-известковитости. Эффективность нового метода, по мнению Л.С.Бородина, определяется как универсальным характером этих параметров, позволяющих сравнивать магматиты во всем диапазоне изменения их состава, так и возможностью наглядно отобразить пути эволюции исходных магм в виде линейных петрохимических трендов. К сожалению, автор настоящей работы не может разделить с Л.С.Бородиным его оптимизм в отношении эффективности метода, поскольку имеются сомнения в "работоспособности" ключевых классификационных параметров.

Например, величина *Ac*, как и содержание SiO_2, не отбивает границ пород с различной степенью насыщенности кремнекислотой и не является универсальным показателем дифференцированности магматических серий. Это можно продемонстрировать сопоставлением эталонных серий Скергаард и Тингмули. В первой серии *Ac* остаточных расплавов в ряду оливиновое габбро-диорит изменяется от 0.63 до 0.88, индекс *FM* (железистость-магнезиальность) изменяется от 38.8 до 92.8, а нормативный номер плагиоклаза *an* - от 63 до 27 [Бородин, 1987, табл.41]. Соответствующие параметры в серии вулканитов Тингмули имеют следующие значения: *Ac*=0.64-1.72; *FM*=42-98; *an*=61-3 [Бородин, 1987, табл.40]. Исходя из этих данных Л.С.Бородин [1987,с.181] заключает: *"Из сравнения трендов с учетом данных табл.41 можно судить, насколько значительна разница в масштабе дифференциации между сериями Тингмули и Скергаарда. К моменту почти полной консолидации Скергаардского массива (на 98-99%) его остаточный расплав был близок по составу низкомагнезиальным толеитам и ферробазальтам - аналогам родоначальных для исландских серий магм".*

С таким выводом трудно согласиться, ибо он опирается лишь на вариации *Ac* и почему-то игнорирует контрастные различия в *FM* и *an*. По этим двум параметрам остаточный расплав Скергаарда близок к исландитам, а не к исходным базальтовым магмам серии Тингмули. Таким образом, определение только степени дифференцированности комплекса (или расплава) по *Ac* или коррелирующемуся с ним содержанию SiO_2 неадекватно отражает истинный диапазон дифференциации. Следовательно, *Ac* как показатель степени дифференциации в этом плане

не эффективнее содержания SiO_2. Кроме того, как было показано в предыдущем разделе, дифференцированные базальтоидные серии могут быть как растянуты по SiO_2, так и сжаты, в то время как степень дифференциации по другим параметрам будет достаточно высокой (это особенно характерно для серий, эволюционирующих по феннеровскому тренду). Поэтому для оценки степени дифференцированности магматических серий не следует ограничиваться только SiO_2 или *Ac*.

В работе Л.С.Бородина [1987] подробно разбирается понятие "щелочности" и критически оцениваются способы ее выражения. Заключительные выводы его по этой запутанной, хотя и не очень сложной проблеме полны пессимизма: *«...Однако до настоящего времени для типизации состава исходных магм и петрохимического сопоставления рядов последующих дифференциатов отсутствуют единые петрохимические критерии, непосредственно основанные на оценке соотношения CaO и суммы (Na_2O+K_2O). Для одних групп пород используется соотношение щелочности и кремнекислотности, для других - за более значимые принимаются иные признаки: содержание K_2O, различные нормативные показатели и др. Очевидно, что на такой методической основе трудно добиться четкой, непротиворечивой типизации пород...»* [Бородин, 1987, с.35].

Чтобы улучшить ситуацию, Л.С.Бородин и предложил новый параметр - индекс щелочности-известковистости. К сожалению, в классификационном аспекте и этот второй главный параметр для разделения магматических серий малопригоден, поскольку, как и *Ac*, не отбивает границ между породами с различной щелочностью. Л.С.Бородин не комментирует соотношение индекса щелочности-известковистости с $K_{агп}$ и с минералогическими критериями щелочности. Между тем из опыта самого Л.С.Бородина, применившего предложенные им индекс-параметры для петрохимической классификации гранитоидов [Бородин, 1992], достаточно ясно видны и неудовлетворительное согласование новых индексов с традиционными, и низкая "диагностическая" эффективность отношения *Ca/(Na+K)*. Одно и то же его значение могут иметь как щелочные и субщелочные (в понимании Л.С.Бородина), так и кальциевые (известковые) серии. И даже совместное использование *Ac* и щелочно-известкового индекса Бородина не дает возможности провести четкие границы между породами по щелочности. В работе [Бородин, 1987] границы выбраны эмпирическим путем и располагаются под различными углами к координатным осям на классификационной диаграмме *Ac-Ca/(Na+K)*, причем большинство трендов эталонных серий пересекаются или сходятся в одну точку вблизи начала координат, что является большим недостатком в любой классификации.

В "двухпараметрической" систематике Бородина не находит никакого отражения деление пород по степени насыщенности глинозема щелочами и кальцием на низкощелочные гиперглиноземистые ($Al_2O_3>K_2O+Na_2O+CaO$), нормальной щелочности ($K_2O+Na_2O<Al_2O_3<K_2O+Na_2O+CaO$) и щелочные ($K_2O+Na_2O>Al_2O_3$), которое принято в

петрохимических систематиках со времен Мишель-Леви [Заварицкий, 1950; Четвериков, 1956; Хуан, 1965; Carmichael et al., 1974 и др.].

В связи с разработкой общей систематики магматических серий необходимо обратить внимание на проблему так называемого "сиенитового парадокса", в которой наиболее ярко высвечивается взаимосвязь между ограниченностью физико-химической базы петрологии и "тупиковыми" ситуациями в классификационных построениях. Так, Л.С.Бородин [1987, с.143] относительно существования сиенит-трахитовых ассоциаций замечает следующее: *«...В этой системе* (имеется в виду система *Кв-Нф-Клс* - Д.М.И.), *как хорошо известно, между риолитовым и фонолитовым минимумом находится разделяющая их узкая область относительного максимума (полевошпатовый "горб", или барьер). Поэтому следовало бы ожидать, что небольшое отклонение реальных магматических составов от идеального стехиометрического состава полевого шпата, что обычно и наблюдается, будет смещать магматические (сиенитовые или трахитовые) расплавы либо к риолитовым, либо к фонолитовым составам и их плутоническим эквивалентам (граниты и нефелиновые сиениты). Иначе говоря, с позиций экспериментальной петрологии должно казаться странным, что трахиты и сиениты вообще существуют в природе, тем более как распространенные породы...»*; и далее читатель отсылается к подстрочной сноске: *«...По образному выражению С.Морзе, который отмечает данное обстоятельство в своем известном руководстве по фазовым диаграммам, сиенитовая проблема сидит, как заноза, в теле магматической петрологии»*.

Очевидно, что парадоксальное несовпадение реальности и базовой петрологической модели, в которой область сиенитов ограничена "горбом", обусловлено только неправомерным упрощением "сиенитовой модели". Поскольку сиениты, кроме лейкократовых минералов, содержат и темноцветные (оливины, пироксены, амфиболы, биотиты), то для приближения модельной физико-химической системы к природным ассоциациям необходимо к вышеуказанной системе *Кв-Неф-Клс* добавить форстерит. Тогда в этой расширенной сиенитовой системе появится подсистем *Аб-Ор-Фо-Эн*, фазовыми равновесиями в которой в упрощенном виде можно описать образование большинства типов сиенитов и трахитов. К этому следует добавить, что распространенность сиенитов в природе вполне обьяснима тем, что сиенитовые (трахитовые) объемы составов имеют как многие частные подсистемы, так и общая система *Ор-Аб-Ан-Фо-Фа-Гед-Кв-H_2O* [Дубровский, 1993]. "Сиенитовая заноза в теле магматической петрологии" рассасывается сама собой, если это тело перестает быть "однобоким" (состоящим лишь из лейкосиликатов), а прсобразуется в многомерный континуум с равноправной ролью салических и мафических фаз.

Подводя итог критическому анализу двух классификационных подходов, на основе которых были выполнены в 90-е годы наиболее обширные и обстоятельные в российской геологической литературе сводные обобщения современных знаний о природном многообразии магматических серий [Магматические... 1983; 1984; 1985; 1987; 1988;

Бородин, 1987], можно с полным основанием заключить, что к настоящему времени нет универсальной классификации серий горных пород, достаточно полно отвечающей основным требованиям к классификационным схемам, т.е. обладающей четкими однозначными критериями и правилами для деления исследуемой совокупности объектов на таксоны с однотипным набором классификационных параметров. Потребность именно в такой систематике пород и серий несомненна, поэтому целесообразно более подробно охарактеризовать основные принципы построения "универсальной" классификации.

5.3. Основные принципы классификации магматических серий пород

Так как предмет нашего рассмотрения представляет собой определенные совокупности пород, то, естественно, что классификация этих совокупностей должна базироваться на классификации составляющих их пород, как это справедливо подчеркивается в работе [Магматические..., 1987]. Очевидно также, что поскольку в природе существуют серии пород различного происхождения (плутонические, вулканические, метаморфические, метасоматические), то их универсальная классификация должна строиться на общем фундаментальном признаке - химизме, т.е. мы будем вести речь о петрохимических сериях.

Для примера здесь мы рассмотрим главные принципы петрохимической классификации алюмосиликатных магматических пород, разработанной автором на основе их минального состава, рассчитываемого по системе CIPW [Дубровский, 1987а; 1987б; 1993]. В табл.5.1 приведены применяемые в классификациях таксоны, их содержание и признаки выделения для магматических пород. Для пород другого генезиса расширяется содержание таких таксонов как тип и класс, а остальные таксоны по своей сути универсальны для всех генетических типов пород. Следует обратить внимание на то, что совокупности пород в ранге от отряда до рода могут выделяться как по минералогическим, так и по петрохимическим критериям совершенно равнозначно, т.е. при высоком качестве анализов петрохимическая систематика пород будет идентичной с петрографической систематикой на минералогической основе. Детальное обоснование выбора критических параметров классификации алюмосиликатных пород на уровне отрядов и видов читатель найдет в работе [Дубровский, 1993], с некоторыми дополнениями и уточнениями они отражены в табл.5.2, а в данном разделе приводятся только минимально необходимые характеристики диагностических петрохимических критериев главных таксонов.

Критерием различия отрядов является отношение $Ca'/(Mg+Fe^{2+'})$, где Ca' - кальций, который остается на фемические миналы после образования "акцессорных" (*апатит, флюорит, титанит, кальцит*) и алюмосиликатных (*анортит, геленит*) миналов, а $Fe^{2+'}$ - железо, остающееся после образования "железистых акцессорных" миналов (*хромита, пирита, ильменита, магнетита*). Если это отношение будет

больше 1, то порода должна относиться к кальциевому отряду, а если меньше 1, то к железо-магнезиальному отряду; значение 1 характеризует граничный тип породы, в норме которой не будет ни (*Опр+Ол*), ни (*Во+Лар*). Отнесение такой породы к тому или иному отряду должно определяться по ассоциации с другими породами, находящимися в генетическом родстве с граничной. Следует обратить внимание на то, что железо-магнезиальный отряд делится на четыре ряда, а кальциевый - на три, поскольку последний не содержит пород пересыщенных Al_2O_3.

Деление пород на группы осуществляется по наличию/отсутствию типоморфных миналов (*Кв, Ол, Нф, Лц, Клф, Гел, Ак, Са-Чер, Лар, Монт, Пер и Вю*), однозначно отражающих степень насыщенности пород (или магм) кремнеземом. Отнесение пород к ряду по щелочности производится по коэффициенту $K_{щел}^{Al}$, значения которого могут изменяться от $+\infty$ до $-\infty$. Граница по 0 отделяет ряд пород низкой щелочности, имеющих отрицательные значения индекса, от ряда пород нормальной щелочности, ограниченного значениями $K_{щел}^{Al}$ от 0 до +1.0; субщелочной ряд пород имеет значения $K_{щел}^{Al}$ от +1.0 до +1.5, а щелочной - от +1.5 до $+\infty$. Указанные значения $K_{щел}^{Al}$ являются сквозными для всех групп одного ряда по насыщенности кремнекислотой.

Петрологический смысл индекса $K_{щел}^{Al}$ заключается в том, что при повышении содержания (концентрации, активности) щелочей они вытесняют кальций из алюмосиликатов, а дальнейшее усиление их активности приводит к нехватке Al_2O_3 для образования алюмосиликатов, и избыточные щелочи перераспределяются в пироксены и амфиболы (вначале натрий, а затем калий), образуя щелочные виды этих минералов. Соответственно этому предлагается уточнить и ограничить термин "щелочные породы" только теми рядами таксонов, в которых горные породы содержат щелочные темноцветные минералы. В традиционных петрохимических терминах эта совокупность соответствует агпаитовым породам с $K_{агп}>1$. Присутствие же фельдшпатоидов из критериев "щелочности" пород предлагается исключить, сохранив за этим важным и привычным диагностическим признаком роль ключевого индикатора насыщенности пород SiO_2.

В одной группе фиксированного ряда располагаются семейства, объединяющие породы с однотипным набором миналов. Совокупность пород с определенными количественными соотношениями миналов относится к одному роду. С позиций петрологического анализа видовой набор миналов определяет выбор физико-химической модельной системы, а количественные соотношения миналов - выбор секции (объема) внутри многомерного пространства фазовой диаграммы или, иными словами, химические условия образования породы.

Таблица 5.1

Таксоны и критерии их выделения в классификации магматических алюмосиликатных пород

Таксоны	Содержание таксонов		Критерии выделения
Тип	Магматический		Генетические
Классы	1) плутонический; 2) вулканический		Геолого-структурные
Отряды	1) железо-магнезиальный	2) кальциевый	Минералогические; петрохимические по соотношению $Ca'/(Mg+Fe^{2+'})$
Группы	1 - *Кв*-нормативная II - *Ол*-нормативная III - *Нф*-нормативная IV - *Лц*-нормативная V - *Гел*-нормативная VI - *Ак*-нормативная VII - *Клф*-нормативная VIII - *Монт*-нормативная IX - *Вю*- и *Пер*-нормативная	1 - *Кв*-нормативная II - *Нф*-нормативная III - *Лц* -нормативная IV - *Гел*-нормативная V - *Ак*-нормативная VI - *Клф*-нормативная VII - *Лар*-нормативная VIII - *Монт*-нормативная IX - *Вю*- и *Пер*-нормативная	Минералогические и петрохимические: по степени насыщенности SiO_2 минералов и миналов
Ряды	а) низкой щелочности б) нормальной щелочности в) субщелочной г) щелочной	а) нормальной щелочности; б) субщелочной; в) щелочной	Минералогические; петрохимические по $K_{щел}^{Al}$
Семейства	Минальные системы в группе соответствующего ряда (см. [Дубровский, 1993; табл.2.2 и 2.3])		Минералогические и петрохимические (качественно различные минеральные и минальные системы)
Роды	Породы одной минальной системы		Минералогические и петрохимические (ассоциации с количественно различными соотношениями минералов и миналов)

ПРИМЕЧАНИЕ. По [Дубровский, 1987а,б, 1993] с дополнениями и уточнениями для групп сильно недосыщенных SiO_2 пород.

Таблица 5.2

Схема соподчиненности групп, рядов и семейств в железо-магнезиальном отряде алюмосиликатных пород и положение эталонных серий магматических пород в классификационном поле

Группа	Ряд				Реальный и возможный барьер
	низкой щелочности	нормальной щелочности	субщелочной	щелочной	
Кв-нормативная					*Опр*
Ол-нормативная					*Аб*
Нф-нормативная					*Ор*
Лц-нормативная					*Лц*
Гел-нормативная					*Ан*
Ак-нормативная					*Мпр*
Клф-нормативная					*Клс*
Монт-нормативная					*Ол*
Пер-Вю-нормативная					

ПРИМЕЧАНИЕ. Каждая клетка поля соответствует семейству пород; тренды серий построены по данным [Магматические..., 1984; 1985; 1987; 1988; Бородин, 1987].

Поскольку положение семейств в классификации определяется "пересечением" групп и рядов, то предлагается названия семейств составлять из наименований двух типоморфных миналов, характеризующих и группу и ряд. Например, альсилит-кварцевое семейство, диопсид-кварцевое, эгирин (акмит)-кварцевое и *K*-силикат-кварцевое (для подряда с *K>Al)*. Всего набирается 50 наименований семейств по главным компонентам без учета миналов Fe^{3+} и *Ti*. Чтобы учесть и последние, к названию семейства можно добавлять наименование присутствующего минала железа и титана, например: альсилит-кварцевое семейство с *Mm* или *Илм* и т.д.

Рассмотрим теперь соотношение таксонов "семейство" и "род" с петрохимическими сериями. Литературные данные [Магматические..., 1984; 1985; 1987а; 1988; Бородин, 1987; Хьюджес, 1988 и др.] и личный опыт автора свидетельствуют о том, что ассоциации горных пород, образующие магматические серии, в классификационном пространстве перекрывают, как правило, поля составов нескольких родов (семейств), групп и рядов (табл. 5.2). Это может быть объяснено тем, что расплав во время фракционной кристаллизации имеет возможность перемещаться из одной минальной системы в другую и, соответственно, образованная при таких переходах серия может включать породы нескольких семейств (родов). Например, серия нормальной щелочности "оливиновый базальт-андезит-дацит-риолит" содержит породы как оливиннормативной, так и кварцнормативной группы. Известны растянутые серии пород, сильно недосыщенных кремнеземом. Например, серия "мелилитовый оливинит-кугдит-ункомпагрит-мельтейгит-ийолит-нефелиновый сиенит" охватывает три группы: ларнитнормативную, лейцитнормативную и нефелиннормативную [Магматические..., 1984]. Возможен также переход породной серии из одного ряда в другой: из ряда нормальной щелочности в ряд низкой щелочности (гранитные серии Кольского полуострова [Батиева и др., 1978; Дубровский, 1987]; известково-щелочная серия пород Каскадных гор, см. ниже); из ряда нормальной щелочности - в ряд субщелочной и далее - в щелочной (гранитоиды Забайкалья [Вартанова и др., 1979]); обычен переход от субщелочного ряда в щелочной [Батиева и др., 1978; Дубровский, 1987].

В связи с приведенными данными следует коснуться вопроса о взаимосвязях между породными сериями и термальными барьерами между соседними минальными системами как по "вертикали" (по одному ряду и нескольким группам), так и по "горизонтали" (по одной группе и нескольким рядам). К сожалению, информация по этому вопросу не равнозначна для всех минальных систем. Имеющиеся данные [Дубровский, 1993, табл.2.2 и 2.3] позволяют дать прогнозную оценку реализации термальных барьеров в условиях земной коры (P_{H_2O}<10 кбар] по отрядам и только по "вертикали", т.е. между групповыми минальными системами:

Fe-Mg-отряд	Ca-отряд
1. Ортопироксеновый	1. Альбитовый
2. Альбитовый	2. Ортоклазовый
3. Ортоклазовый	3. Клинопироксеновый
4. Клинопироксеновый	4. Лейцитовый
5. Лейцитовый	5. Волластонитовый
6. Оливиновый	6. Оливиновый

Наличие или отсутствие того или иного термального барьера связано с физико-химическими особенностями частных минальных систем, отделяющих более полные минальные системы друг от друга в общем объеме системы SiO_2-Al_2O_3-FeO-MgO-CaO-Na_2O-K_2O. Если добавятся TiO_2 *и* Fe_2O_3, то появятся еще термальные барьеры, разделяющие минальные системы по *Mm*, *Илм* и титаниту.

Наиболее известны два термальных барьера *Fe-Mg*-отряда - ортопироксеновый и альбитовый, что связано с широкой распространенностью соответствующих пород и детальной изученностью адекватных модельных систем. Как было показано выше, наличие или отсутствие ортопироксенового барьера определяет направление дифференциации оливиннормативных расплавов и приводит к образованию серий, сжатых и растянутых по SiO_2. Альбитовый барьер отличается своей устойчивостью в диапазоне коровых значений флюидного и литостатического давления и является надежной границей между оливиннормативными и нефелиннормативными породами и магмами. Автору не известны достоверные описания серий магматических пород, которые "пересекали" бы этот барьер. Исключение составляют лишь случаи появления кумулятивных пород, обогащенных амфиболом и(или) биотитом; в нормативном составе таких кумулятов рассчитывается нефелин, но в реальном парагенезисе он отсутствует.

Ортоклазовый барьер появляется при определенных значениях флюидного и литостатического давления, когда резко сокращается объем (поле) кристаллизации лейцита [Дубровский, 1993]. Реально его влияние отмечено в плутонических сериях с калиевым уклоном, содержащих сыннириты и нефелиновые сиениты. Лейцитовый барьер фиксируется в вулканических сериях с орендитами и камафугитами.

Что же касается остальных барьеров, то имеются лишь отрывочные и часто противоречивые сведения о них из экспериментальных работ по частным системам. Так, физико-химический анализ фазовых превращений в части расширенного базальтового тетраэдра *Лар-Нф-Фо-Кв* показал отсутствие термальных барьеров в нем при 1 атм, что позволило проследить тренды дифференциации от мелилитовых составов до нефелиновых сиенитов в обоих отрядах [Дубровский, 1989]. Природные наблюдения по переходу породной серии из одного ряда в другой свидетельствуют об отсутствии термальных барьеров между минальными системами по

щелочности в условиях земной коры. Довольно часто встречается переход между рядом нормальной щелочности и субщелочным, не говоря уже о переходе от субщелочных пород к щелочным, граница между которыми чисто условная и устанавливается по соотношению миналов *Ди* и *Эг*. Несколько сложнее осуществляются переходы между рядами низкой и нормальной щелочности, т.к. их реализация требует появления гидроксилсодержащих фаз (биотитов, амфиболов) определенного состава [Дубровский, 1987а].

В качестве наглядной иллюстрации соотношения петрологического понятия "серия" с петрохимическими "группа", "ряд" и "семейство" можно привести схему соподчиненности этих понятий для железо-магнезиального отряда (табл.5.2), построенную на основе данных по изучению природных серий и теоретических трендов кристаллизации, рассмотренных в данной работе. Для составления аналогичной схемы для кальциевого отряда пока не хватает информации.

Описанная особенность серий пород, естественно, затрудняет их систематику и номенклатуру, несмотря на то, что положение в классификации всех образующих серию пород может быть определено четко. Традиционное деление магматических серий только по щелочности на толеитовые, известково-щелочные, субщелочные и щелочные серии представляется слишком упрощенным и не отражающим всего многообразия природных ассоциаций. Более совершенной является рядно-групповая систематика природных серий, использованная при составлении многотомной сводки "Магматические горные породы" [1983-1988]. В частности, в этой работе прямо отмечена приоритетность групповых классификационных признаков по отношению к различиям по щелочности: *«...На основе принципов современной классификации [Классификация..., 1981] **с учетом подразделения на группы** выделены щелочные ультраосновные, щелочные основные, щелочные средние, щелочные кислые серии»* [Магматические..., 1984, с.8].

Конечно же, сложности классификации магматических серий связаны с тем, что реальные серии пород могут пересекать рядные и групповые границы (показательно в этом отношении, что авторам томов "Основные" и "Ультраосновные породы" упомянутой выше сводки пришлось серии пород расслоенных плутонов "растаскивать" по разным томам). Очевидно, что классификационные проблемы в таких случаях легче всего разрешить выделением сложных или комбинированных серий.

В настоящее время нет возможности предложить универсальную систематику и номенклатуру всех магматических серий. Поэтому в данной работе ограничимся обсуждением главных принципов систематики серий и попытаемся оценить работоспособность предлагаемых диагностических критериев на

конкретном примере ограниченной выборки - породных серий, образованных из оливиннормативных магм.

Прежде всего, все магматические серии необходимо делить на плутонические и вулканические. Вероятно, как и для отдельных пород, эти две совокупности серий должны соответствовать таксону "класс", т.е. следует выделять два класса серий. Как это неоднократно подчеркивалось в литературе, эти классы серий принципиально отличаются друг от друга, и их выделение и изучение требует различных методических подходов. Напомним, что различия теоретических трендов дифференциации расплавов и кристаллизатов были охарактеризованы в главе 4.

Вулканические породные серии - это продукты консолидации порций расплавов, оставшихся после кристаллизации и фракционирования части твердых фаз, или возникших в результате последовательных стадий частичного плавления соответствующего субстрата. Из-за такого "генетического дуализма" вулканических серий не всегда корректно доказывается комагматичность их членов (даже для тех, которые приняты за эталонные), т.к. нет достоверных критериев, по которым можно было бы надежно определить, что эта конкретная серия образовалась из одного исходного расплава.

Плутонические породные серии (расслоенные и дифференцированные комплексы) - продукты кристаллизационной дифференциации магматических расплавов. Достоверность генетического родства пород таких серий доказывается проще и надежнее. Тем не менее при изучении плутонических серий необходимо учитывать два "антагонистических" породообразующих процесса, значительно усложняющих строение комплексов (серий). С одной стороны, порядок выделения кристаллов из магмы и их состав строго определяется составом расплава, качественным и количественным соотношением летучих в соответствии с диаграммой состояния определенной системы. С другой стороны, на распределение твердых фаз в пространстве камеры и, следовательно, на образование геологических тел - пород - влияют иные факторы: скорость кристаллизации (быстрая кристаллизация - термостатирование), объемная - направленная кристаллизация в различных условиях конвекции, соотношение удельных плотностей магмы и кристаллов (оседание - всплывание), размер кристаллов (разная скорость оседания), наличие - отсутствие конвективных потоков и скорость их движения и др.

Последующее деление (ранжирование) классов серий по таксонам меньшего ранга должно производиться после разбраковки всех составляющих серию пород на отрядные, групповые и рядные ранги. На этой стадии классификации петрохимических серий, как и пород, целесообразно брать за основу соотношение двух главных петрохимических параметров: а) "щелочность", понимаемую как степень насыщения Al_2O_3 щелочами и кальцием; б) "основность

(кремнекислотность)" как показатель степени "насыщения" SiO_2 остальными катионами. По этим параметрам отбиваются рядные и групповые уровни серий.

Дальнейшее деление внутри рядов и групп может быть осуществлено с учетом значений общей железистости F_{am}, номера нормативного плагиоклаза *an* и натриевости *n*. Это - так называемые уклоны, которым ни в коем случае не следует приписывать ранг серий.

Среди петрографических серий следует различать: а) полевошпатовые; б) полевошпат-фельдшпатоидные и в) фельдшпатоидные. Полевошпатовые могут быть одно- и двугрупповые (оливиннормативные, кварцнормативные и оливин- и кварцнормативные); полевошпат-фельдшпатоидные могут включать до пяти групп.

С учетом вышеизложенных принципов и алгоритма классификационных процедур рассмотрим возможности усовершенствования систематики и номенклатуры оливиннормативных (базитовых и ультрабазитовых) серий нормальной щелочности натриевого уклона, являющихся главным объектом анализа в этой книге.

5.4. О критериях выделения и таксономическом ранге толеитовых и известково-щелочных ассоциаций базальтоидов

При обсуждении проблемы классификации серий основное внимание уделяется обоснованию деления базальтоидных серий на толеитовые и известково-щелочные, однако многолетние поиски надежных классификационных критериев пока не дали удовлетворительного результата. Как было показано А.Мияширо [Miyashiro, 1974] и Л.С.Бородиным [1987], эталонные толеитовые и известково-щелочные серии по щелочности не различаются, поэтому в большинстве работ в качестве главного диагностического признака используется критерий Мияширо - соотношение железистости и SiO_2. К сожалению, работоспособность его ограничена по причинам, детально рассмотренным в главе 4 на примере классификации модельных трендов дифференциации с использованием диаграммы F-SiO_2. Большое количество "сжатых" по SiO_2 трендов пересекают границу Мияширо, свидетельствуя о существовании смешанных трендов, которые должны встречаться чаще в природе по сравнению с "чисто" толеитовыми и "чистыми" известково-щелочными. На том же основании был сделан вывод о том, что содержание SiO_2 не может являться универсальным показателем степени дифференцированности, поскольку совместное изменение составов мафических минералов и плагиоклаза может происходить при постоянном содержании SiO_2.

Вышеуказанные слабые стороны традиционного подхода стимулируют продолжение поиска более эффективных критериев для сериальной классификации базальтоидов. Перспективные возможности в этом отношении открывает применение специфических физико-химических особенностей изобарической поверхности совместной кристаллизации мафических минералов с плагиоклазом, описанных подробно в разделе 3.4.5 наст. монографии (рис.3.21). На их основе представляется возможным конструирование четкого однозначного и универсального критерия для разделения ассоциаций базальтоидов нормальной щелочности на более мелкие группы по общей железистости F_{am} и нормативному номеру плагиоклаза *an*.

Корреляции железистости мафических минералов и номера плагиоклаза обычно анализировались с петрологическими, а не классификационными целями (блестящие примеры эффективного применения диаграмм f_{am}-*an* можно найти в монографии [Уэйджер, Браун, 1970] . Вот что писал по этому поводу Л.Уэйджер : *"Общеизвестно, что фракционная кристаллизация базальтовой магмы ведет к одновременному росту железистости и альбитового отношения Аб/(Аб+Ан), представленных на корреляционном графике, который может быть использован для определения последовательных стадий фракционирования"* [Wager, 1956, с.217]. С уровня современных знаний о кристаллизации базальтоидных расплавов такое заключение уже нельзя считать справедливым во всех случаях, поскольку железистость мафических минералов в процессе кристаллизации не всегда растет, а может, в зависимости от окислительно-восстановительного потенциала среды, колебаться и даже уменьшаться (рис.3.6г).

Кармайкл [Carmichael, 1964] отмечал, что ни в каких окисных вариационных диаграммах нельзя отобразить взаимосвязь сериальных трендов с фракционированием минеральных ассоциаций, контролирующим конфигурацию тренда. Поэтому он предложил несколько изменить диаграмму Уэйджера *Аб/(Аб+Ан)*-$(Fe^{2+}+Mn)/(Fe^{2+}+Mn+Mg)$, добавив в первое отношение *Ор*, а во второе Fe^{3+}. На видоизмененной диаграмме Кармайкл анализирует положение трендов пород вулкана Тингмули, Каскадных год и Скергаарда и указывает на большую разницу изменения выбранных параметров для пород Каскадных гор и расплавов Скергаардской интрузии, подчеркивая почти прямую зависимость параметров для вулкана Тингмули, но ничего не говоря о значении этих признаков для сериальной систематики породных сообществ.

Соответствие составов плагиоклаза (реального и нормативного) и общей железистости пород (или расплавов) вытекает из температурной зависимости котектических составов различных твердых растворов и равновесных расплавов и определяется физико-химической сущностью диаграммы состояния базальтоидных систем. Рассмотрим это положение более детально на примере системы *Аб*-

Ан-Фо-Фа, представляющей типичную систему с двумя парами компонентов, которые образуют непрерывные твердые растворы. Изобарическая фазовая диаграмма этой системы (рис.3.21а) характеризуется наличием в объеме тетраэдра трехфазовой котектической поверхности *(Ол+Пл=Ж)*, усложненной вблизи граничной системы *Ан-Фо-Фа* объемом кристаллизации шпинели. Наличие котектической поверхности соответствует правилу фаз, согласно которому число степеней свободы при постоянном давлении в этом случае будет равно *W*=4+1-3=2. Из этого следует, что при заданном значении температуры в указанном равновесии существует строгая взаимосвязь *f* и *an*, как нормативных в расплаве, так и реальных в твердых фазах.

Котектическая поверхность, отражающая состав расплава, расположена так в объеме тетраэдра, что с понижением температуры железистость оливина растет, а кальциевость плагиоклаза падает, поэтому на каждой изотерме данной поверхности обязательно должна существовать фигуративная точка расплава, в которой $f_{норм}^{расп}$ и $an_{норм}^{расп}$ дополняют друг друга до 100%. Эта точка делит изотерму на два отрезка, которые образуются фигуративными точками расплавов с суммой указанных параметров больше 100 и меньше. Линия, соединяющая точки с $(f_{норм}^{расп}+an_{норм}^{расп})=100$, начинается от "условной" эвтектики *(Фо+Ан=Ж)* ($f_{норм}^{расп}=0$, $an_{норм}^{расп}=100$) и протягивается до эвтектики *(Аб+Фа=Ж)* ($f_{норм}^{расп}=100$, $an_{норм}^{расп}=0$), разделяя котектическую поверхность на две части, сумма значений *F* и *an* которых отличается от 100 в большую и меньшую сторону. Учитывая эту особенность, предлагается использовать новый индекс ***SID*** (сериальный индекс Дубровского), численно равный сумме *(F+an)*, в качестве диагностического критерия для петрохимической классификации серий

Аналогичные котектические поверхности имеются в системах *Аб-Ан-Ди-Гед* (рис.3.21б) и *Аб-Ан-Эн-Фс* (рис.3.21в), несколько усложненные наличием в этих системах полей (объемов) кристаллизации "чужих" фаз.

На рис.3.21г представлена фазовая диаграмма, на которой все железистые (в том числе и *Mt*) и магнезиальные миналы объединены в 2 “составных”минала: $Fe_{тц}$ (железистые темноцветные миналы) и $Mg_{тц}$ (магнезиальные темноцветные миналы), чтобы показать особенность кристаллизации фазовой ассоциации *Ол+Опр+Мпр+Мт+Пл+Ж*. Эта котектическая поверхность является составной частью изобарической диаграммы системы *Аб-Ан-Фо-Фа-Ди-Гед-Мт-Кв*. Для шестифазовых ассоциаций *(Ол+Опр+Мпр+Мт+Пл+Ж)* или *(Опр+Мпр+Мт+Пл+Кв+Ж)* данной системы число степеней свободы в изобарических условиях *W*= 7+1-6=2, поскольку число независимых компонентов здесь равно 7.

Так как в фазовых равновесиях участвует *Mm*, количество которого при окислительно-восстановительных условиях регулирует железистость мафических минералов, то, как отмечалось выше, для классификационных целей необходимо учитывать все железо и использовать общую железистость F_{am}.

На рисунке 5.1 воспроизведена обобщенная диаграмма рис.3.21г с дополнительными элементами, более полно раскрывающими ее содержание. Изоплетическими сечениями по $f_{норм}^{расп}$=50 и $an_{норм}^{расп}$=50 тетраэдр разделен на четыре больших и два малых подтетраэдра, которые отличаются определенными значениями рассматриваемых петрохимических характеристик. Так, составы магм (и пород) попадающих в объемы большого подтетраэдра *Аб*(*an*=0)-(*f*=50)-$Mg_{т.ц.}$(f=0)-(an=50) и двух малых - *Аб*(*an*=0)-e_1-(*f*=50)-(*an*=50) и *An*(*an*=100)-$Mg_{т.ц}$(*f*=0)-*E*-(*an*=50) имеют *(F+an)*<100%, в то время как составы магм (и пород), попадающих в объемы трех больших подтетраэдров $Fe_{т.ц}$(*f*=100)-(*an*=50)-*An*(*an*=100)-(*f*=50), $Fe_{т.ц}$(*f*=100)-e_1-(*an*=50)-(*f*=50) и $Mg_{т.ц.}$(*f*=0)-*An*(*an*=100)-*E*-(*an*=50) имеют *(F+an)*>100%. Линии a-в и c-d являются следом пересечения соответствующих изоплет с котектической поверхностью. Таким образом, в общем тетраэдре имеются по три объема, которые различаются концентрационными соотношениями компонентов, но имеют сходные петрохимические характеристики F_{am} и *an* и будут в процессе фракционной кристаллизации давать либо "толеитовый" тип подсерии, либо "известково-щелочной", без всякого влияния на процесс кристаллизации P_{O_2}.

При идеальной кристаллизационной дифференциации магм нормальной щелочности, для которых диаграмма на рис.5.1 служит моделью, линии трендов фракционирования, исходящие из разных секций в объеме тетраэдра, не должны пересекаться между собой, а тренды остаточных расплавов, соответствующие 6-фазной котектической ассоциации, на поверхности $l_1l_2l_3l_4$ не будут пересекать линию l_1-l_3, на которой значение *SID*=100%. Следовательно, во всем диапазоне фракционирования последовательный ряд дифференциатов будет обладать однотипной величиной характеристического параметра *SID*: либо больше, либо меньше 100%. Ассоциацию магм-пород с *SID* >100% предлагается именовать железо-кальциевой *(Fe-Ca)* подсерией, а ассоциацию с *SID*<100% - магниево-натриевой *(Mg-Na)* подсерией.

Очевидно, что по таксономическому рангу выделенные таким образом подсерии представляют собой два альтернативных уклона в ряду нормальной щелочности оливиннормативной группы магм-пород. Вместе с тем по минальным парагенезисам и соотношениям традиционных петрохимических параметров *Fe-Ca*-подсерия тождественна толеитовой серии, а *Mg-Na*-подсерия - известково-щелочной серии существующих классификационных схем базальтоидов. Это лишний раз подтверждает, что понятия

"толеитовые" и "известково-щелочные" базальтоиды следует употреблять только для обозначения специфических уклонов в рядно-групповой систематике базальтоидов, а не для обозначения таксонов более высокого ранга, каковым являются "серии". При указанном понижении ранга обсуждаемых ассоциаций для их однозначной идентификации по химизму может быть использован либо индекс *SID*, либо построенные на его основе двумерные диаграммы типа *F-an, F-(100-an)* или F_{am}*-100Аб/(Аб+Ан)*. Два последних типа предпочтительнее из-за простоты и наглядности топологии (рис.5.2а).

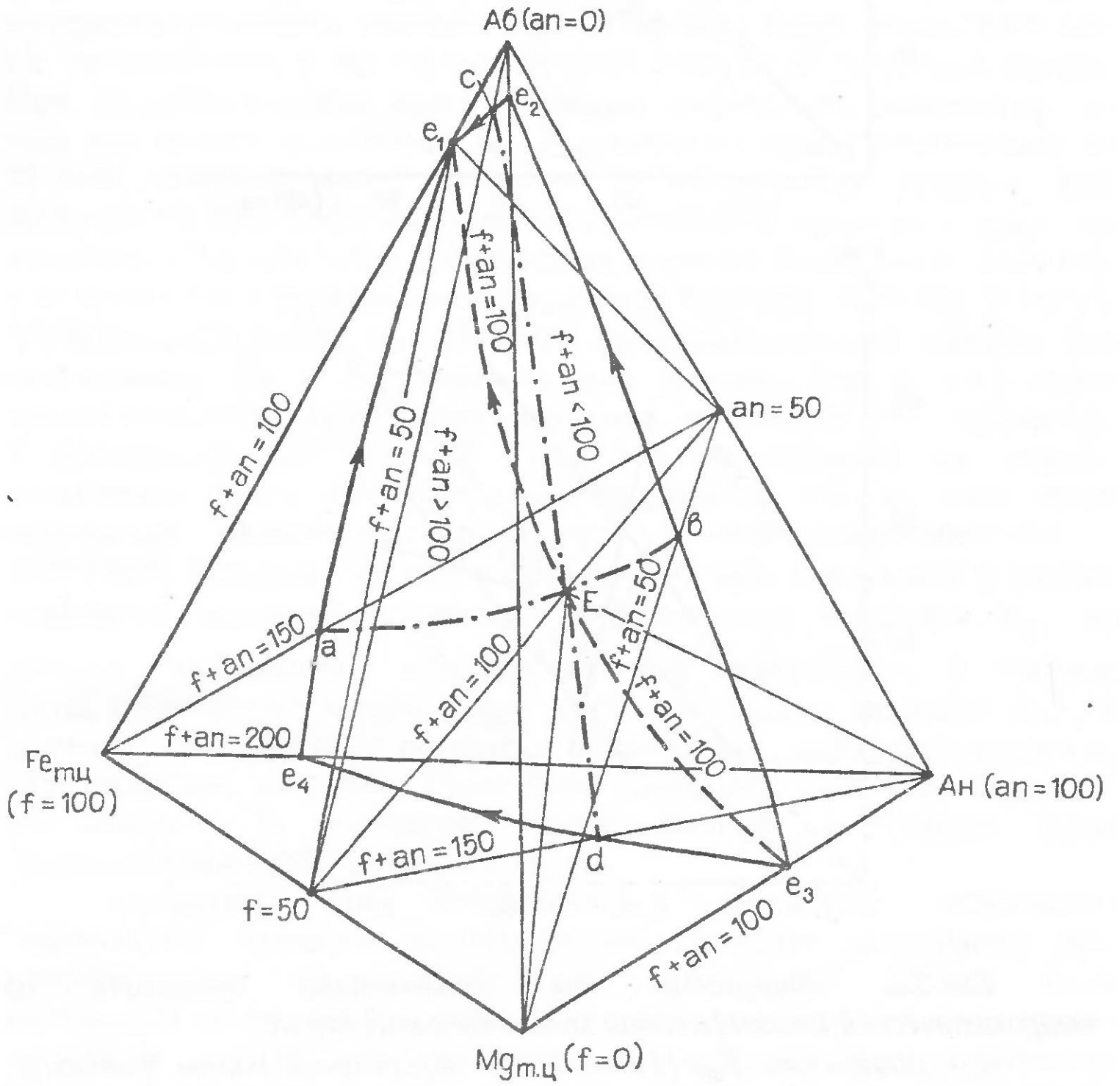
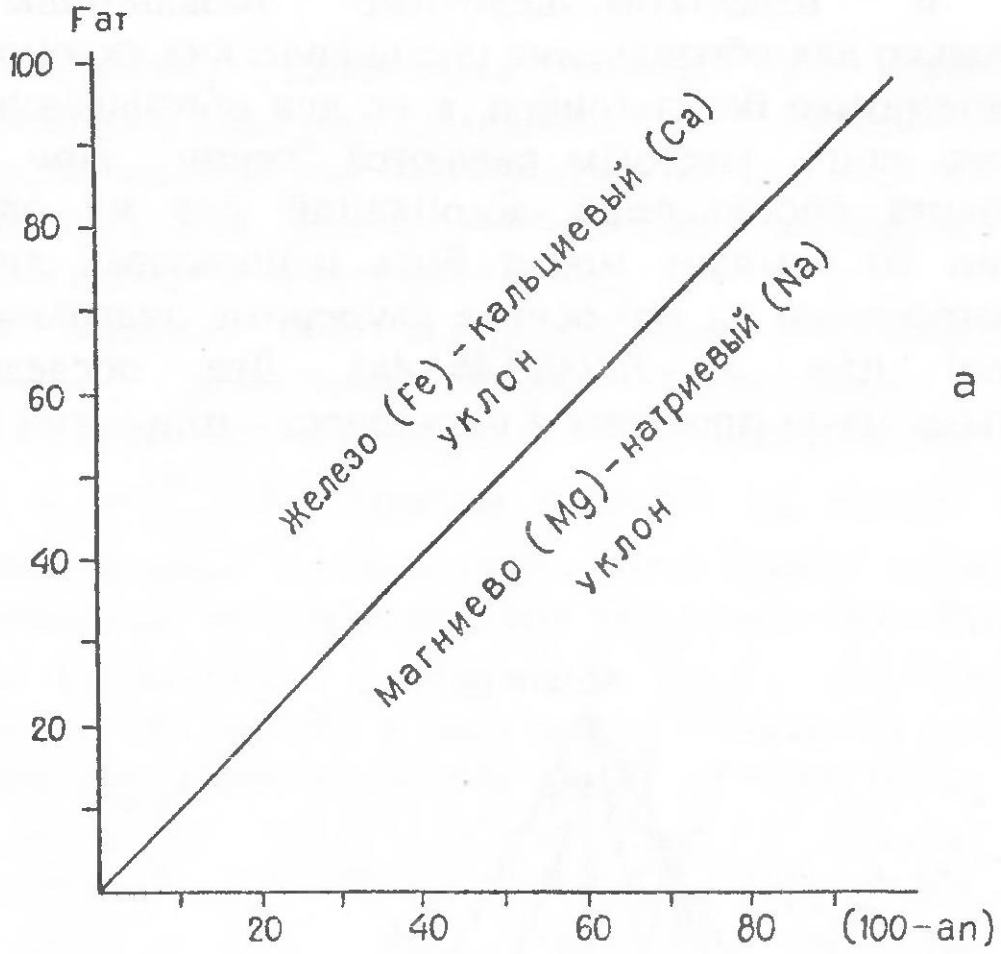


Рис.5.1. Изобарическая обобщенная фазовая диаграмма $Fe_{тц}$*-*$Mg_{тц}$*-Аб-Ан*



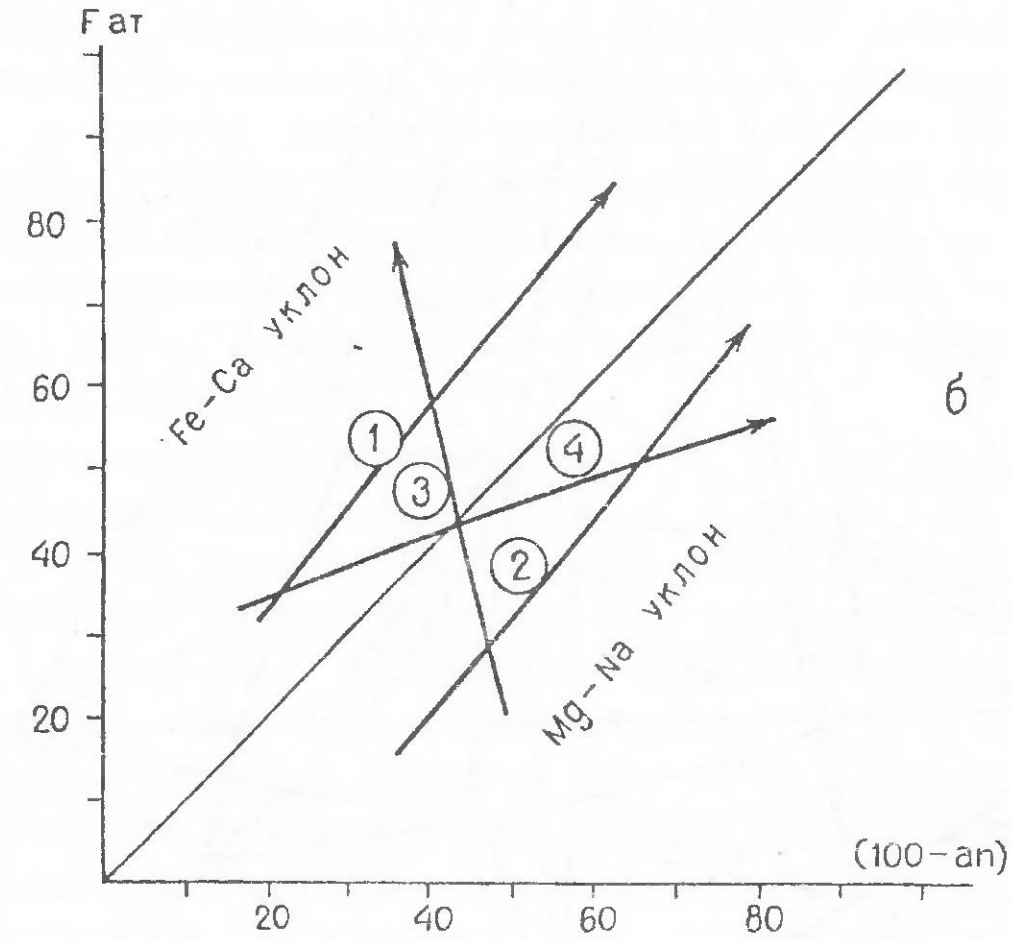


Рис.5.2. Диаграмма для диагностики «уклонов» при петрохимической классификации магматических серий:

а - диаграмма F_{am}-(100-an) для определения типов уклонов;б - положение главных типов трендов дифференциации базальтоидных расплавов на диаграмме F_{am}-(100-an) :

1 - Fe-Ca-уклон; 2 - Mg-Na-уклон; 3 - смешанный - от Mg-Na-уклона к Fe-Ca-уклону; 4 - смешанный - от Fe-Ca-уклона к Mg-Na-уклону

Следует особо подчеркнуть, что взаимозависимость F_{am} и *an* начинает проявляться только тогда, когда расплав находится на котектической поверхности и при кристаллизации осуществляется равновесное фракционирование, т.е. все твердые фазы равномерно удаляются из области кристаллизации. При селективном неравномерном фракционировании фаз конфигурация трендов составов породных серий и остаточных расплавов может сильно усложниться, что легко показать на простом примере.

Примем, что исходный расплав имеет F_{am}=15%, *an*=60% и находится в объеме первичного выделения *Ол*. При кристаллизации последнего железистость расплава будет расти, а значение *an* - оставаться постоянным. Предположим, что к оливину присоединяется ортопироксен. Образованные кумулаты (оливиниты и перидотиты) с интеркумулятивными парагенезами *(Пл+Мпр)* будут иметь *SID*<100, т.е. принадлежать к *Mg-Na*-уклону (или известково-щелочной серии). При продолжающейся кристаллизации мафических минералов, до того как начнет выделяться *Пл*, F_{am} расплава может увеличиться до 25-30%, соответственно, возрастет и железистость твердых фаз. Дальнейшее выделение плагиоклаза с *an*=80-85% приведет к тому, что кумулаты *(Опр+Пл+-Ол)* (оливиновые нориты) будут иметь *SID*>100, в то время как в расплаве еще сохранится величина *SID*<100. В случае "разнонаправленного" селективного фракционирования твердых фаз (всплывание *Пл* и оседание на дно камеры *Опр* и т.п.) будет продолжать расти железистость расплава, а значение *an* - стремиться к постоянной величине. В итоге расплав попадает на железо-кальциевую часть шестифазовой поверхности, где из него будет выделяться парагенез твердых фаз *(Пл+Мпр+Опр+Мт+-Ол)* с *SID*>100%. Когда же на какой-либо стадии кристаллизации в камере создадутся условия постоянного и достаточно высокого P_{O_2}, то расплав, находящийся на шестифазовой поверхности, и твердые фазы, равновесные с ним, будут иметь постоянное значение F_{am}, а значение *an* может либо оставаться постоянным, либо уменьшаться и, следовательно, их сумма будет либо оставаться постоянной, либо - уменьшаться. В последнем случае расплав и твердые фазы "переместятся" из *Fe-Ca*-поля в *Mg-Na*.

Очевидно, что возникшая в результате описанного "модельного" процесса комагматичная породная ассоциация при классификации по традиционной методологии должна быть расчленена на фрагменты, соответствующие толеитовой и известково-щелочной сериям. В практике региональных петрологических исследований получение подобного "заключения" могло бы привести к некорректным выводам о различиях в генезисе и геодинамической обстановке формирования "серий", тогда как причины вариаций химизма гораздо менее масштабны и вызваны лишь незначительными изменениями условий дифференциации внутри магматической системы. В этом отношении информация, считываемая с диаграмм

типа F_{am}-*(100-an)*, менее противоречива, т.к. графический образ комагматичной серии отображается единым трендом (рис.5.2б). Пересечение этим трендом границы "уклонных" полей служит указанием на неидеальность процессов фракционирования или изменение режима летучих в ходе кристаллизационной дифференциации.

Учитывая такое свойство трендов базальтоидных магм, не следует, очевидно, разные их части называть даже подсериями, а лучше в таком случае употреблять термин "уклон": железо-кальциевый *(Fe-Ca)* или магнезиально-натриевый *(Mg-Na)*. По смыслу и ранговости понятий выделение "бинарных" уклонов аналогично делению серий на калиевые и натровые. Представляется весьма важным, что между выделенными по "уклонным" признакам совокупностями пород отсутствуют как химические, так и термодинамические (термические) барьеры, чем межуклонные границы существенно отличаются от межрядных (выделяемых по щелочности) и межгрупповых (по насыщенности SiO_2).

5.5. Заключение к главе 5

1. В настоящее время отсутствует универсальная и внутренне непротиворечивая классификация магматических серий. Представляется целесообразным и перспективным использование для классификации серий тех же общих принципов и подходов, которые были апробированы при создании петрохимической систематики алюмосиликатных пород [Дубровский, 1987, 1993].

2. Ассоциации базальтоидов нормальной щелочности оливиннормативной и кварцнормативной групп по существующим классификационным критериям не могут быть однозначно и непротиворечиво разделены на две "серии": толеитовую и известково-щелочную. В систематике, построенной по группово-рядному принципу, ранг рассматриваемых общеупотребимых терминов не соответствует таксону "серия" и должен быть понижен до уровня "уклона". В качестве однозначного критерия для выделения железо-кальциевого (толеитового) и магний-натриевого (известково-щелочного) уклонов предлагается использовать соотношение нормативных значений F_{am} и *an* или "сериальный индекс Дубровского" *SID* и бинарные диаграммы типа F_{am}-*(100-an)*.

4. Положение трендов дифференциации на диаграмме F_{am}-*(100-an)* отражает не только петрохимические особенности ассоциации, но и условия образования комагматических породных серий: пересечение трендом критической линии со значениями суммы $(F_{am}+an)$=100% свидетельствует об неидеальном или разнонаправленном фракционировании и изменении режима летучих в процессе дифференциации.

Глава 6

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЙ И ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗЫ ПРИРОДНЫХ ЭТАЛОННЫХ СЕРИЙ ПОРОД, ПРОИЗВОДНЫХ ОЛИВИННОРМАТИВНЫХ МАГМ НОРМАЛЬНОЙ ЩЕЛОЧНОСТИ

Эталонные магматические серии многократно описаны в геологической литературе, что избавляет от необходимости повторять здесь их характеристики в части геологии, минералогии, петрохимии, геохимии и петрогенезису. Ограничим задачу показом на конкретных примерах новых возможностей, которые предоставляет применение предложенных в данной работе классификационных схем и физико-химических моделей для систематики и сравнительного анализа серий, а также для петрогенетических построений.

Процедуру анализа и классификации изучаемой совокупности пород рекомендуется унифицировать, используя нижеследующий алгоритм действий.

1. По геологическим и структурно-текстурным признакам изучаемая совокупность пород делится на плутонический и вулканический классы.

2. По петрохимическим признакам классы делятся на кальциевый и железо-магниевый отряды.

3. По $K_{щел}^{Al}$ и типоморфным миналам и минералам отряды разбиваются на ряды и группы.

4. По качественному набору миналов рядно-групповая ассоциация делится на семейства.

5. По количественному соотношению миналов и минералов определяются роды и виды пород (при этом удобно использовать соответствующие диаграммы [Дубровский, 1993], на которые можно наносить как минальные, так и минеральные составы).

6. По значениям SID и отношения *Na/K* определяются уклоны (эти параметры можно совместить на одной диаграмме).

7. Для характеристики условий кристаллизации по P_{O_2} рекомендуется проанализировать соотношение F_{am}, f и F^o, представив данные по ним на одной диаграмме.

8. С целью прослеживания кристаллизационного тренда (или изменения состава пород) изучаемой ассоциации по минальному составу фигуративные точки пород наносятся на проекции изоплет *Ол-Кв-(Пл+Мпр)*, *Мпр-Пл-Ол(+Кв)*, *Кв-(Ол+Пл)-(Ол+Мпр)* 8-компонентной системы *Аб-Ан-Фо-Фа-Ди-Гед-Кв-H_2O;* на последнюю проекцию целесообразно наносить только те точки, которые на предыдущих проекциях попадают на поверхности совместной кристаллизации оливина или ортопироксена с

плагиоклазом и клинопироксеном, или располагаются близко около них. Применение двух или трех изоплет обусловлено тем, что вследствие изменения состава расплава в процессе кристаллизации с фракционированием прослеживание кристаллизационных трендов на одном изоплетическом сечении невозможно из-за его ограниченности по составу. Поэтому приходится "переносить" изменившийся расплав в другое, соответствующее его составу сечение, либо на одной диаграмме показывать разными знаками изменение топологии сечения.

9. С учетом всех выше названных критериев определяется сериальная принадлежность изучаемой совокупности пород и условия ее образования.

При интерпретации материала необходимо учитывать, что многие исследователи "боуэновский" тренд называют известково-щелочным, а "феннеровский" - толеитовым, что не соответствует как теоретическим трендам дифференциации, так и известным природным эталонным сериям.

6.1. Вулканические серии

Проверка работоспособности разработанных классификационных схем и физико-химических моделей производилась на примере трех эталонных вулканических серий: Каскадных гор, вулкана Тингмули и островов Тонга. Первую серию считают наиболее типичным представителем известково-щелочных серий, две другие - толеитовых. Фактография взята из оригинальных источников (по серии Каскадных год [Тернер, Ферхуген, 1961]; по серии Тингмули - (Carmichael, 1964, 1967]; по серии Тонга - [Ewart, Bryan, Gill, 1973; Ewart, 1976]), а также из сводки [Бородин, 1987].

Доброкачественность выборок, представляющих серии Каскадных гор и Тингмули, с позиций подбора "эталонов" для типизации магматических серий нельзя признать вполне удовлетворительной. В первую из них без строгого доказательства генетического родства (комагматичности) включены анализы вулканитов из различных вулканических центров провинции Каскадных гор (Муисин-лейк, Ньюбери, Оутерсон, Крейтер-Пик, Крейтер-лейк, Сент-Хеленс) [Тернер, Ферхуген, 1961]. В серии Тингмули проблематично объединение в единую генетическую серию базальтов и риолитов. Следует заметить, что по вопросам оценки сходства или диагностических (с классификационной точки зрения) различий эталонных серий в предшествующих работах высказаны достаточно противоречивые суждения.

Так, после сопоставления петрохимических признаков серий Тингмули и Каскадных гор Л.С.Бородин [1987, с.179] пришел к выводу, что *"... ни начальное повышение валовой концентрации железа, ни ее последующее понижение не приводят к заметным изменениям*

главных петрохимических характеристик...". На диаграмме AFM различия трендов, как было показано еще в [Carmichael, 1967], действительно, достаточно ясны (после чего серии и приобрели значение «эталонных»), однако сопоставление их же по таким индикаторным параметрам, как валовая щелочность, кремнекислотность, фемический параметр не дает оснований для столь категоричного вывода. Вслед за Л.С.Бородиным [1987, с.180-181] уместно повторить: *"...Другими словами, поведение железа и особенности фракционирования магнетита существенно не влияют на главную направленность магматической дифференциации после перехода от базальтов к последующим типам средних и кремнекислых пород. При этом изначально повышенная железистость базальтов исландских серий сохраняется и в составе всех последующих дифференциатов, что отличает их от аналогов в серии Каскадных гор. Однако повышенная железистость, или «толеитовость», всего ряда пород вулкана Тингмули - от железистых базальтов до исландитов и риолитов - сама по себе не означает, что все они характеризуются пониженной щелочностью. Напротив, при сравнении с аналогичными по кремнекислотности породами серии Каскадных гор очевидно сходство обеих серий по значениям величин (K+Na) или (Аб+Ор+Ан)... На общей классификационной диаграмме ... тренд серии вулкана Тингмули не только не попадает в известковое (толеитовое) поле 1, но находится в поле II близ границы с субщелочным полем III, т.е. располагается выше главного известково-щелочного тренда CA (напомним, что тренд серии Каскадных гор совпадает с трендом CA)...".*

Выводы Л.С.Бородина сходны с мнением А. Мияширо [Miyasiro, 1974), который рассматривал толеитовые и известково-щелочные серии в ранге серий нормальной щелочности, в отличие от субщелочных и щелочных, и предложил различать их по железистости на графике $FeO^*/MgO-SiO_2$. К этому же пришли и авторы итогового тома "Эволюция магматизма в истории Земли" сводки [Магматические..., 1983-1987].

Л.С.Бородин [1987, с.56-57] рекомендовал выделять известковые и известково-щелочные серии на основании своей диаграммы *Ac-(K+Na)/Ca*, отметив при этом, что часть толеитовых и высокоглиноземистых серий попадает в известковое поле, а другая часть - в известково-щелочное: *"...Можно обратить внимание на то, что составы высокоглиноземистых базальтов характеризуются наиболее значительным разбросом величин параметра щелочности-известковистости, попадая как в известковое, так и известково-щелочное поле. Этим еще раз подтверждается второстепенное значение величин глиноземистости для типизации базальтов. Также примечательно, что по фемическому ("толеитовому") параметру Fe/(Fe+Mg), где Fe - суммарное железо (в атом. кол.), толеиты в целом не отличаются от известково-щелочных пород. Максимальную железистость имеют отдельные породы из щелочных серий, а также*

редкие наиболее кремнекислые представители толеитовых серий... Поэтому нельзя согласиться с Х.Куно и другими исследователями, которые определяют пижонитовые серии как серии с концентрацией, пусть и умеренной, железа и на этом основании противопоставляют их известково-щелочным, где концентрация железа не проявлена...".

Процитированные ссылки показывают, что даже эталонные "толеитовые" и "известково-щелочные" серии нормальной щелочности, сформировавшиеся в различных геодинамических обстановках не могут быть однозначно противопоставлены друг другу по традиционному набору петрохимических критериев для сериальной типизации магматических ассоциаций. Предлагаемые автором приемы и критерии, как показано далее, позволяют улучшить ситуацию.

6.1.1. Петрохимический анализ

Для петрохимического анализа серий использованы данные о химическом составе пород из сводки [Бородин, 1987, табл.9, 38 и 40]. В таблицах 6.1-6.3 приведены их нормативные составы, рассчитанные по системе CIPW, и другие петрохимические параметры.

Анализ начнем с классификации пород серий на уровне групп и рядов. Для этой цели по значению $K_{щел}^{Al}$ и типоморфному групповому миналу на соответствующую диаграмму нанесены фигуративные точки всех пород (рис.6.1). Поле составов вулканитов серии Каскадных гор протягивается от нефелиннормативной группы до кварцнормативной, пересекая границу рядов нормальной и низкой щелочности. Проба 9 выпадает из этого ряда, что может быть связано с включением в эталонную выборку генетически разнородных образований.

Поле составов пород серии Тингмули растянуто по степени насыщенности кремнеземом на две группы: в оливиннормативную группу попадают оливиновые базальты (пробы 11, 12), а все остальные породы - в кварцнормативную. Все породы находятся в ряду нормальной щелочности, причем $K_{щел}^{Al}$ всех пород этой серии выше, чем у пород серии Каскадных гор, что совпадает с положением трендов этих серий на диаграмме Л.С.Бородина. Принадлежность риолитов к волластанит-нормативному кальциевому отряду дает основания вслед за Кармайклом [Carmichael, 1967] высказать сомнения относительно комагматичности толеитов и риолитов. Тем не менее, как и в случае с серией Каскадных гор, следуя сложившейся традиции, мы условно будем рассматривать все вулканиты в составе единой "эталонной" серии, хотя в некоторых случаях это представление создает значительные трудности в петрогенетической интерпретации данных.

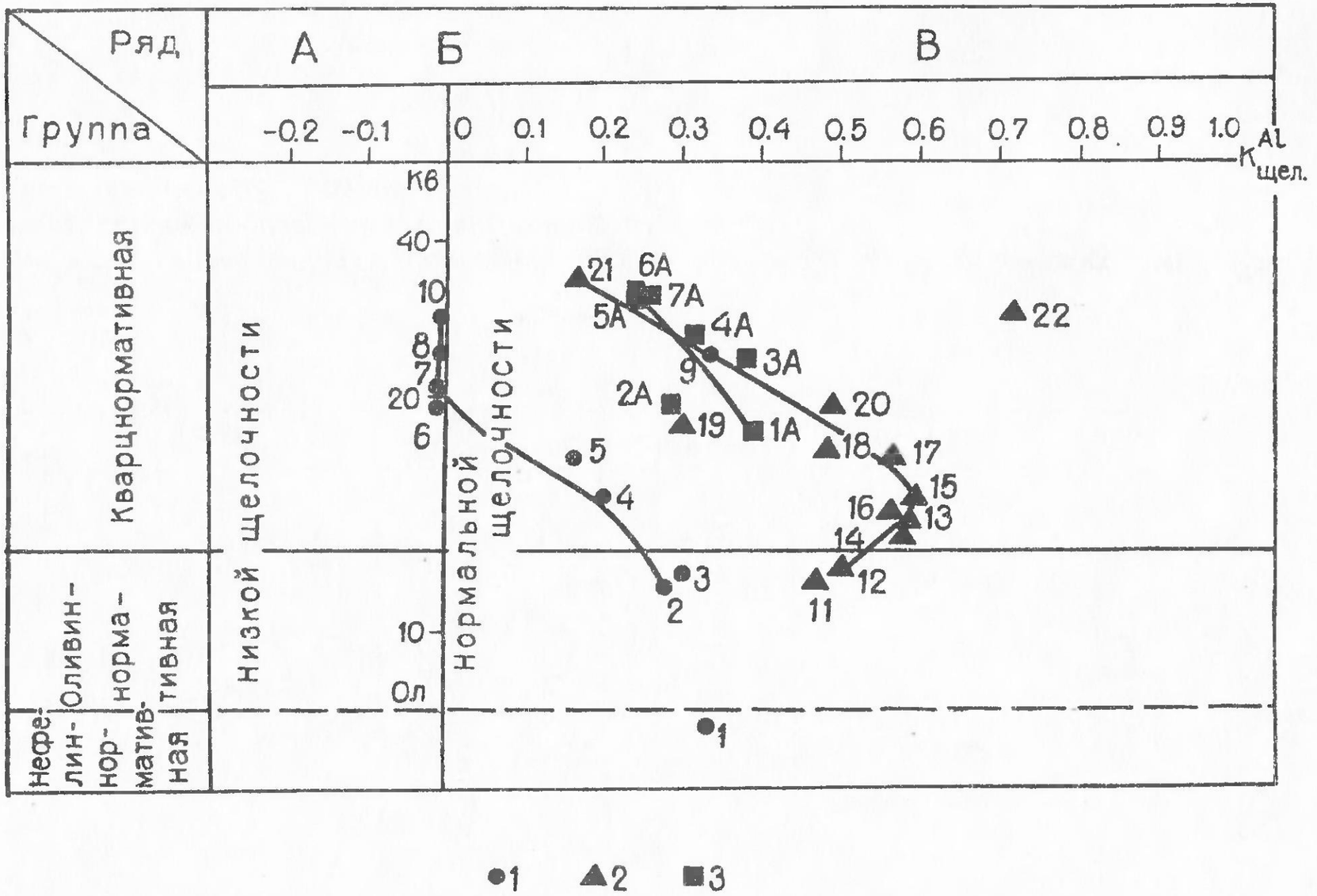


Рис.6.1. Положение трендов эталонных вулканических серий на классификационной диаграмме групп и рядов
Серии: 1 - Каскадных гор; 2 - Тингмули; 3 - Тонга. Здесь и далее цифрами около точек в поле диаграммы обозначены номера проб в таблицах химических анализов и петрохимических параметров соответствующих породных серий

$$K_{hy} = \frac{Onp \cdot 100}{Onp + Mnp} \qquad n > 66.6 \qquad an > 50$$

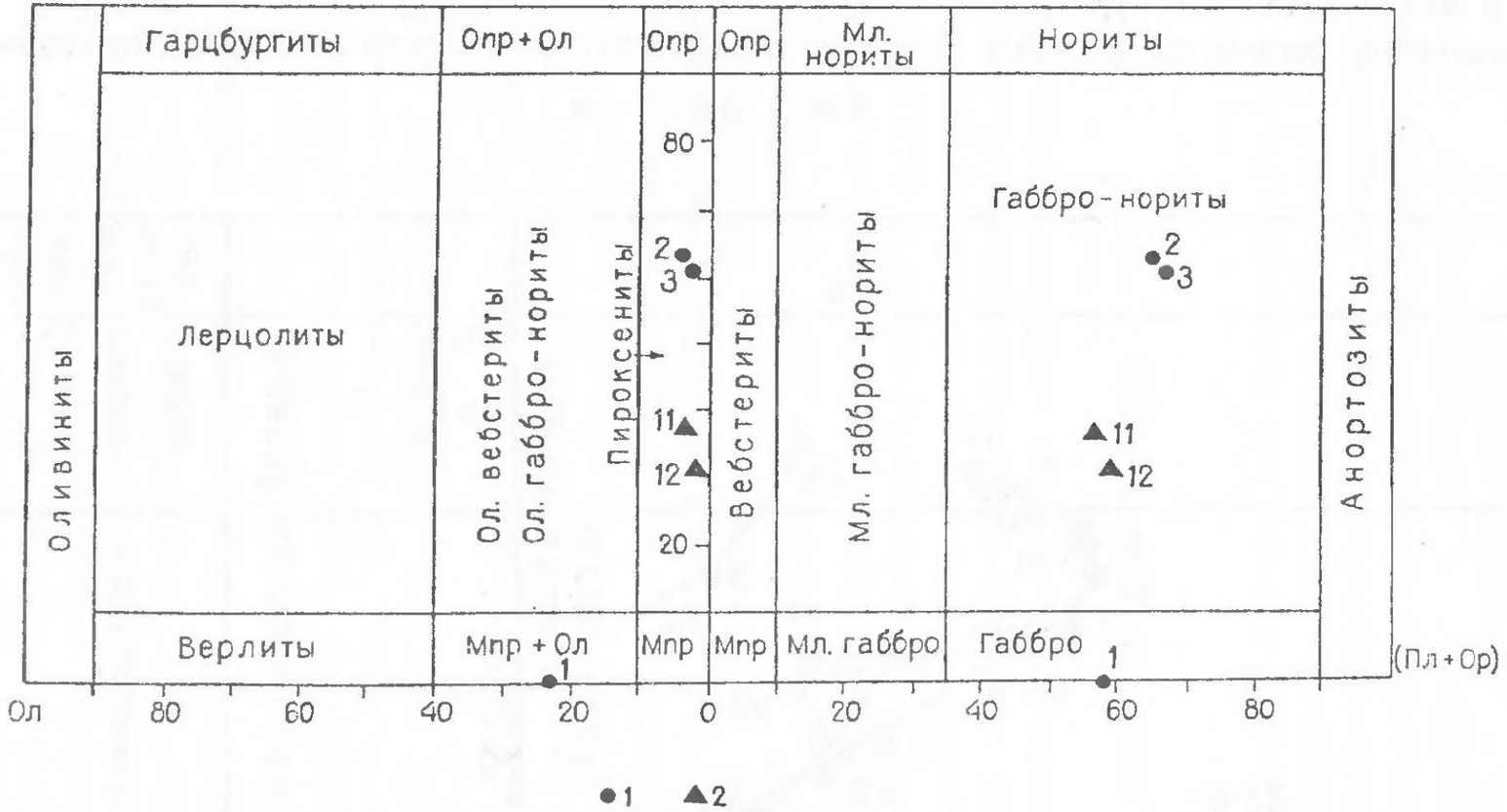


Рис.6.2. Положение пород оливиннормативной группы с an>50% из вулканических серий Каскадных гор и Тингмули на классификационной диаграмме семейств и родов

Серии: 1 - Каскадных гор; 2 - Тингмули

Рис.6.3. Положение пород кварцнормативной группы с an<50% из эталонных вулканических серий на классификационной диаграмме семейств и родов

Серии: 1 - Каскадных гор; 2 - Тингмули; 3 - Тонга

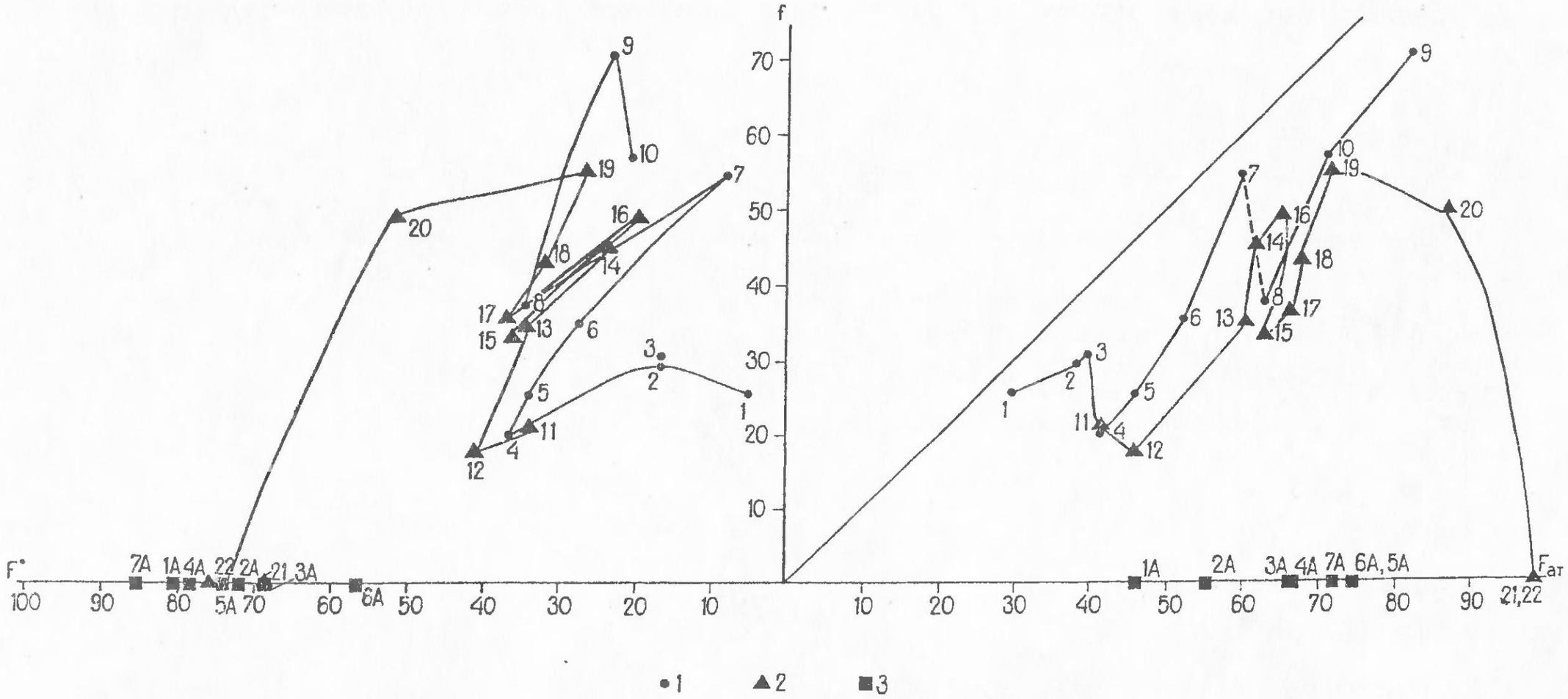


Рис.6.4. Положение трендов эталонных вулканических серий на диаграмме F^o-f-F_{am}
Серии: 1 - Каскадных гор; 2 - Тингмули; 3 - Тонга

Таблица 6.1

Нормативный состав и петрохимические коэффициенты пород вулканической серии Каскадных гор

Компо-ненты	Пробы									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
il(Илм)	1.7	2.5	2.1	1.5	0.9	0.9	0.6	0.9	0.6	0.6
mt(Мт)	0.7	2.3	2.2	3.8	2.9	2.0	0.4	1.9	0.9	0.6
Or(Ор)	-	4.1	4.8	7.2	7.7	7.2	19.0	13.1	23.2	25.5
pl(Пл)	57.9	58.2	59.6	60.6	62.2	60.8	50.1	53.9	46.7	40.8
di(Ди)	15.8	10.5	10.8	5.9	4.1	-	-	-	1.9	-
ol(Ол)	23.0	4.3	3.0	-	-	-	-	-	-	-
hy(Опр)	-	18.1	17.4	14.3	10.7	9.8	8.4	4.9	2.1	2.7
Q(Кв)	-	-	-	6.5	11.4	18.0	21.2	24.9	24.7	29.4
als(Алс)	-	-	-	-	-	1.1	0.4	0.3	-	0.4
ne(Нф)	1.1	-	-	-	-	-	-	-	-	-
f	25.6	28.9	30.4	20.2	25.6	35.2	54.5	37.3	70.3	57.1
F_{am}	30.0	38.3	40.2	41.4	45.9	52.7	59.8	63.2	81.5	71.1
F^o	5.2	17.0	16.8	36.3	34.0	27.7	7.8	34.7	23.0	20.5
K_{hy}	0	63.3	61.6	70.7	72.3	100.0	100.0	100.0	52.2	100.0
K_{pl}	100	93	92	89.4	89.0	89.5	72.5	80.4	66.9	61.6
an	70	59.2	50.8	47.6	41.0	41.2	32.5	27.6	8.6	16.2
n	100	85.5	86.2	82.0	83.0	83.8	65.0	75.7	66.0	58.6
$K^{Al}_{щел}$	0.33	0.27	0.30	0.20	0.16	-0.07	-0.04	-0.03	0.34	-0.09

ПРИМЕЧАНИЕ. Пересчет химических анализов из [Бородин, 1987, табл.9]; здесь и далее содержание нормативных миналов - в мас.%.

Породы серии Тонга располагаются в кварцнормативной группе ряда нормальной щелочности. Характерно, что по значению $K^{Al}_{щел}$ серия Тонга не отличается от серии Тингмули, в то время как на диаграмме Л.С.Бородина тренд серии Тонга находится в поле низкой щелочности, и эта серия представлена как эталонная известковая.

Таким образом, классификация пород эталонных вулканических ассоциаций на уровне групп и рядов позволяет уточнить сериальный тип и структуру данной ассоциации. Серия пород Каскадных гор, вошедшая во все учебные и справочные пособия по систематике вулканитов как эталон известково-щелочной серии, на самом деле является двурядной, т.к. в ее составе имеются породы нормальной и низкой щелочности. Серии же Тингмули и Тонга более однородны и находятся в ряду нормальной щелочности. Особое положение занимают риолиты Тингмули, принадлежащие к

кальциевому отряду, тогда как остальные породы рассматриваемых серий соответствуют *Fe-Mg*-отряду.

Рассмотрим различия эталонных серий на более низком таксонном уровне.

По типу щелочности все серии неразличимы, т.к. вариации параметра *n* в них перекрываются (табл.6.1-6.3).

На классификационных диаграммах уровня семейств и родов тренды породных серий Каскадных гор и Тингмули оказываются сходными и явно отличными от породных серий Тонга (рис.6.2).

Насыщенные кремнеземом породы серий Каскадных гор и Тингмули по полевошпатовому отношению сходны, а породы серии Тонга имеют повышенные значения этого отношения. Различия пород всех серий отмечаются по содержанию фемических миналов, особенно на уровне андезитов, но "кислые" окончания трендов Каскадных гор и Тингмули практически сходятся в одну линию (рис.6.3).

Таблица 6.2

Нормативный состав и петрохимические коэффициенты пород вулканической серии Тингмули.

Компо-ненты	Пробы											
	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
il(Илм)	3.2	3.8	4.9	5.3	5.9	6.7	5.1	4.7	2.4	1.6	0.4	0.45
mt(Mm)	6.1	7.8	8.2	5.7	8.8	4.6	7.8	5.8	3.4	6.8	1.8	1.1
or(Op)	1.2	2.2	1.6	2.7	3.1	5.3	7.0	7.8	9.6	16.3	21.7	21.1
pl(Пл)	50.1	50.2	47.0	45.5	44.6	45.7	45.3	48.8	54.7	50.2	40.3	44.6
di(Ди)	22.1	22.9	24.7	23.8	22.5	19.6	17.3	13.0	6.3	8.0	0.1	0.1
ol(Ол)	3.8	2.3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
hy(Опр)	13.4	10.8	10.4	14.8	9.5	14.2	7.3	8.2	8.3	0.8	-	-
Q(Кв)	-	-	3.2	2.2	5.5	4.0	10.3	11.6	15.2	17.1	33.9	30.3
wo(Во)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.3	1.3
hm(Гем)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.5	1.0
f	21.0	17.4	34.3	44.9	33.1	48.9	35.4	42.8	54.9	48.7	0.0	0.0
F_{am}	41.7	45.9	60.7	62.1	62.9	65.5	66.5	68.1	71.7	86.5	98.5	98.3
F°	33.8	41.1	34.5	23.5	36.0	19.6	37.1	31.8	26.6	52.2	68.4	75.6
K_{hy}	37.7	32.1	29.7	38.3	29.8	42.0	29.6	38.7	56.8	9.1	0.0	0.0
K_{pl}	97.7	95.8	96.7	94.4	93.6	89.7	86.5	86.2	85.0	75.5	65.5	67.8
an	60	54.0	44.6	44.4	41.9	37.5	33.8	33.4	30.9	19.4	8.6	2.8
n	94.6	91.5	94.4	90.6	89.7	84.9	81.6	81.3	80.4	72.3	64.7	68.5
$K^{Al}_{щел}$	0.47	0.51	0.58	0.58	0.59	0.57	0.57	0.48	0.30	0.49	0.17	0.72

ПРИМЕЧАНИЕ. Пересчет химических анализов из [Бородин, 1987, табл.38].

Таблица 6.3

Нормативный состав и петрохимические коэффициенты пород вулканической серии Тонга

Компо-ненты	Пробы						
	1A	2A	3A	4A	5A	6A	7A
il(Илм)	0.97	1.1	1.5	1.2	1.0	1.1	1.1
mt(Мт)	4.94	7.4	10.0	5.2	5.1	5.6	2.1
hm(Гем)	4.86	2.3	1.7	4.5	2.6	2.3	5.3
or(Ор)	2.3	2.3	4.1	5.0	6.6	6.7	6.7
pl(Пл)	49.0	53.3	46.3	48.3	48.5	47.0	47.5
di(Ди)	17.0	12.0	12.6	9.3	5.7	5.4	5.9
ol(Ол)	-	-	-	-	-	-	-
hy(Опр)	7.3	4.81	2.4	2.2	1.0	1.1	1.1
Q(Кв)	13.8	16.7	21.4	24.3	29.6	30.9	30.2
f	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
F_{am}	46	55.5	66.0	66.6	74.0	74.6	72
F^o	80.5	72.0	68.3	78.5	74.0	56.5	85
K_{hy}	30.0	28.6	15.9	19.0	15.0	16.5	15.7
K_{pl}	95.6	95.9	91.8	90.6	88.1	87.6	87.7
an	70.0	70.7	54.1	51.1	45.5	44.1	43.9
n	80.6	87.3	84.0	82.9	80.7	80.4	80.5
$K^{Al}_{щел}$	0.38	0.29	0.39	0.32	0.24	0.25	0.26

ПРИМЕЧАНИЕ. Пересчет химических анализов из [Бородин, 1987, табл.40].

При сходстве родового спектра явно выражена специфика оливиннормативных пород серий Каскадных гор и Тингмули (в серии Тонга таких пород нет) по отношению *Опр/Мпр*: породы серии Каскадных гор содержат больше *Опр*, что в определенной степени подтверждает правомочность идеи Куно о выделении гиперстеновых и пижонитовых серий. Кроме того, следует обратить внимание, что породы низкой щелочности, которые имеются в серии Каскадных гор, вообще не должны содержать моноклинный пироксен, т.е. в них будет присутствовать только гиперстен.

На рис. 6.4 показаны соотношения частной железистости f с F_{am} и F^o. Как видно, f и F^o изменяются без всяких закономерностей, но с явной антибатной взаимосвязью. Примечательно, что указанные изменения характерны как для пород серии Каскадных гор, собранных из разных вулканов, так и для пород серии Тингмули. По крайней мере, в отношении пород вулкана Тингмули можно высказать предположение, что такое незакономерное изменение f и F^o связано с открытием субвулканической камеры, потерей летучих и последующим закрытием камеры с новым накоплением летучих. Это,

естественно, значительно изменяло окислительно-восстановительный потенциал системы. Следует обратить внимание на то, что самые ранние члены серии Тингмули (оливиновые базальты, пробы 11 и 12) характеризуются наибольшей степенью окисления по сравнению с остальными членами серии, исключая самые кислые. И особенно примечательно то, что степень окисления железа в породах серии Тингмули в целом выше, чем в породах серии Каскадных гор. Породы серии Тонга отличаются сильной окисленностью железа (F^0=57-85%). Двухвалентного железа в них хватает только на образование ильменита и магнетита и в норме присутствует гематит, что является характерным петрохимическим признаком для данной серии.

Проблема влияния окисления-восстановления железа на ход кристаллизации расплавов обсуждается в геологической литературе, начиная с работы [Кеннеди, 1950]. Сложность ее разрешения связана с многовариантностью этого явления и практической невозможностью прослеживания его по всему ходу кристаллизации магмы. В большей степени это относится к вулканическим сериям, в которых преобладают дискретные составы магм. Очевидно, что не последнюю роль в усложнении проблемы играет низкая аналитическая точность определения содержания FeO и Fe_2O_3. И еще сложнее интерпретировать результаты анализа, когда вообще нет раздельного определения разновалентного железа.

На диаграмме an-F_{am}-SiO_2 (рис.6.5) породы серии Каскадных гор располагаются в поле Mg-Na-уклона (известково-щелочные серии), а породы серии Тингмули и Тонга - в поле Fe-Ca-уклона (толеитовые серии), вытягиваясь вдоль разделяющей поля линии. Как видим, на этой диаграмме эталонные серии четко различаются и занимают строго определенное положение. Из сопоставления с диаграммой F_{am}-SiO_2 (рис.6.5, правая часть) видно, что деление на уклоны аналогично по процедуре и результату делению на толеитовые и известково-щелочные серии по "границе Мияширо".

Хорошо различаются эталонные серии вулканитов и на диаграммах соотношений F_{am} и an с параметрами, отражающими степень насыщенности кремнеземом. Тренды соотношений F_{am} и an с содержанием нормативных $Ол$ и $Кв$ (рис.6.6) ориентированы взаимоортогонально. Координаты точек их пересечений могут использоваться в качестве диагностического индекса, сходного с индексом Пикока: в серии Каскадных гор в точке пересечения трендов и F_{am} и an имеют значения ниже 50%, а у толеитовых серий Тингмули и Тонга - выше 50%.

На диаграмме рис.6.6 лучше всего проявляются характерные петрохимические особенности серий: породы серии Тонга отличаются довольно высокой величиной an при той же насыщенности кремнеземом по сравнению с породами других серий, но по значению параметра F_{am} они практически не отличаются от пород серии Каскадных гор.

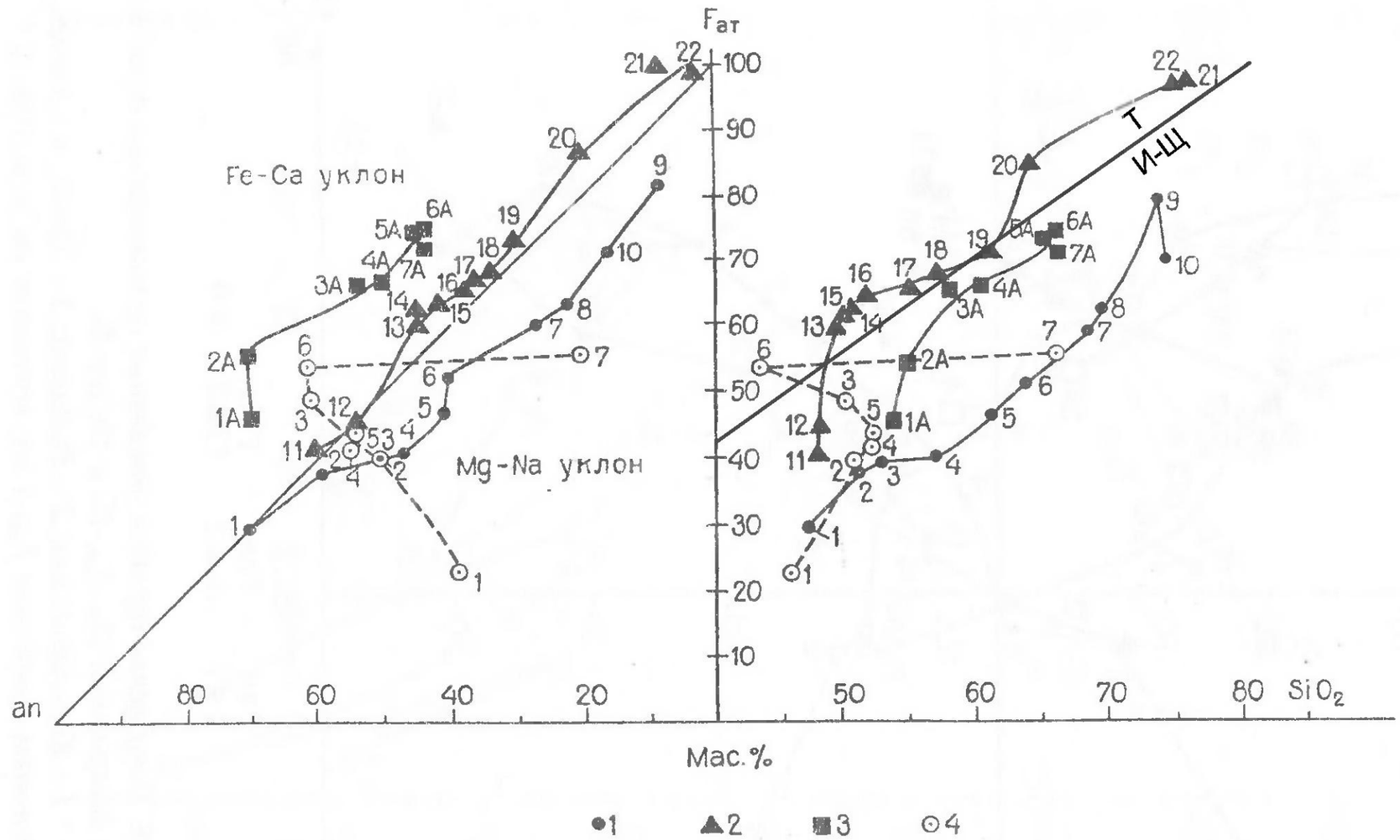


Рис.6.5. Положение трендов эталонных вулканических серий на диаграмме an-F_{am}-SiO_2
Серии: 1 - Каскадных гор; 2 - Тингмули; 3 - Тонга; 4 - Гавайских островов

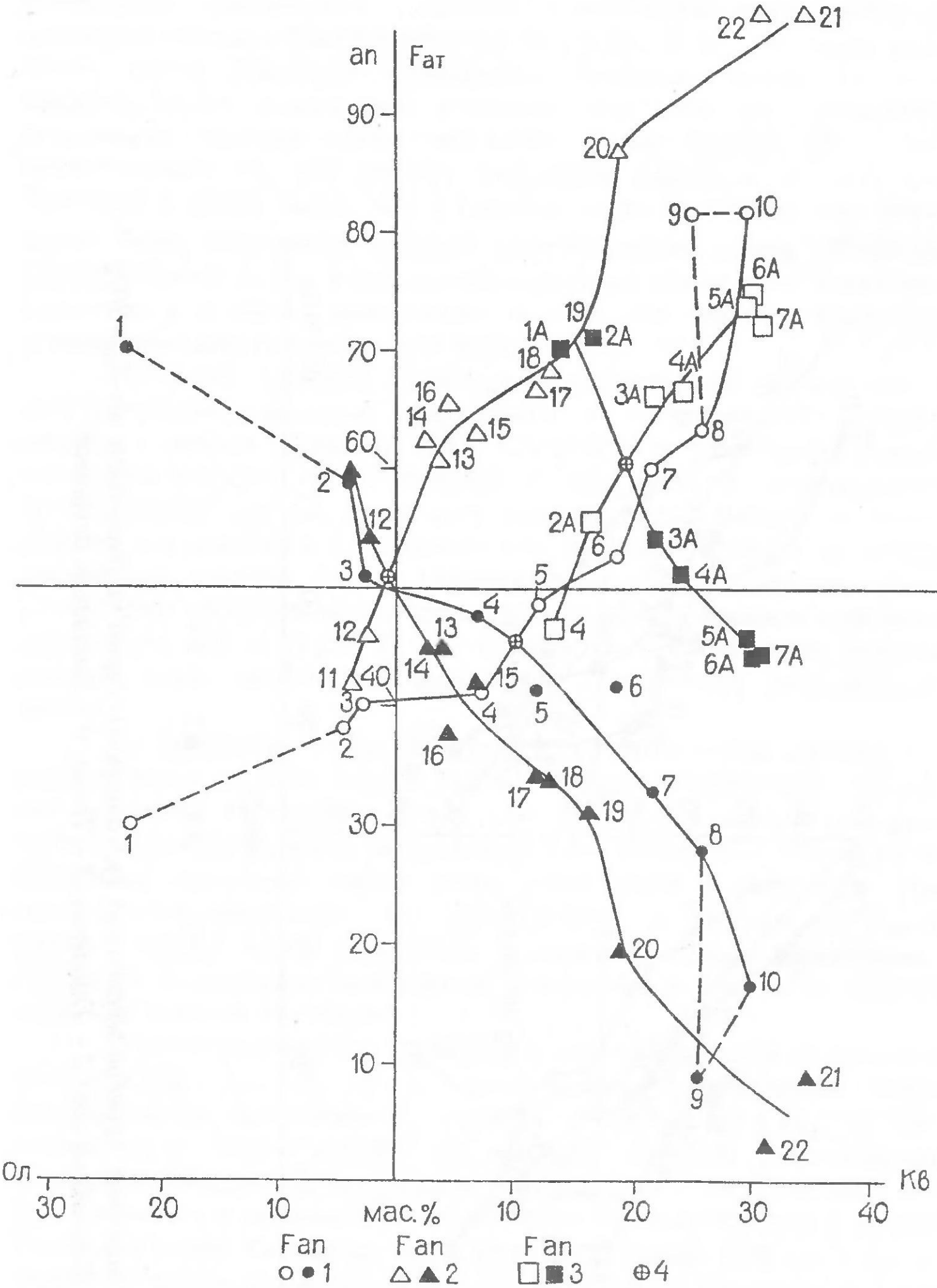


Рис.6.6. Положение трендов эталонных вулканических серий на совмещенных диаграммах Ол-F_{am}-Кв и Ол-an-Кв

Серии : 1 - Каскадных гор; 2 - Тингмули; 3 - Тонга; 4 - точки пересечения трендов изменения F_{am} и an; пояснения см. в разделе 6.1

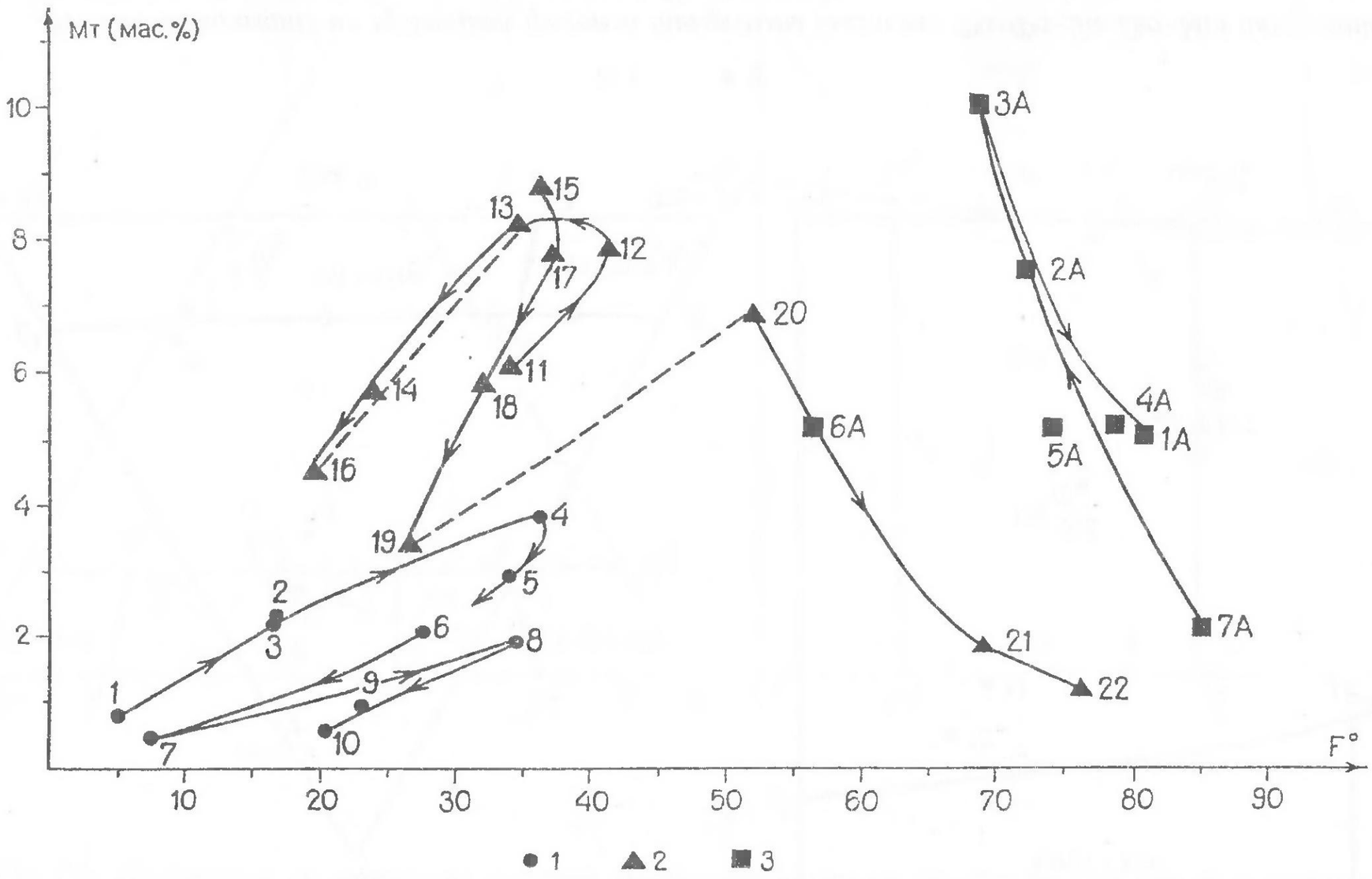
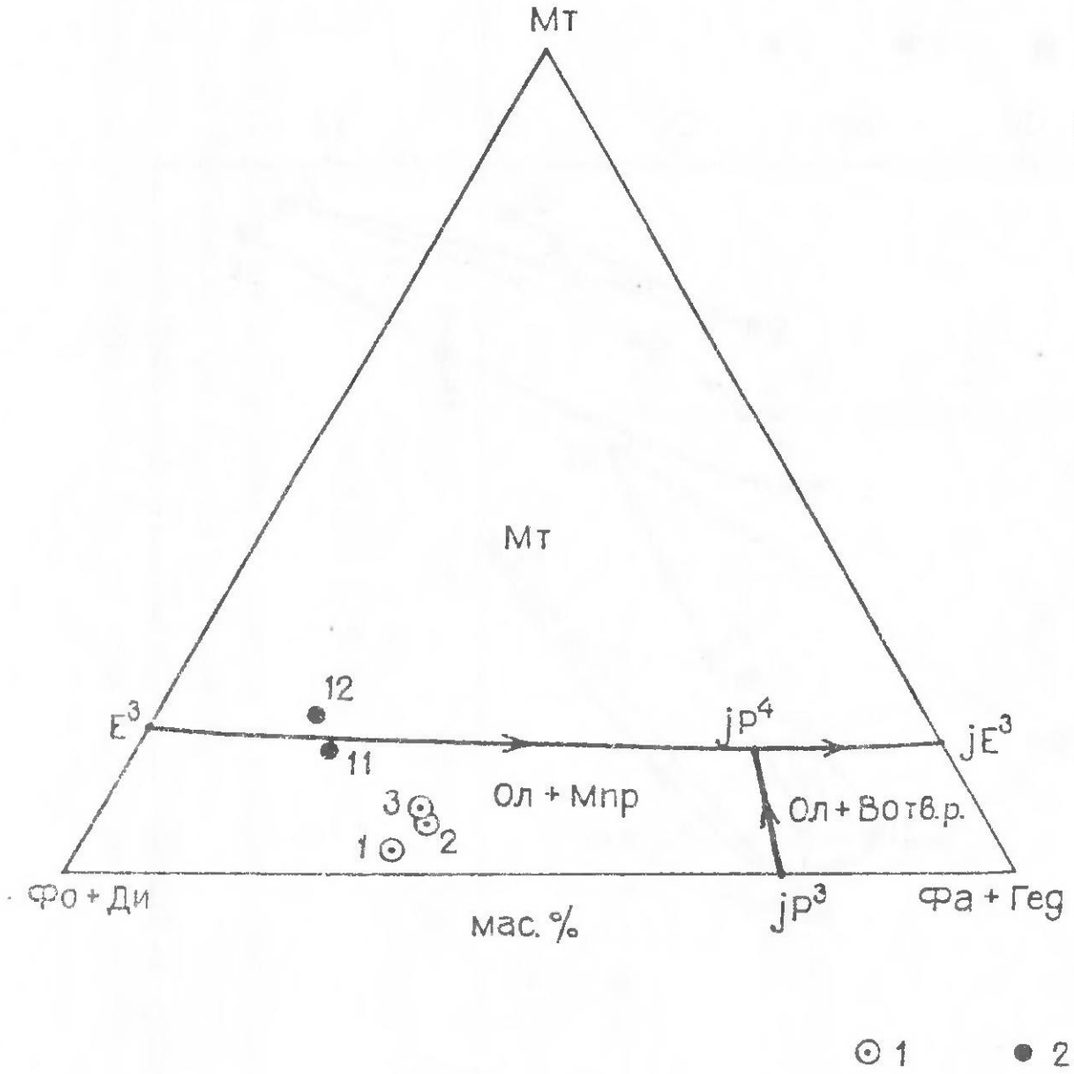
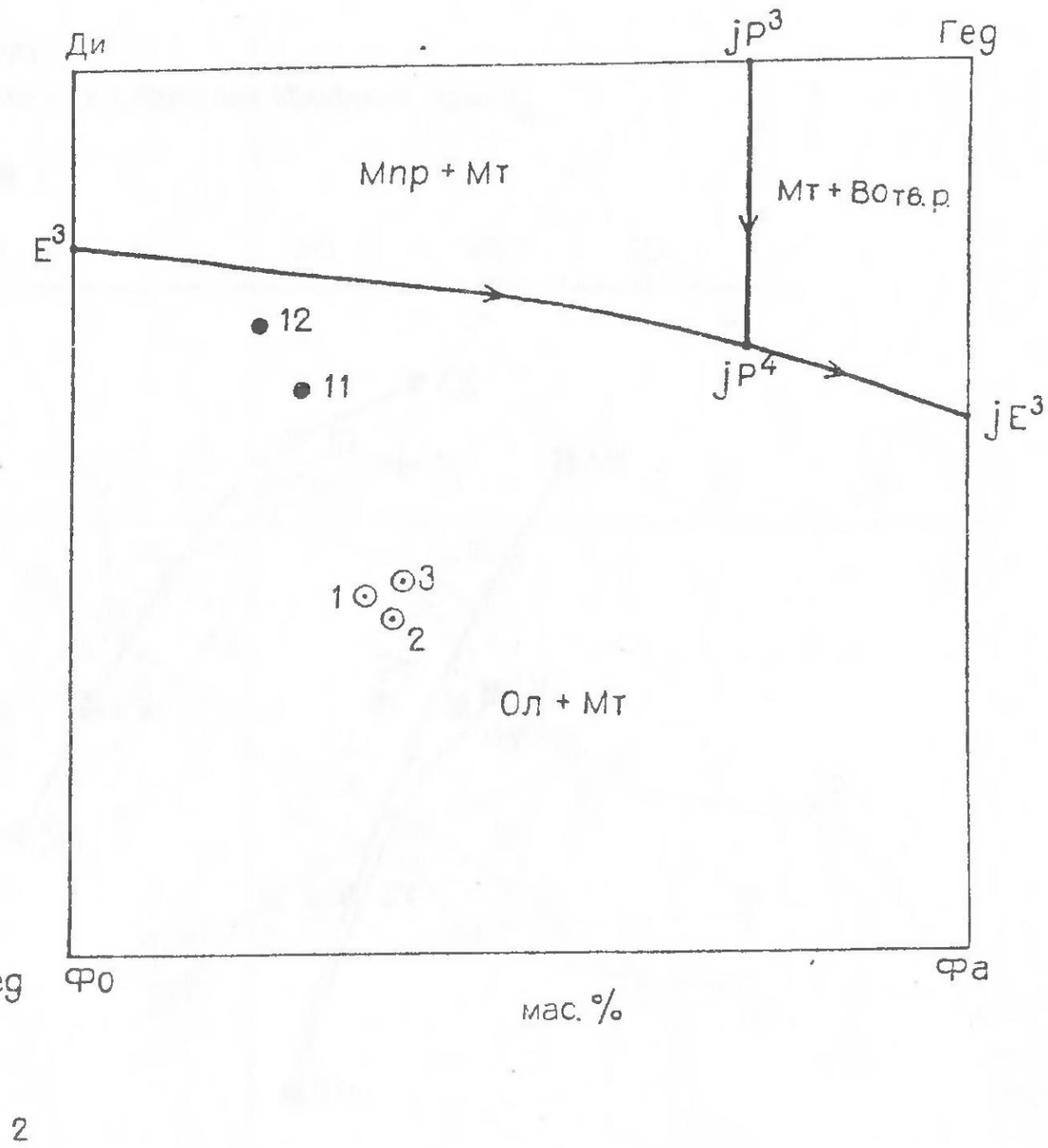


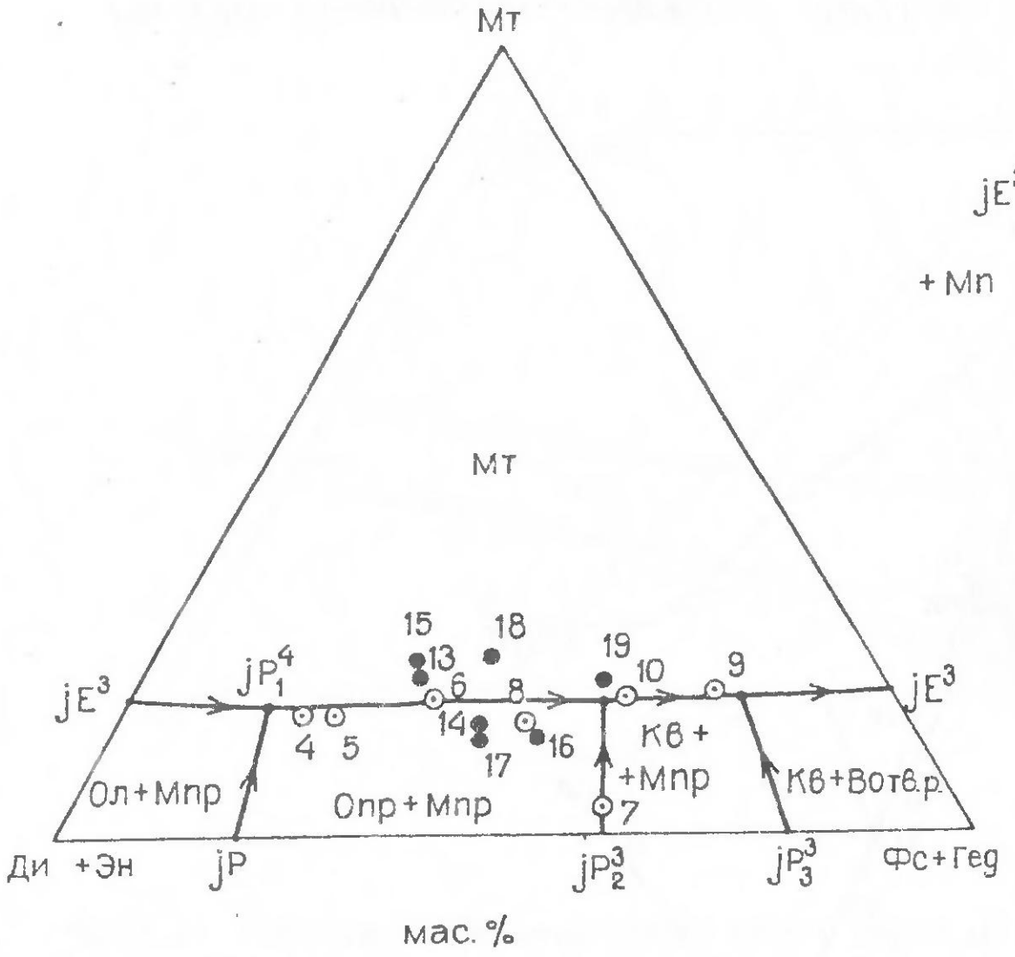
Рис.6.7. Положение трендов эталонных вулканических серий на графике Mт-F°
Серии : 1 - Каскадных гор; 2 - Тингмули; 3 - Тонга

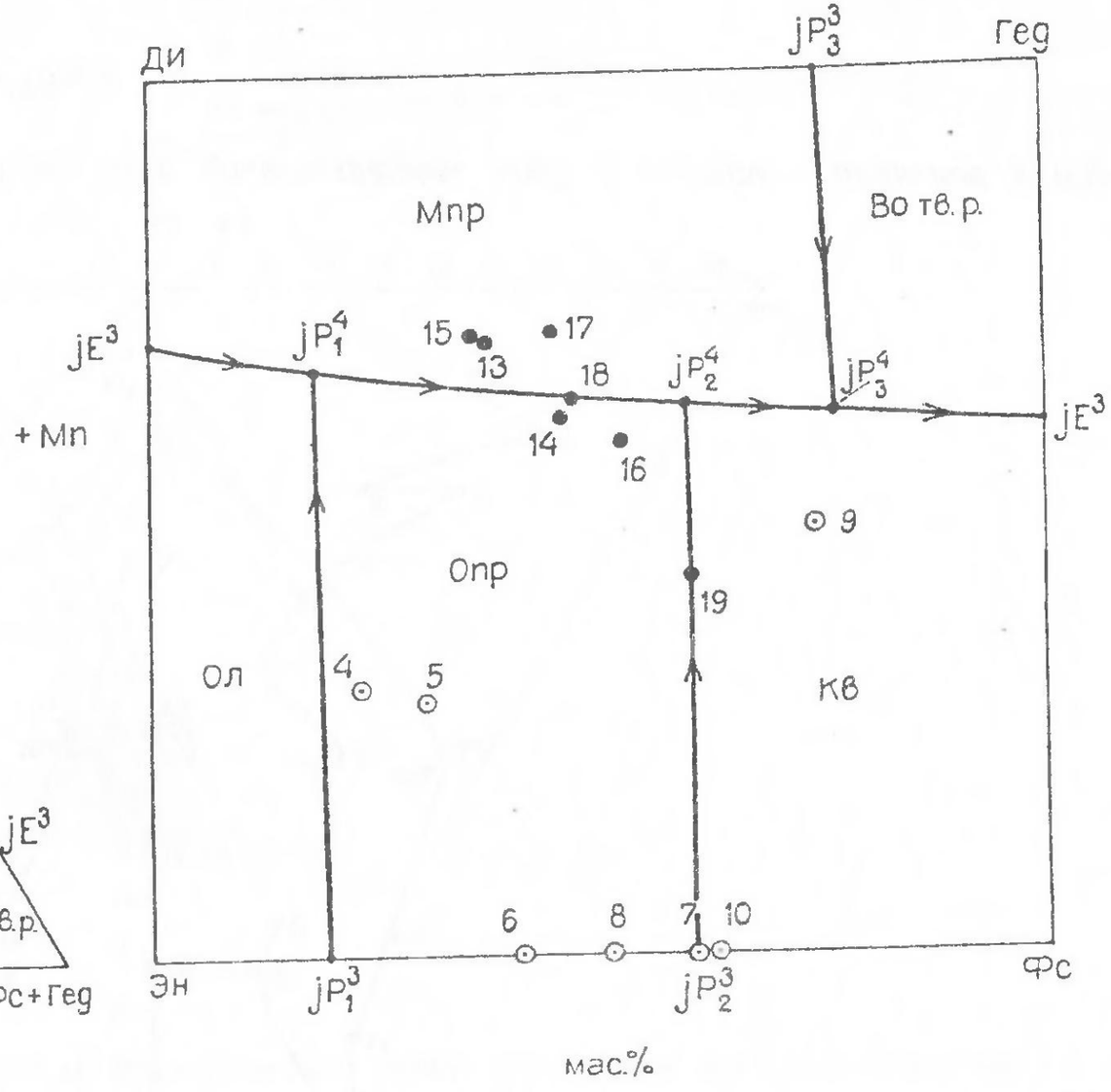




⊙ 1 ● 2

Рис.6.8. Положение на проекциях фазовой диаграммы системы Фо-Фа-Ди-Гед-Мт фигуративных точек пород вулканических серий Каскадных гор (1) и вулкана Тингмули (2)





⊙1 ●2

Рис.6.9. Положение на проекциях фазовой диаграммы системы Эн-Фс-Ди-Гед-Мт фигуративных точек пород вулканических серий Каскадных гор (1) и вулкана Тингмули (2)

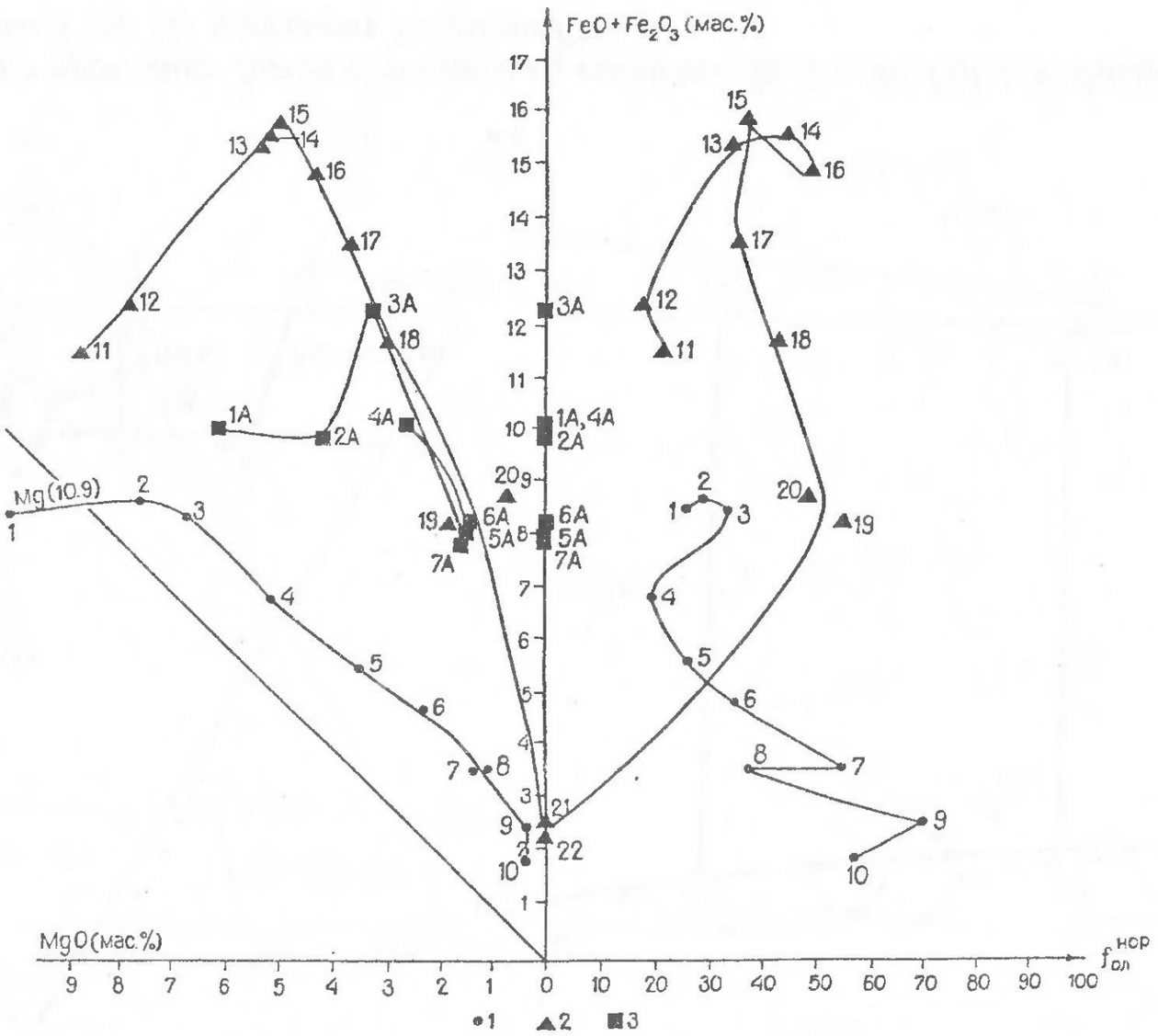


Рис.6.10. Соотношение содержаний ($FeO+Fe_2O_3$) с концентрацией MgO и составом оливинов в породах эталонных вулканических серий

Серии: 1 - Каскадных гор; 2 - Тингмули; 3 - Тонга

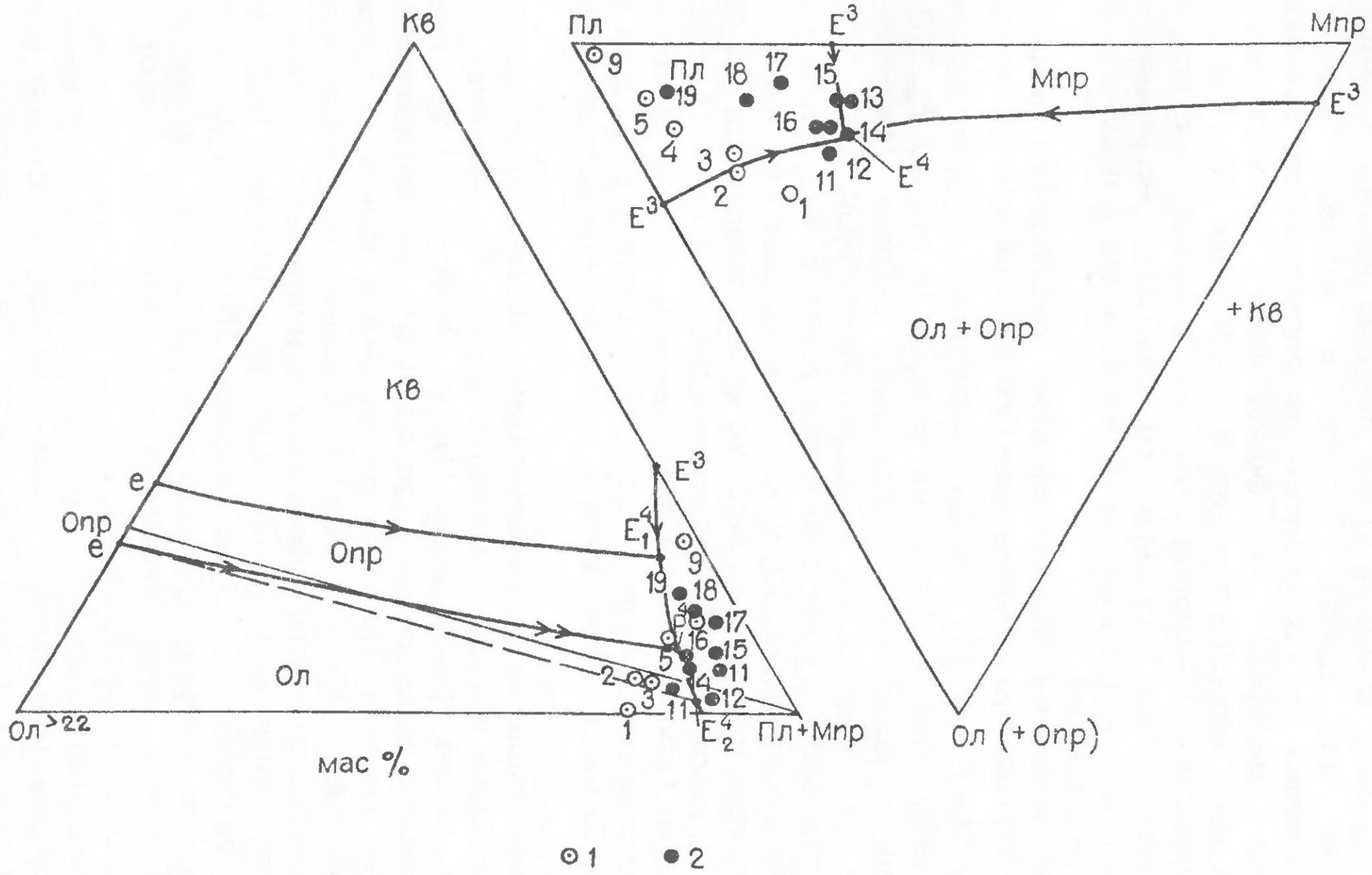


Рис.6.11. Положение фигуративных точек пород из вулканических серий Каскадных гор (1) и Тингмули (2) на проекциях изоплеты ($Ол^{22}$-Пл-Мпр-Кв)

По параметру же *n* (табл.6.1-6.3) различие всех трех серий несущественное, за исключением конечных членов серий Каскадных гор и Тингмули.

Анализируя конфигурацию трендов эталонных серий по диаграмме F_{am}-SiO_2, Ф.Осборн [1983] придавал большое значение наличию на них крутых изгибов и изломов, которые интерпретировались им как свидетельство определяющего влияния фугитивности кислорода на фракционную кристаллизацию базальтовых магм, особенно при низких содержаниях SiO_2. Изломы трендов связывались Ф.Осборном с массовой "отсадкой" магнетита, а "гладкие" тренды (типа Каскадных гор) объяснялись непрерывным выделением шпинели при высоком общем давлении и повышенной фугитивности кислорода.

Более детальный анализ вариации кислородного режима показывает, однако, что интерпретация Осборна слишком упрощена. На графике Mm-F^o (рис.6.7) сложная конфигурация корреляционных трендов не согласуется ни с "гладкими" трендами на графике F_{am}-SiO_2 (рис.6.5), ни с модельными построениями Осборна. Например, содержание нормативного *Mm* в андезито-базальтовой пробе №17 равно его содержанию в пробе оливиновых толеитов №12, в то время как различие в содержании SiO_2 между ними составляет 6.7 мас.%. В пробе 16, которая находится на перегибе кривой зависимости F_{am} от SiO_2 (рис.6.5), содержание Мт намного меньше, чем в пробе 17, тогда как по модели Осборна должно быть наоборот. Исходя из схемы Осборна, невозможно объяснить почти 20%-ю разницу в F_{am} и *an* в пробах 19 и 20 (рис.6.5, 6.6), близких по содержанию нормативного *Кв* и SiO_2.

Использование более информативных моделей мультисистем позволяет выяснить причины усложнения трендов. Так, например, на диаграммах систем *Фо-Фа-Ди-Гед-Mm* и *Эн-Фс-Ди-Гед-Mm* при низком значении давления воды (рис.6.8 и 6.9) все фигуративные точки серии Тонга и Тингмули располагаются вблизи котектик *(Mm+Ол+Мпр+Ж)* и *(Mm+Опр+Мпр+Ж)*. Следовательно, *Mm* должен кристаллизоваться совместно с фемическими минералами, начиная с самых ранних членов серии. В отличие от них, оливиновые базальты Каскадных гор (пробы 1, 2 и 3) не насыщены *Mm* и их фигуративные точки находятся в объеме кристаллизации *Ол* и *Опр*. Насыщение магнетитом магмы серии Каскадных гор достигается только в андезитовых составах (рис.6.9, проба 4).

Фазовые отношения *Mm* с другими минералами, естественно, связаны с содержанием железа в исходных магмах, так что даже при одинаковой степени окисления *Fe* количество *Mm* будет различно, что и определит начало его выделения из расплава. Из рис.6.10 ясно видно, что все породы серий Тингмули и Тонга, за исключением самых конечных членов отличаются более высоким содержанием железа по сравнению с породами серии Каскадных гор. Именно

поэтому при большей степени окисления железа в породах серий Тингмули и Тонга (рис.6.4), их магма должна была быстрее насыщаться *Mt* относительно котектического ликвидуса, в результате чего происходило его раннее выделение, никак не влияющее на характер кривых на бинарном графике F_{am}-SiO_2.

6.1.2. Физико-химический анализ

Для того, чтобы полнее прояснить причины различия трендов дифференциации серий пород Тингмули и Каскадных гор, их фигуративные точки нанесены на изоплетические проекции системы *Аб-Ан-Фо-Фа-Ди-Гед-Кв-*H_2O при низких значениях P_{H_2O} (рис.6.11). Как было показано в главе 4, отсутствие в этой системе *Mt* практически не влияет на тренды кристаллизационной дифференциации расплавов данной системы. Ранние составляющие серий попадают в разные поля, хотя и близко к разделяющей их границе оливиннормативной и кварцнормативной подсистем. Дальнейшие условия кристаллизации и фракционирования не приводили к большим скачкам изменения состава расплавов, поэтому они оставались каждый в своем "петрохимическом" поле на всем интервале кристаллизации, хотя определенные колебания составов, по всей вероятности, отражают и колебания условий кристаллизации. В частности, судя по рис.6.4, происходили колебания степени окисления железа, что не могло не сказаться на колебании общего состава расплава. Тем не менее общий тренд дифференциации остается однотипным.

Как видно из рис.6.11, отношение *Пл/Мпр* в серии Каскадных гор выше, чем в серии Тингмули, поэтому в ходе фракционной дифференциации первая из них проскакивает точку P^4 *(Пл+Опр+Мпр=Ж+Ол)*, а вторая задерживается в ней. В результате для серии Каскадных гор нисходящий ряд кристаллизатов имеет вид: *Ол→(Ол+Пл)→(Пл+Опр±Ол)→(Пл+Опр+Мпр)→(Пл+Опр+Мпр+Кв)*, а для Тингмули он отличается парагенезисами средней части ряда: *Ол→(Ол+Пл)-(Ол+Пл+Мпр)→(Ол+Пл+Мпр+Опр)→(Пл+Мпр+Опр)→ (Пл+Мпр+Опр+Кв)*. Положение на диаграмме фигуративных точек проб 13, 14, 15 и 16 свидетельствует о том, что расплав из-за перитектической реакции *Опр=Ж+Ол* задерживался в этой точке. И, судя по степени окисления железа и содержанию нормативного *Mt* в пробах 16 и 17, излом тренда между ними обусловлен не началом выделения *Mt*, а тем, что расплав покидает перитектическую точку и по котектике *(Пл+Опр+Мпр=Ж)* перемещается к гранитной "эвтетике" E^4, что, естественно, приводит к увеличению содержания SiO_2 в нем.

6.2 Бониниты - специфические вулканические породы и возможные исходные расплавы расслоенных комплексов

В современной геологической литературе [Boninites, 1989; Магматические..., 1985] бонинитами называются эффузивные породы с вкрапленниками оливина, ортопироксена и клинопироксена, которые находятся в кварцнормативной стекловатой массе. *"В вещественном отношении это высокомагнезиальные базальты, андезитобазальты и андезиты, обладающие признаками и ультраосновных (MgO до 20-25%, Al_2O_3 4.3-6.1%, CaO 4.3-6.1%, Cr до 2500 г/т), и средних (SiO_2 до 59%, стекло среднего и кислого состава) пород"* [Магматические..., 1985, с.349].

Кроуфорд и др. [Crawford et al., 1989] к бонинитам относят вулканические породы, которые содержат SiO_2 53 мас.% и имеют $Mg^*=(Mg/(Mg+Fe)$ і 0.6 (т.е. $F_{am}\leq 40$). Это первый уровень систематики. На втором уровне по CaO/Al_2O_3 отношению выделяют 2 класса: низкокальциевые (low-Ca) и высококальциевые (high-Ca); низкокальциевые по значению CaO/Al_2O_3 делятся на три типа: I тип - ≤0.5; П тип - ≤0.55; Ш тип - 0.5-0.75; высококальциевые бониниты имеют CaO/Al_2O_3>0.75. Сами авторы подтверждают слабую разработанность классификации и номенклатуры этих пород. Сложность заключается в том, что с такими петрохимическими параметрами, которые они используют для классификации бонинитов, встречаются и другие породы: высокомагнезиальный андезит, тарианит, санукитоид, низкотитанистый офиолитовый базальт, коматиитовый базальт, базальтовый коматиит, кремнистый высокомагнезиальный базальт, низкотитанистый кварцевый толеит, магнезиальный кварцевый толеит и ортопироксенит. Поэтому необходимы более строгие критерии их разделения.

Сложность задачи предоставила хорошую возможность проверить "работоспособность" новых классификационных диаграмм на бонинитовых составах. С этой целью из статьи [Crawford et al., 1989] заимствованы результаты химического анализа главных типов бонинитов (табл.6.4) и по ним рассчитаны нормы CIPW, коэффициенты и петрохимические характеристики (табл.6.5). Результаты пересчетов представлены на различных диаграммах (рис.6.12-6.17) в сопоставлении со средними составами андезитов, толеитов, базальтов (по Ля Метру), пикробазальтов, пикродолеритов, пикритов (по [Богатиков и др., 1987]) и бронзититов из критической зоны Бушвельда (проба 4 в табл.6.6). Помимо классификационных проблем при этом подходе проверялась также обоснованность гипотезы Хеттона и Шарпе [Hatton and Sharpe, 1989] о том, что бонинитовые расплавы послужили первичной магмой для "микропироксенитов" (их составы приведены в табл.6.8-6.9) и расслоенной серии Бушвельдского комплекса.

Таблица 6.4

Химический состав бонинитов.

Окислы	Типы пород											
	Low-Ca-1			Low-Ca-II			Low-Ca-III				High-Ca	
	пробы											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO_2	54.52	59.64	59.46	58.50	56.90	55.80	54.75	56.20	54.41	53.71	51.32	50.19
TiO_2	0.23	0.30	0.16	0.43	0.60	0.74	0.26	0.13	0.21	0.21	0.22	0.24
Al_2O_3	9.36	10.48	11.16	13.30	15.63	15.90	13.28	10.57	10.93	7.77	12.42	12.74
Fe_2O_3	2.35	1.28	1.37	2.50	2.01	1.06	2.40	2.02	1.47	2.33	1.73	2.19
FeO	4.88	5.71	5.90	3.95	4.27	5.50	5.33	6.23	6.98	7.03	5.85	6.24
MnO	0.27	0.15	0.13	0.12	0.14	0.11	0.13	0.16	0.17	0.17	0.15	0.15
MgO	14.62	10.55	11.26	9.47	7.75	8.20	10.72	11.19	10.65	18.49	11.13	10.88
CaO	3.55	3.97	4.97	6.13	6.95	7.61	8.11	7.44	7.98	4.64	10.30	11.11
Na_2O	1.93	2.64	2.19	2.61	2.88	3.40	1.50	1.54	1.01	0.83	0.97	0.83
K_2O	0.41	0.57	0.64	1.28	2.35	1.18	0.91	0.40	0.41	0.19	0.30	0.14
P_2O_5	0.03	0.05	0.04	0.13	0.15	0.20	0.05	0.02	0.03	0.03	0.03	0.02
CO_2	0.10	0.10	0.04	0.00	0.00	0.00	0.08	0.10	0.10	0.10	0.10	0.24

ПРИМЕЧАНИЕ. По [Grawford et al., 1989, табл.1.1]; использованы только анализы с раздельным определением Fe^{2+} и Fe^{3+}; здесь и далее содержание окислов в мас. %.

Таблица 6.5

Нормативный состав и петрохимические коэффициенты бонинитов.

Компоненты	Типы пород											
	Low-Ca-1			Low-Ca-П			Low-Ca-Ш				High-Ca	
	пробы											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
ap (Ап)	0.07	0.12	0.09	0.31	0.36	0.47	0.12	0.05	0.07	0.07	0.07	0.05
cc(Кал)	0.23	0.23	0.09	0.00	0.00	0.00	0.18	0.23	0.23	0.23	0.23	0.55
il(Илм)	0.44	0.57	0.30	0.82	1.14	1.41	0.49	0.25	0.40	0.40	0.42	0.46
mt(Мт)	3.41	1.86	1.99	3.63	2.91	1.54	3.48	2.93	2.13	3.38	2.51	3.18
or(Ор)	2.42	3.37	3.78	7.56	13.89	6.97	5.38	2.36	2.42	1.20	1.83	0.83
pl(Пл)	32.00	37.40	37.37	42.16	47.15	53.41	39.51	33.78	32.63	23.94	36.84	37.65
di(Ди)	0.88	2.94	4.33	6.95	8.55	9.48	10.04	12.35	11.84	4.19	17.34	18.32
hy(Опр)	43.12	34.06	35.63	24.98	20.66	23.69	29.50	31.78	32.36	54.98	28.62	27.82
Q(Кв)	9.71	14.92	13.86	11.32	5.00	2.56	8.83	12.29	12.29	7.20	6.69	6.14
f	12.97	21.04	20.78	13.15	17.66	22.58	17.82	21.18	24.90	15.31	20.19	21.09
F_{am}	21.15	26.72	26.21	26.85	30.54	29.95	28.15	28.73	30.41	21.67	27.17	29.73
F^0	30.26	16.80	17.30	36.32	29.78	15.27	28.86	22.61	15.95	23.00	21.04	24.03
K_{hy}	98.00	92.05	89.15	78.24	70.73	71.41	74.60	72.01	73.22	92.91	62.27	60.29
K_{pl}	92.96	91.74	90.79	85.01	77.25	88.45	88.02	93.46	93.09	95.52	95.26	97.85
an	47.50	38.88	48.81	47.04	46.86	44.68	66.58	60.03	72.66	69.43	76.68	80.44
n	87.73	87.56	83.87	75.60	65.06	81.41	71.47	85.40	78.92	86.91	82.62	90.01
CaO/Al_2O_3	0.38	0.38	0.44	0.46	0.45	0.48	0.61	0.71	0.73	0.60	0.83	0.87
$K_{щел}^{Al}$	0.07	0.20	0.22	0.30	0.32	0.32	0.32	0.43	0.38	0.24	0.43	0.43

ПРИМЕЧАНИЕ. Пересчет химических анализов из табл.6.4.

Таблица 6.6

Нормативный состав и петрохимические коэффициенты пород расслоенной части Бушвельдского комплекса.

Компоненты	Зона																				
	базальная			критическая									главная			верхняя					
	проба																				
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
ap (Ап)	0.00	0.00	0.12	0.47	0.00	0.12	0.24	0.00	0.24	0.17	0.26	0.59	0.26	0.47	0.17	0.24	0.83	0.71	0.35	0.38	0.43
il(Илм)	0.19	0.47	0.76	0.19	0.83	0.38	0.38	0.28	0.47	0.49	0.32	9.49	0.51	0.28	0.50	0.47	3.23	2.28	1.42	1.61	1.48
mt(Мт)	2.61	5.80	2.10	0.65	5.71	1.90	3.48	6.53	6.02	0.41	2.17	1.31	0.67	0.73	1.39	1.81	7.47	5.80	3.26	5.19	1.54
or(Ор)	0.00	1.80	3.80	0.00	0.00	1.80	0.00	0.00	0.00	0.30	3.00	0.60	1.60	1.80	11.70	2.40	14.80	13.60	21.60	19.70	24.30
pl(Пл)	3.40	3.20	17.50	7.20	5.70	55.90	18.30	20.60	21.30	42.80	49.30	85.70	54.90	64.90	74.80	56.50	41.20	41.20	40.10	41.40	41.70
di(Ди)	0.00	4.10	4.90	2.40	2.10	7.50	12.40	3.60	7.50	26.00	12.50	4.70	11.50	11.60	10.30	19.00	13.80	13.10	6.70	8.90	4.50
ol(Ол)	87.20	44.40	5.70	4.80	-	1.60	6.70	-	2.80	-	-	-	-	-	-	8.30	-	-	-	-	-
hy(Опр)	1.30	30.20	55.20	84.70	79.40	29.40	57.50	64.50	58.10	26.00	30.20	0.30	28.30	14.70	-	11.80	4.10	5.60	8.50	5.10	8.50
q(Кв)	-	-	-	-	5.20	-	-	3.20	-	3.90	1.40	6.90	2.10	5.20	-	-	11.0	15.60	16 30	16.40	16.90
c(Кор)	0.50	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
f	18.50	7.60	14.30	16.00	7.20	21.30	20.20	9.80	13.40	33.50	27.70	30.10	35.50	42.10	52.20	25.40	84.60	86.00	90.70	87.90	94.10
F_{am}	21.40	16.10	17.50	16.40	15.80	27.30	25.10	20.70	25.20	33.90	33.50	60.30	36.90	45.50	66.70	31.20	93.30	92.60	94.00	93.90	95.40
F^{fo}	8.80	30.50	13.10	3.90	36.20	16.80	16.40	37.30	28.50	2.90	15.50	46.10	5.00	7.20	28.60	15.50	34.00	29.30	20.90	31.40	12.90
K_{hy}	100.00	88.10	91.80	97.30	97.40	79.70	82.30	94.70	88.50	50.00	70.70	5.20	71.00	55.80	0.00	38.50	22.70	29.90	56.1	36.40	65.00
K_{pl}	100.00	64.20	82.00	100.00	100.00	96.90	100.00	100.00	100.00	99.20	94.30	99.30	97.20	97.20	86.50	96.00	73.60	75.20	65.00	67.80	63.10
an	100.00	45.40	55.00	63.40	100.00	68.50	57.00	80.60	49.00	68.10	78.10	93.70	72.70	71.40	49.50	58.90	28.90	24.10	22.10	21.80	18.00
n	-	50.30	67.80	100.00	-	91.00	100.00	100.00	100.00	97.50	78.40	90.10	90.50	91.40	77.50	91.00	67.40	70.70	60.30	63.30	59.60
$K^{Al}_{щел}$	-0.37	0.78	0.38	0.39	0.32	0.19	0.59	0.21	0.47	0.52	0.28	0.07	0.26	0.23	0.24	0.41	0.56	0.59	0.45	0.52	0.39

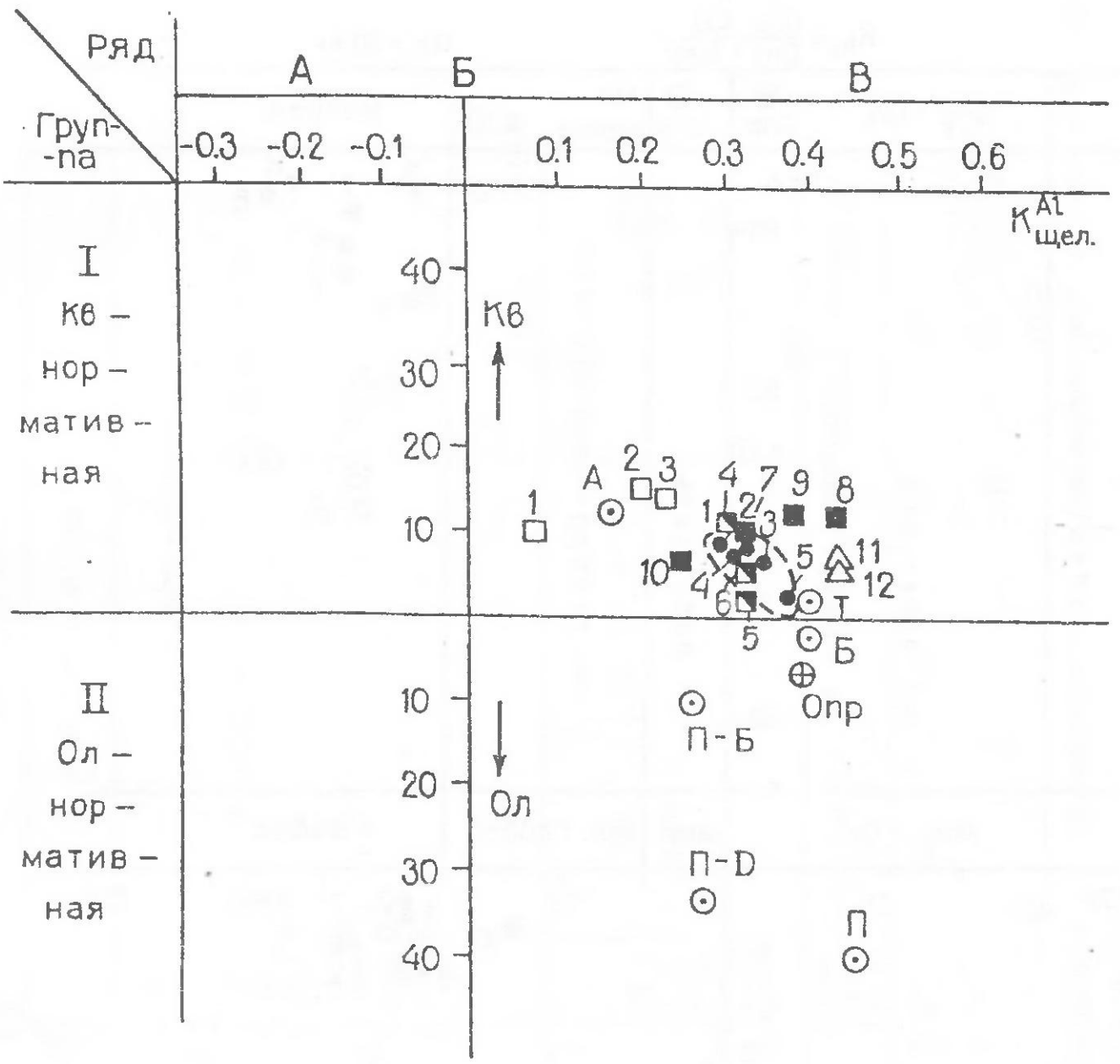
ПРИМЕЧАНИЕ. Пересчет химических анализов из табл.6.7; содержание миналов - в мас. %.

Таблица 6.7

Химический состав главных типов пород из расслоенной части Бушвельдского комплекса.

Окислы	Зона																				
	базальная			критическая									главная			верхняя					
	проба																				
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
SiO_2	36.55	41.20	52.55	55.30	55.23	50.70	51.50	52.50	50.50	53.79	50.63	48.25	51.80	52.70	54.50	51.55	54.80	59.20	62.70	61.93	65.39
TiO_2	0.1	0.25	0.40	0.10	0.44	0.20	0.20	0.15	0.25	0.26	0.17	0.05	0.27	0.15	0.10	0.25	1.70	1.20	0.75	0.85	0.78
Al_2O_3	1.70	1.20	5.80	2.20	2.08	17.90	5.40	6.90	6.00	13.50	16.88	30.65	17.95	21.05	23.25	17.30	12.25	12.30	13.35	13.28	13.92
Fe_2O_3	1.80	4.00	1.45	0.45	3.94	1.30	2.40	4.50	4.15	0.28	1.50	0.90	0.46	0.50	0.95	1.25	5.15	4.00	2.25	3.58	1.06
FeO	16.85	8.20	8.65	10.05	6.25	5.80	11.00	6.80	9.40	8.29	7.35	0.95	7.85	5.80	2.15	6.15	9.00	8.70	7.70	7.04	6.44
MnO	0.15	0.10	0.15	0.15	0.00	0.00	0.15	0.00	0.15	0.46	0.12	0.00	0.35	0.00	0.00	0.10	0.15	0.20	0.10	0.14	0.39
MgO	37.95	34.40	26.20	29.80	29.29	10.40	21.95	23.25	21.90	9.35	9.69	0.65	7.91	4.20	0.85	9.00	0.55	0.55	0.35	0.37	0.20
CaO	1.00	1.35	3.30	1.80	1.68	9.80	5.40	4.30	4.40	12.50	11.42	17.75	11.16	12.60	10.30	11.75	6.15	5.50	3.60	4.15	1.86
Na_2O	сл.	0.20	0.90	0.30	0.00	2.00	0.90	0.45	1.25	1.55	1.22	0.60	1.70	2.10	4.35	2.65	3.40	3.65	3.65	3.78	4.00
K_2O	сл.	0.30	0.65	сл.	0.00	0.30	сл.	сл.	сл.	0.06	0.51	0.10	0.27	0.30	1.95	0.40	2.50	2.30	3.65	3.33	4.12
P_2O_5	сл.	н/о	0.05	0.20	н/о	0.05	0.10	сл.	0.10	0.07	0.11	0.25	0.11	0.20	0.10	0.10	0.35	0.30	0.15	0.16	0.18
CO_2	0.25	н/о	н/о	н/о	н/о	0.00	0.00	0.00	0.15	0.00	0.22	0.00	н/о	сл.	сл.	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
H_2O^+	2.60	5.20	0.30	н/о	1.12	1.00	0.40	0.60	0.65	0.24	0.27	0.25	0.49	0.05	2.50	0.55	1.95	1.65	1.50	1.16	0.85
H_2O^-	0.40	0.25	0.25	0.10	н/о	0.03	0.45	0.50	0.15	0.05	0.12	0.15	0.14	0.00	0.40	0.15	1.15	0.60	0.30	0.30	0.19

ПРИМЕЧАНИЕ. По [(Hall, 1932]; породы : 1-2 - перидотиты; 3 - оливиновые меланориты (плагиогарцбургиты) ; 4-5 - бронзититы; 6 - нориты; 7-9 - меланориты; 10 - норит; 11 - пятнистый норит; 12 - анортозит; 13 - норит; 14 - лейконорит; 15 - анортозит; 16 - норит; 17-21 - феррогранодиориты; содержание окислов в мас. %, сл. - следы; н/о - не определено.



●1 □2 ◪3 ■4 △5 ⊙6 ⊕7

Рис.6.12. Положение фигуративных точек бонинитов и сравниваемых с ними плутонических пород на петрохимической классификационной диаграмме групп и рядов:

1 - "микропироксениты" Бушвельдского комплекса, по [Hatton, Sharpe, 1989]; 2-5 - бониниты по [Crawford et al., 1989]; 2 - тип I - низкокальциевые (low-Ca-I); 3 - тип II - низкокальциевые (low-Ca-II); 4 - тип III - низкокальциевые (low-Ca-III); 5 - высококальциевые [High-Ca]; 6 - средние составы «типовых» породных групп: А - андезит; В - базальт; Т - толеит по [Le Maitre, 1976]; П-Б - пикробазальт; П-Д - пикродолерит; П - пикрит по [Богатиков и др., 1987]; 7 - ортопироксенит Бушвельдского комплекса, по [Hall, 1932]; табл.6.4-6.9

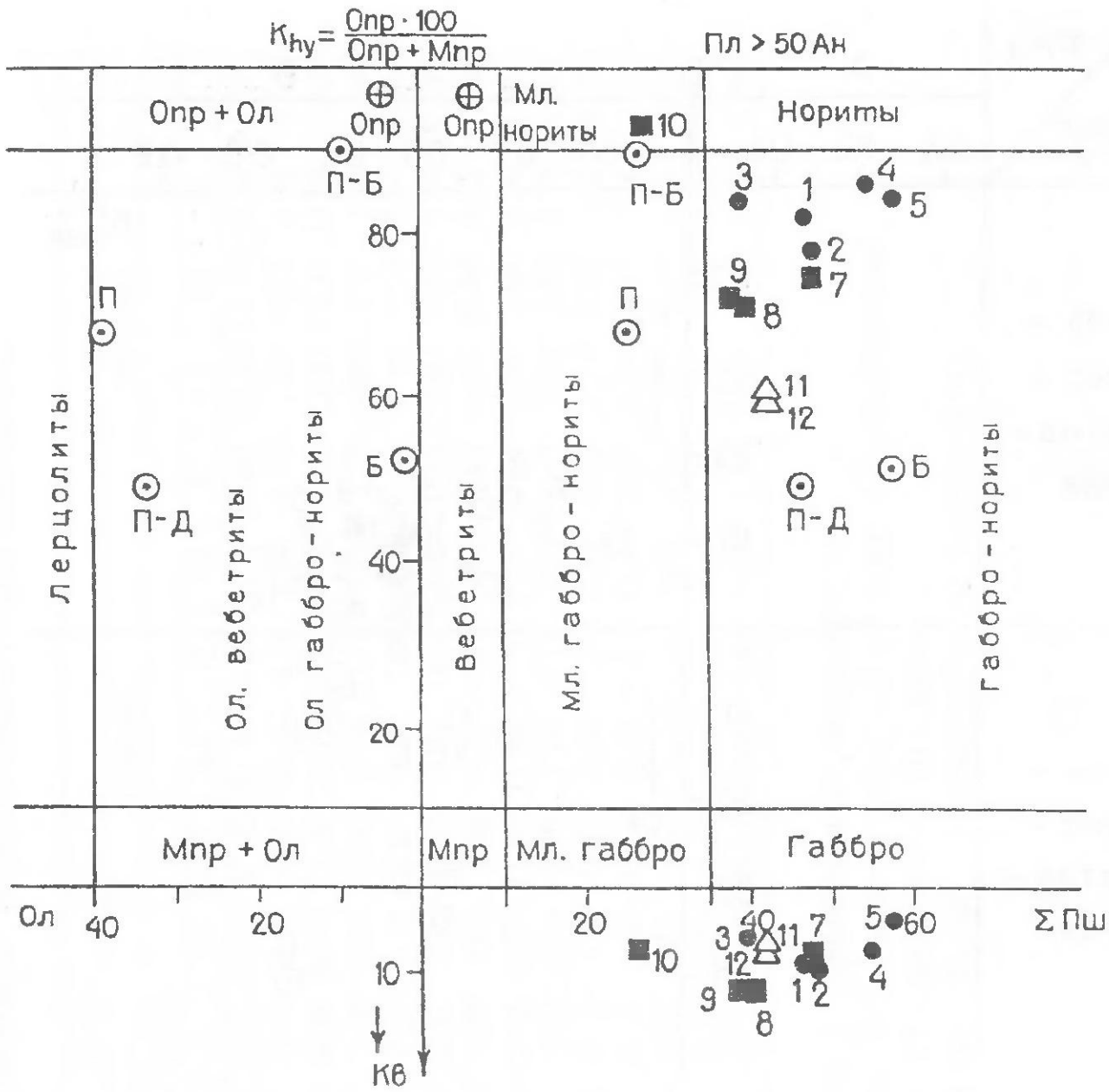


Рис.6.13. Положение фигуративных точек бонинитов и сравниваемых с ними пород с an>50% на петрохимической классификационной диаграмме семейств и родов

Условные обозначения те же, что и на рис.6.12

Все сопоставляемые породы по значению *Ca'* соответствуют *Fe-Mg* отряду. На классификационной диаграмме группового и рядного уровня (рис.6.12) фигуративные точки всех типов бонинитов попали в кварцнормативную группу и ряд нормальной щелочности ($K_{щел}^{Al}$=0.1-0.45); содержание нормативного кварца в них колеблется от 2.5 до 15 мас.%. Рой бонинитовых точек располагается между фигуративными точками средних составов андезитов и толеитов. В поле бонинитов попадают и фигуративные точки микропироксенитов Бушвельда, т.е. на этом уровне они не отличаются от бонинитов, как практически не различаются между собой и выделенные типы бонинитов.

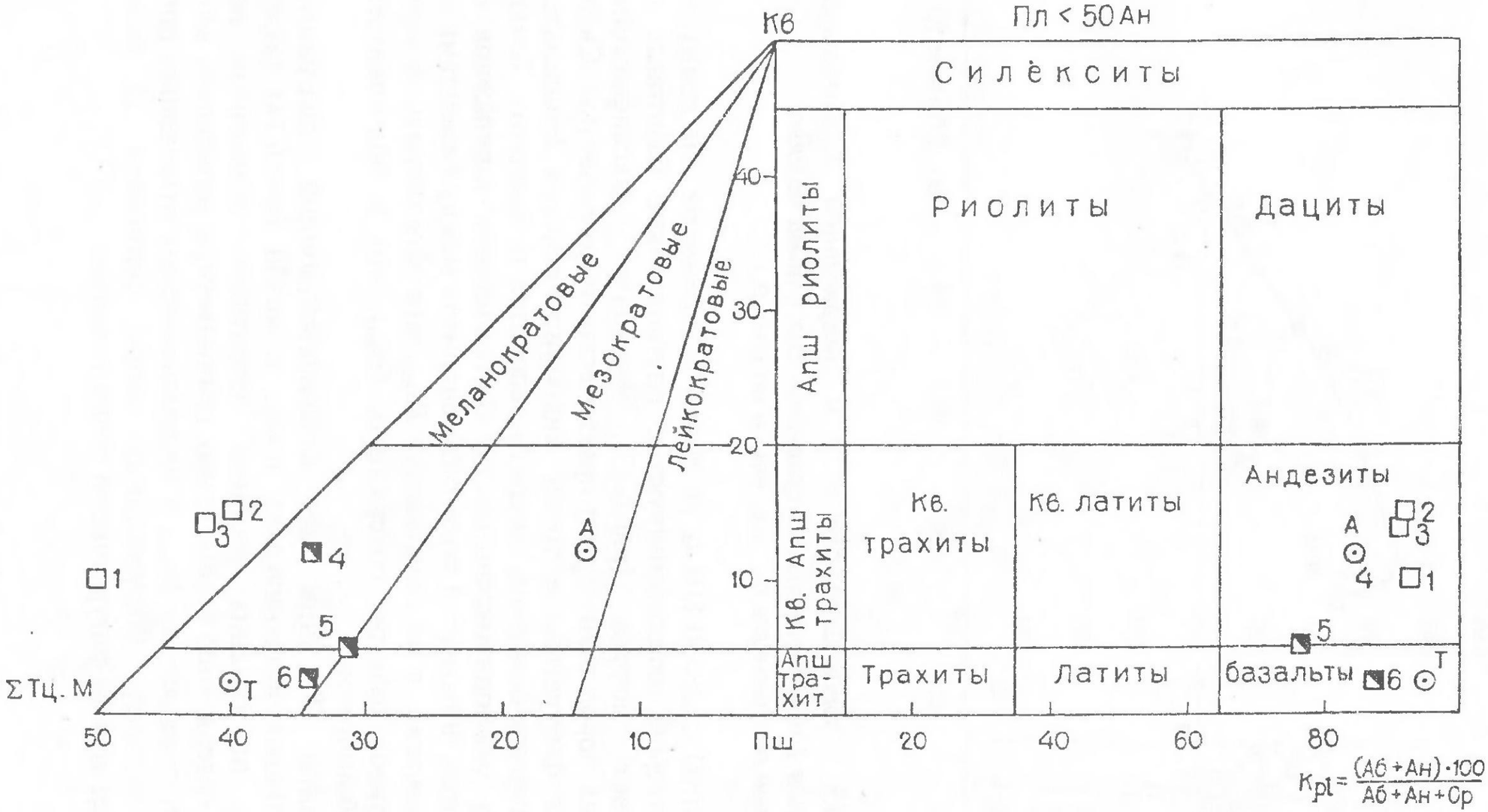


Рис.6.14. Положение фигуративных точек бонинитов и сравниваемых с ними пород с an<50% на петрохимической классификационной диаграмме семейств и родов

Условные обозначения те же, что и на рис.6.12

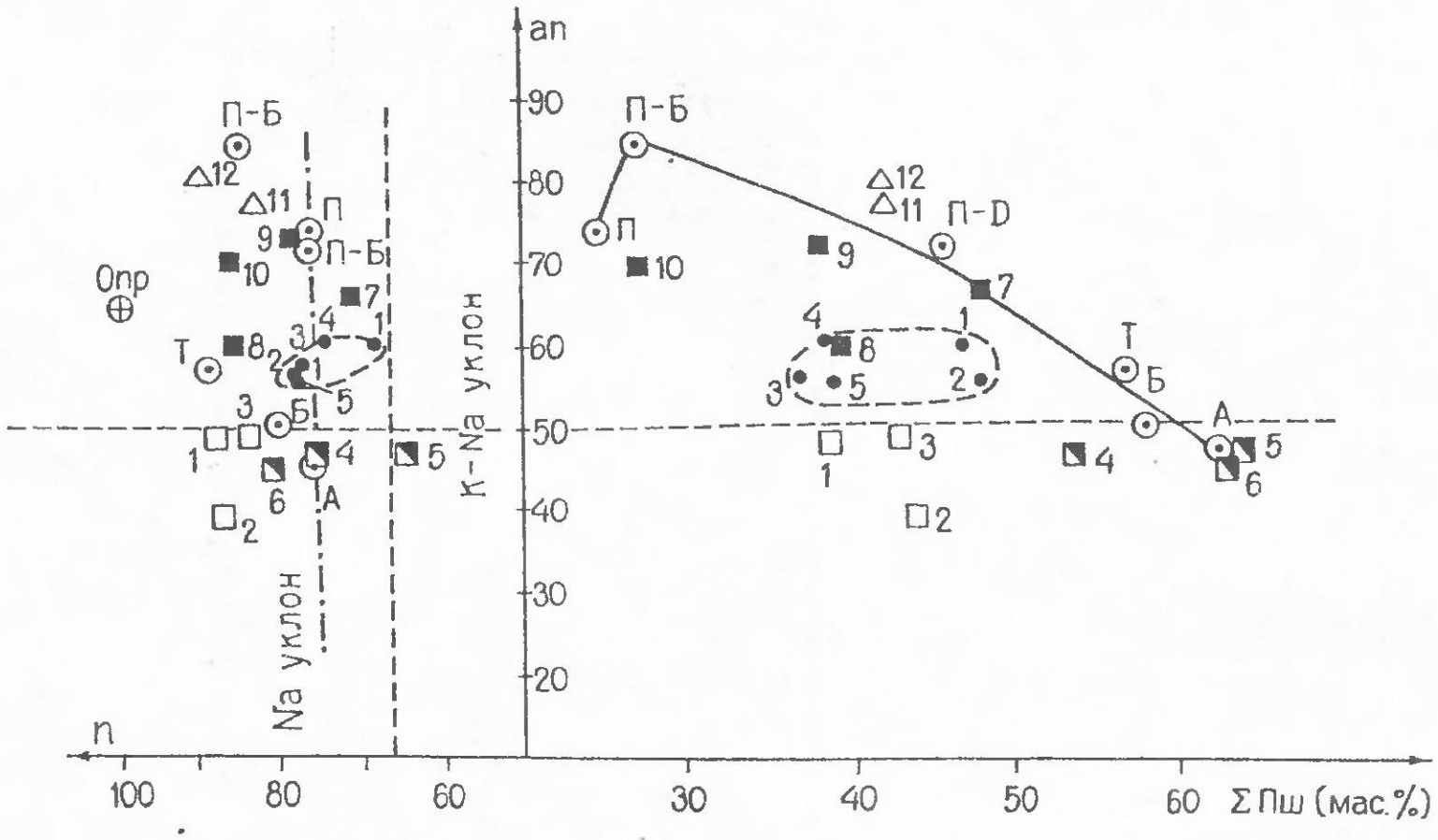


Рис.6.15. Соотношение an с n и содержанием нормативных полевых шпатов Пш в бонинитах и сравниваемых с ними породах
Условные обозначения те же, что и на рис. 6.12

Бониниты с *an*>50 (III и IV типы) нанесены на диаграмму, с помощью которой классифицируются плутонические базитовые и ультрабазитовые породы (рис.6.13), поскольку классификации вулканических пород таких групп практически не разработаны. Сюда же нанесены фигуративные точки микропироксенитов Бушвельда, пикритов, пикрито-базальтов, пикрито-долеритов и базальтов. Точки бонинитов и микропироксенитов по соотношениям пироксенов и полевых шпатов попадают в поле габброноритов между базальтами и пикрито-базальтами, а по содержанию $Кв_{нор}$ они обособились от всех средних составов базитов, содержащих $Ол_{нор}$, что и подчеркивает своеобразие бонинитов.

Бониниты I типа на классификационной диаграмме кварцнормативных вулканических пород с *an*<50 (рис.6.14) также отклоняются от средних составов петротипов вулканитов по суммарному содержанию нормативных темноцветных минералов, в то время как по содержанию $Кв_{нор}$ и полевошпатовому отношению они близки к андезиту. Фигуративные точки бонинитов II типа располагаются вблизи фигуративной точки толеитов.

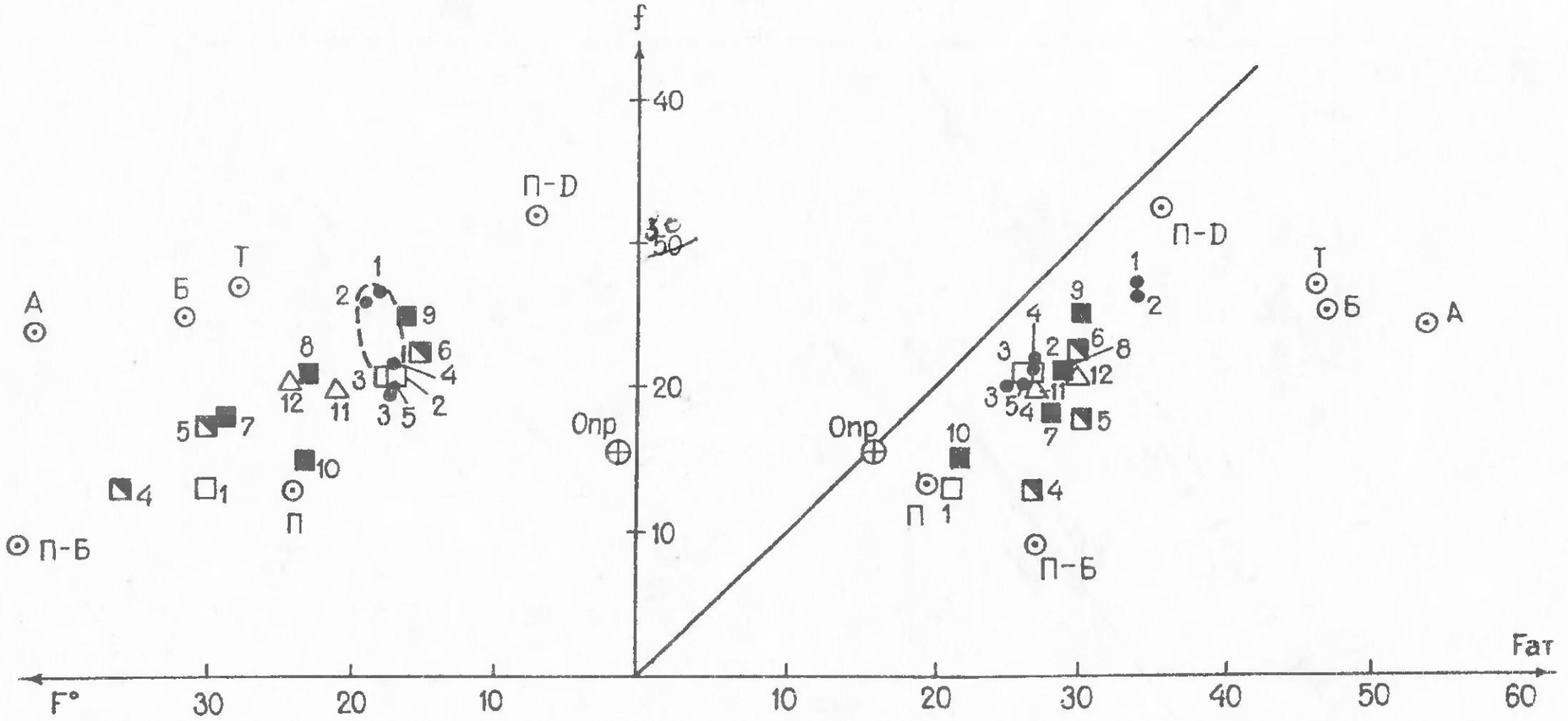


Рис.6.16. Соотношение f с F^o и F_{am} в бонинитах и сравниваемых с ними породах
Условные обозначения те же, что и на рис.6.12

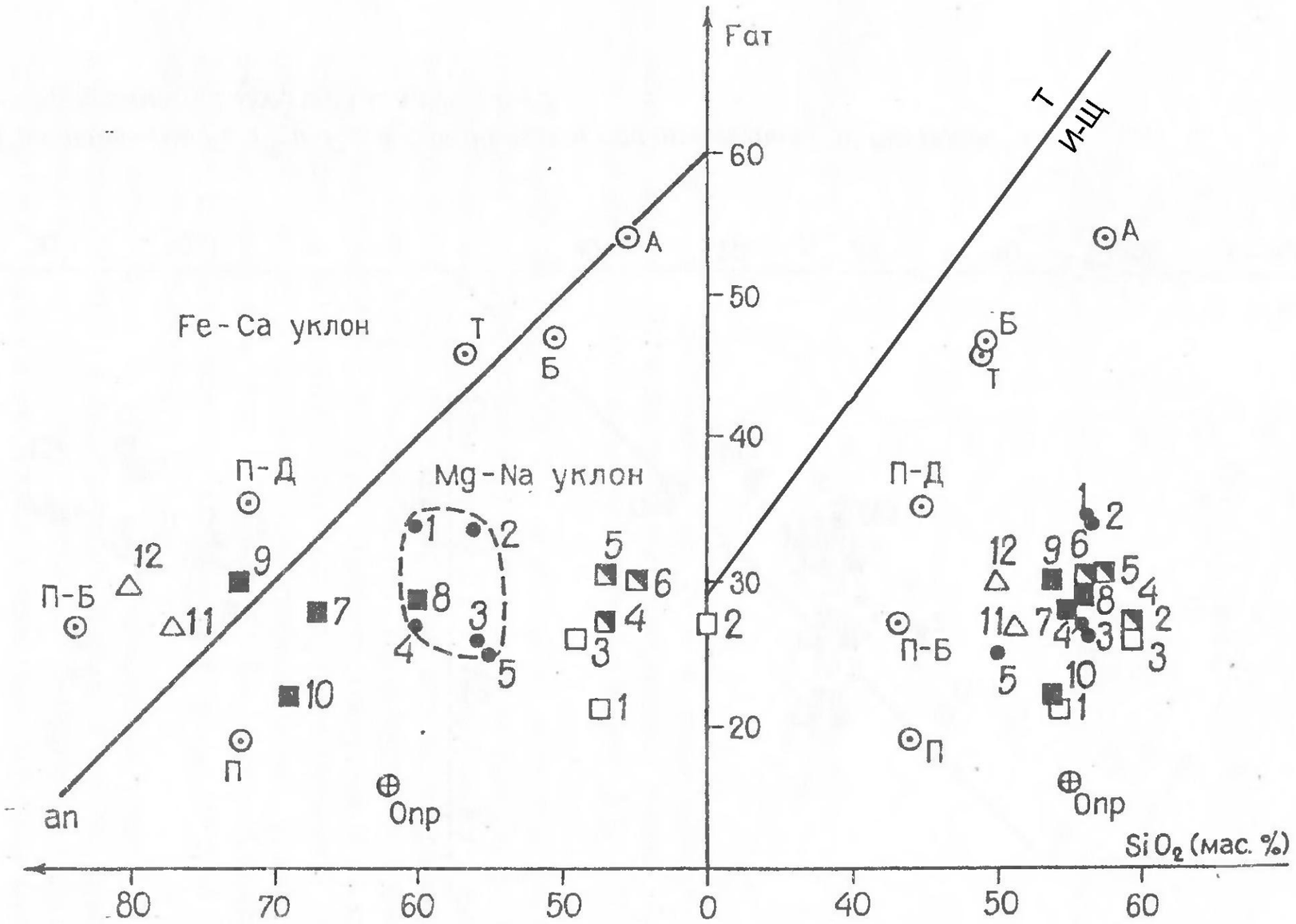


Рис.6.17. Соотношение F_{am} с an и SiO_2 в бонинитах и сравниваемых с ними породах (классификационная диаграмма серий на уровне уклонов)

Условные обозначения те же, что и на рис.6.12

Таблица 6.8

Химический состав “микропироксенитов” Бушвельдского массива.

Окислы	Проба				
	CO114	DI225	CO230	CO255	CO211
SiO_2	56.70	56.50	56.40	56.30	55.30
TiO_2	0.40	0.39	0.27	0.28	0.28
Al_2O_3	12.70	13.00	10.60	10.60	10.50
Fe_2O_3	1.83	1.89	1.77	1.78	1.78
FeO	7.60	7.36	7.55	8.06	7.62
MnO	0.17	0.16	0.17	0.19	0.17
MgO	10.20	10.00	14.90	14.40	15.40
CaO	6.68	7.12	6.18	5.93	6.08
Na_2O	1.74	2.08	1.60	1.48	1.73
K_2O	1.22	0.89	0.73	0.77	0.75
P_2O_5	0.09	0.09	0.06	0.07	0.05
NiO	0.05	0.05	0.05	0.07	0.06
Cr_2O_3	0.11	0.09	0.19	0.22	0.22

ПРИМЕЧАНИЕ. По [Hatton and Sharpe, 1989, табл.7.1].

Итак, уже на уровне семейств и родов бониниты (за исключением II типа) довольно четко отличаются от средних составов родственных пород. Это различие проявляется и при сопоставлении по другим петрохимическим параметрам. По содержанию нормативного *Пл* и *an* фигуративные точки бонинитов растянуты от андезитов до пикритов (рис.6.15), причем большинство точек располагается ниже средней линии андезит-пикритобазальт. Из рис.6.15 видно, что выделение типов бонинитов по отношению CaO/Al_2O_3 довольно близко совпадает с разделением их по параметру *an*: типы I и II имеют *an* <50 и различаются по содержанию *Пл*; тип III имеет *an* от 50 до 75, причем породы из разных районов отличаются также по содержанию *Пл*; высококальциевый тип IV имеет *an* >75. Характерное отличие бонинитов I,III и IV типов от средних типов базальтов, толеитов и андезитов - содержание суммы нормативных полевых шпатов в бонинитах меньше 50 мас.%.

По соотношению щелочей только некоторые бониниты II типа (проба 5) и тип III отличаются пониженными значениями *n* по сравнению со средними типами пород. В этом с ними сходны микропироксениты Бушвельда.

По соотношению *f* и F_{am} (рис.6.16) фигуративные точки бонинитов и микропироксенитов Бушвельда находятся между таковыми пикритов, пикрито-базальтов и пикрито-долеритов. В стороне от них с более высокими значениями F_{am} располагаются

фигуративные точки андезитов, базальтов и толеитов. Приблизительно такое же положение точек фиксируется и на диаграмме f-F^o.

На видоизмененной диаграмме Осборна-Мияширо F_{am}-SiO_2 (рис.6.17) большинство бонинитов и микропироксениты Бушвельда находятся в "известково-щелочном" поле, лишь тип IV соответствует толеитовой серии. По соотношению an-F_{am} бониниты I, П, Ш типа принадлежат к *Mg-Na* уклону, а высококальциевые разновидности типа Ш и IV - к *Fe-Ca*-уклону (рис.6.17).

Таблица 6.9

Нормативный состав и петрохимические коэффициенты "микропироксенитов" Бушвельдского массива и средних составов эталонных вулканитов

Компоненты	Породы										
	"микропироксениты"					вулканиты					
	проба										
	CO114	DI225	CO230	CO255	CO211	П	П-Б	П-Д	Т	Б	А
ap(Ап)	0.21	0.21	0.14	0.17	0.12	-	0.17	-	0.57	0.83	0.50
cm(Хром)	0.16	0.13	0.28	0.32	0.32	0.63	-	-	-	-	-
il(Илм)	0.76	0.74	0.51	0.53	0.53	0.72	2.20	1.94	3.76	3.49	1.65
mt(Мт)	2.65	2.74	2.57	2.58	2.58	4.26	9.82	1.70	4.90	5.49	4.74
or(Ор)	7.21	5.26	4.31	4.55	4.43	1.83	0.59	3.49	2.54	6.50	9.57
pl(Пл)	37.97	41.12	33.13	32.53	33.32	20.58	20.80	41.00	48.50	51.26	55.48
di(Ди)	7.52	9.07	8.55	7.19	8.93	9.99	4.93	9.26	17.14	13.99	4.80
hy(Опр)	33.83	32.12	45.18	45.54	46.34	21.81	45.75	9.03	18.87	15.43	9.51
ol(Ол)	-	-	-	-	-	35.78	8.32	33.01	-	1.34	-
q(Кв)	9.19	8.26	5.81	6.75	3.38	-	-	-	2.33	-	12.42
f	26.57	26.17	19.99	21.90	19.59	12.66	9.14	31.67	27.36	24.84	24.47
F_{am}	33.70	33.68	25.59	27.33	25.13	19.11	27.13	35.48	45.95	46.76	54.04
F^o	17.83	18.79	17.44	16.60	17.39	24.26	43.29	7.31	27.50	32.38	42.17
K_{hy}	81.81	77.99	84.09	86.37	83.84	68.58	90.27	49.37	52.40	52.45	66.48
K_{pl}	84.04	88.66	88.48	87.73	88.26	91.83	97.24	92.16	95.02	88.75	85.29
an	59.82	55.75	57.70	60.11	54.60	72.55	83.76	72.00	57.23	50.50	45.47
CaO/Al_2O_3	0.53	0.55	0.58	0.56	0.58	0.81	0.73	0.60	0.70	0.60	0.40
n	68.43	78.03	76.91	74.49	77.80	75.83	85.24	77.00	89.33	80.08	76.55
$K_{щел}^{Al}$	0.29	0.32	0.35	0.31	0.37	0.45	0.26	0.27	0.43	0.39	0.19

ПРИМЕЧАНИЕ. Пересчет химических анализов микропироксенитов из табл.6.8, вулканитов - из [Богатиков и др., 1987] (П - пикрит; П-Б - пикробазальт; П-Д - пикродолерит) и [Le Maitre, 1976] (Т - толеит; Б - базальт, А - андезит).

В главе 4 была обоснована возможность генерации вторичных бонинитовых магм при высокой степени фракционирования оливина в ходе раскристаллизации первичных пикритовых магм в субвулканических условиях, когда происходит "проскакивание" перитектической части поверхности *(Ол+Опр+Ж)* на второй стадии

кристаллизации и попадание расплава в объем первичного выделения *Опр*. Такой механизм дифференциации может обеспечить отделение от пикритов бонинитовых расплавов с *ап*>70. Для расплавов с меньшими значениями *ап* требуются соответствующие лейкократовые исходные расплавы, появление которых может быть связано либо с контаминацией пикритов коровым материалом, либо с метасоматической подготовкой мантийного субстрата.

Предлагаемая концепция происхождения бонинитовых расплавов как вторичных магм является альтернативной по отношению к концепции, развитой в сборнике [Boninites, 1989], где образование таких магм, как первичных, связывается с обводненностью мантии в месте их генерации [Crawford et al., 1989; Umino and Kushiro, 1989; Van der Laan et al., 1989]. Экспериментально показано [Umino and Kushiro, 1989], что наиболее примитивный тип III бонинитовых расплавов может сосуществовать с гарцбургитом выше 8 кбар при содержании воды в системе более 5 мас.%. Было установлено также [Van der Laan et al., 1989], что при P=5 кбар и увеличении концентрации H_2O в расплаве меняются первые ликвидусные фазы: *Опр*, *(Опр+Ол)* и *Ол*, что подтверждает перемещение трехфазовой поверхности *(Ол+Опр+Ж)* из системы *Ол-Опр-Мпр-Пл* в систему *Опр-Мпр-Пл-Кв*. Как следствие, из этого вытекает возможность выплавления из деплетированных мантийных субстратов кварцнормативных расплавов.

Два слабых места хотелось бы отметить в рассматриваемой концепции. Первое - отсутствие доказательств столь высокой обводненности мантии, как того требуют модели прямого выплавления бонинитов. Второе - невозможность подъема образованной по такой схеме бонинитовой магмы из мантии к поверхности, поскольку водонасыщенные магмы не могут перемещаться на большие расстояния по вертикали и консолидируются вблизи от места генерации (Дубровский, 1984, 1987а, 1993).

Рассмотрим теоретическую возможность образования серий пород из бонинитов и микропироксенитов Бушвельда при фракционной кристаллизации при помощи проекции изоплеты диаграммы состояния системы *Аб-Ан-Фо-Фа-Ди-Гед-Кв-*H_2O для субвулканических условий (рис.6.18). Фигуративные точки бонинитов попали в два объема, расплавы которых при фракционной кристаллизации будут изменять свой состав по разным трендам. В первом объеме находятся низкокальциевые бониниты 1 типа, остальные типы бонинитов и микропироксениты Бушвельда проектируются во второй объем. Большинство точек находятся в объеме первичного выделения *Опр*, исключение составляют фигуративные точки 6 и 5, которые располагаются в объеме первичного выделения *Ол* вблизи от перитектики *(Ол+Опр+Пл+Ж)*. При другой топологии диаграммы состояния, соответствующей f=20-

25%, они могут попасть на поверхность *(Ол+Опр+Ж)*, либо в объем *Опр*.

Важно подчеркнуть, что все фигуративные точки находятся в кварцнормативной системе *Опр-Мпр-Пл-Кв*, что является определяющим для тренда кристаллизации. Даже при равновесной кристаллизации без фракционирования конечной стадией кристаллизации таких расплавов должна быть E_1^4-*(Пл+Опр+Мпр+Кв+Ж)* - "гранитная эвтектика". Стремление к "гранитной эвтектике" будет проявляться еще отчетливее при равновесной фракционной кристаллизации.

Из анализа рис.6.18 и 6.19 следует, что при фракционной кристаллизации составы расплавов первого объема (фигуративные точки 1, 2 и 3 бонинитов) будут изменяться по следующему тренду:

Ж+Опр $\Rightarrow$	*Ж+Опр+Кв* $\Rightarrow$	*Ж+Опр+Кв+Пл* $\Rightarrow$	*Ж+Опр+Кв+Пл+Мпр*
$I_1 \rightarrow II_1$	$II_1 \rightarrow III_1$	$III_1 \rightarrow E_1^4$	E_1^4

и кристаллизация может закончиться в «эвтектике» E_1^4. При высокой степени фракционирования изменение составов пойдет дальше:

Ж+Опр+Кв+Пл+Мпр $\Rightarrow$	*Ж+Кв+Пл+Мпр+Ол* $\Rightarrow$	*Ж+Кв+Пл+Ол+Во* $\Rightarrow$	*Ж+Кв+Пл+Ол+Во*
$E_1^4 \rightarrow T_1$	$T_1 \rightarrow T_2$	$T_2 \rightarrow E^3$	E^3

Составы расплавов второго объема (большинство остальных точек) при фракционной кристаллизации будут изменяться по несколько иному тренду:

Ж+Опр $\Rightarrow$	*Ж+Опр+Пл* $\Rightarrow$	*Ж+Опр+Пл+Кв* $\Rightarrow$	*Ж+Опр+Пл+Кв+Мпр*
$I_2 \rightarrow II_2$	$II_2 \rightarrow III_2$	$III_2 \rightarrow E_1^4$	E_1^4

В случае интенсивного фракционирования дальнейшее изменение составов расплава и твердых фаз будет происходить по той же схеме, что и в первом случае.

Отдельного рассмотрения требуют составы 6 бонинитов и 5 микропироксенитов, фигуративные точки которых занимают граничное положение относительно топоэлементов диаграммы (рис.6.18-6.19). Бонинит состава 6, имеющий f=22.5%, должен находиться в объеме *Опр*, поскольку при такой железистости системы поверхность *(Ол+Опр+Ж)* располагается вблизи поверхности *(Опр-Мпр-Пл)*. Поэтому тренд изменения состава такого расплава будет следующим:

Ж+Опр $\Rightarrow$	*Ж+Опр+Пл* $\Rightarrow$	*Ж+Опр+Пл+Мпр* $\Rightarrow$	*Ж+Опр+Пл+Мпр+Кв*
$I \rightarrow II$	$II \rightarrow III_2$	$III \rightarrow E_1^4$	E_1^4

Фигуративная точка 5 "микропироксенитов" с f=17.5% должна находиться в объеме первичного выделения *Ол*, как это изображено на рис.6.18. Изменение такого состава при фракционной кристаллизации будет проходить по следующему тренду (рис.6.19):

Ж+Ол $\Rightarrow$	*Ж+Ол+Опр* $\Rightarrow$	*Ж+Опр* $\Rightarrow$	*Ж+Опр+Пл* $\Rightarrow$	*Ж+Опр+Пл+Мпр* $\Rightarrow$
$I_3 \rightarrow II_3$	$II_3 \rightarrow III_3$	$III_3 \rightarrow IV_3$	$IV_3 \rightarrow V_3$	$V_3 \rightarrow E_1^4$
				Ж+Опр+Пл+Мпр+Кв
				E_1^4

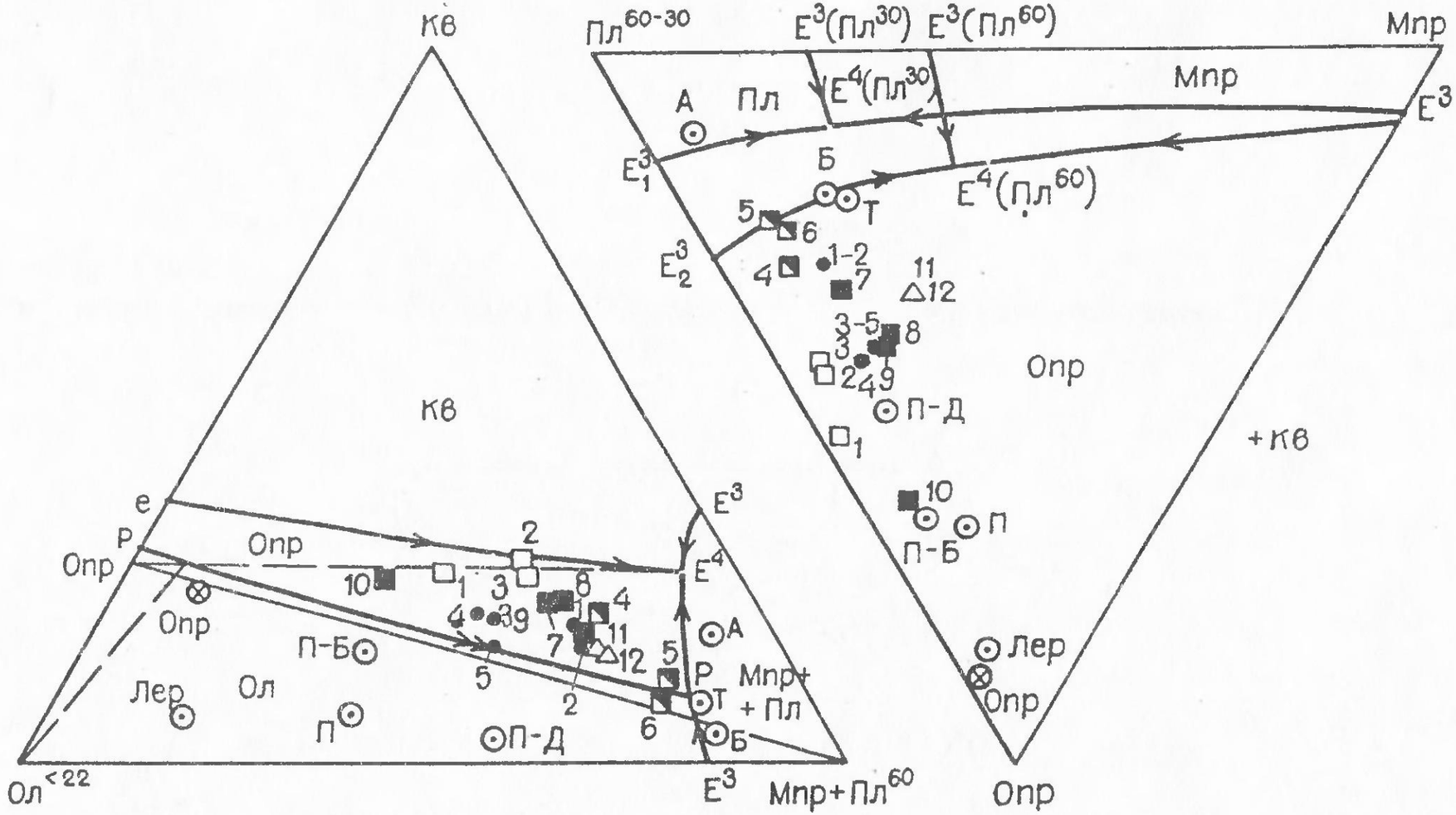


Рис.6.18. Положение фигуративных точек бонинитов и сравниваемых с ними пород на проекциях изобарической (P_{H_2O}<1000 бар) изоплеты (Ол<20-Пл-Мпр-Кв)

Условные обозначения те же, что и на рис.6.12

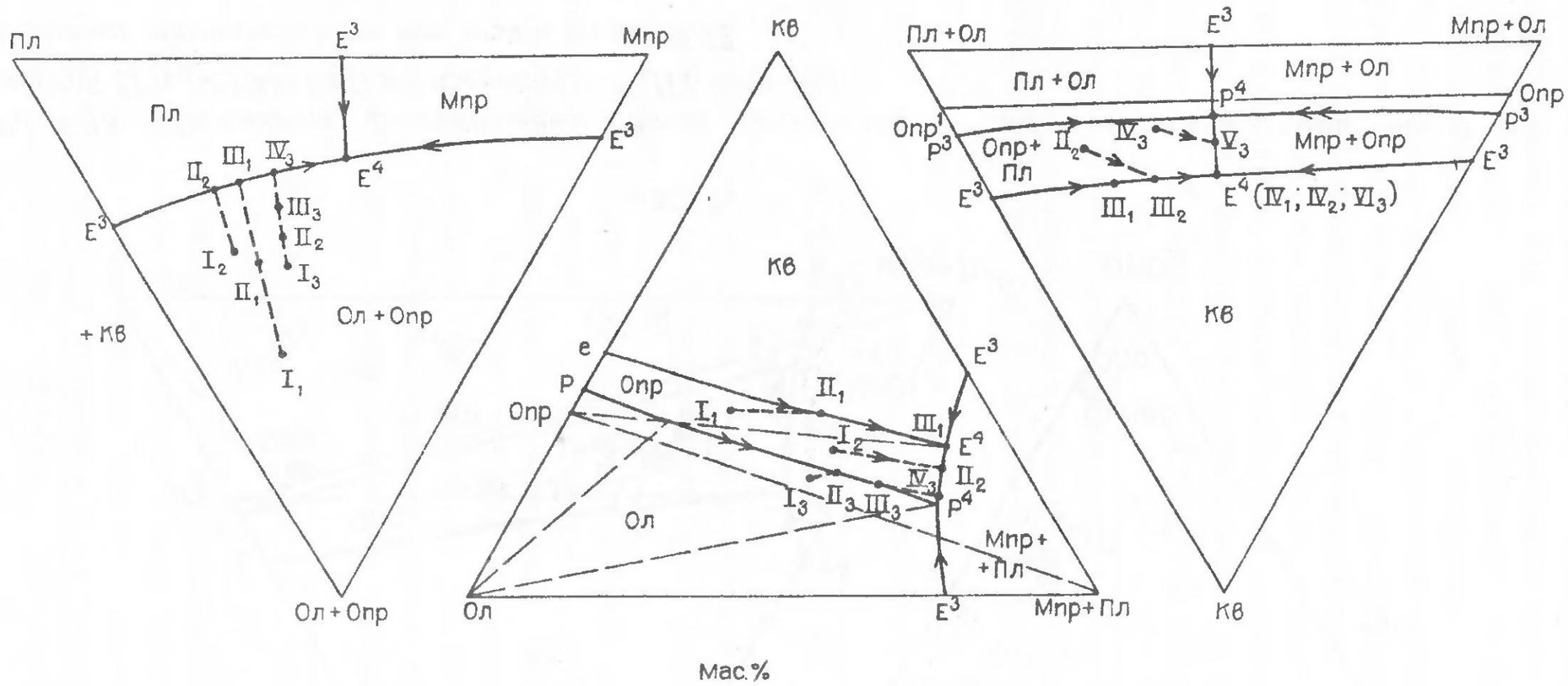


Рис.6.19. Тренды изменения бонинитовых расплавов при фракционной кристаллизации. Пояснения см. в разд.6.2

В обоих случаях продвинутая фракционная кристаллизация может привести к E_1^4-*(Ол+Пл+Во$_{тв.р.}$+Кв+Ж)*.

Особенностью всех вышеприведенных трендов кристаллизации является то, что они "проскакивают" как оливин-габброноритовую "точку" - *(Ол+Опр+Мпр+Пл+Ж)* системы *Ол-Опр-Мпр-Пл*, так и габбро-норитовую - *(Опр+Мпр+Пл+Ж)* граничной системы *Опр-Мпр-Пл*, и ни один из трендов не имеет аналогов среди трендов эталонных расслоенных комплексов. Поэтому может быть сделан только один вывод: бонинитовые расплавы не могут быть исходными для расслоенных комплексов типа Бушвельда и Стиллуотера. Такое заключение согласуется с вполне очевидным фактом, что сами бониниты являются продуктами продвинутой фракционной кристаллизации пикритовых высокомагнезиальных расплавов, т.е. уже по своей природе представляют собой «вторичные магмы».

6.3. Плутонические серии (комплексы) пород

Для иллюстрации работоспособности и эффективности предлагаемых автором физико-химических моделей и классификационных диаграмм в приложении к плутоническим сериям в данном разделе предпринята попытка критической ревизии данных по эталонным расслоенным плутонам Скергаарда, Стиллуотера, Бушвельда, а также Мончегорского никеленосного комплекса.

Прежде чем перейти к рассмотрению конкретных материалов по ним, уместно подчеркнуть, что при анализе и интерпретации результатов изучения плутонических серий исследователи сталкиваются с рядом сложностей, обусловленных особенностями изменения составов минералов и пород в процессе фракционной кристаллизации магм и формирования породных ассоциаций. Известно, что состав расплава в процессе кристаллизации изменяется непрерывно, а состав продуктов фракционной кристаллизации (породных серий), даже при идеальном соосаждении минералов, изменяется дискретно при смене фазово-минеральных ассоциаций. В случае селективного фракционирования картина будет еще сложнее, и интерпретация условий кристаллизации и фракционирования по составу пород и минералов требует знания тенденций изменения этих составов при равновесной кристаллизации и идеальном фракционировании.

На рис.6.20 с использованием изобарических и изоплетических проекций диаграммы состояния системы *Аб-Ан-Фо-Фа-Ди-Гед-Кв-H_2O* показаны главные тренды изменения составов расплава и кристаллизатов пород при идеальном и реальном фракционировании. В природе процессы разделения твердых фаз еще более сложные, поэтому по составу пород невозможно однозначно определить исходный состав магмы.

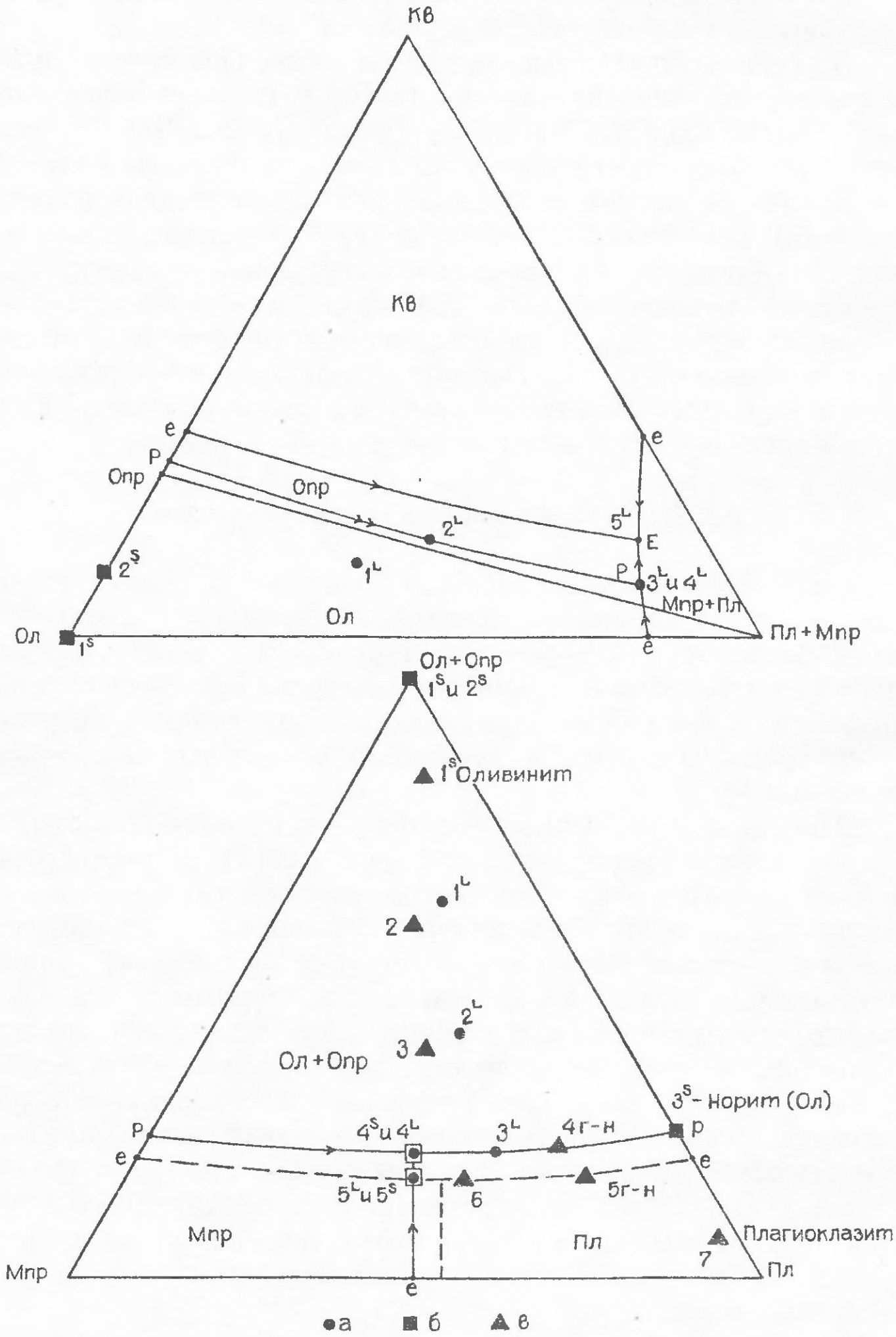


Рис.6.20. Положение на проекциях изобарической изоплеты ($Ол^{<22}$-$Пл^{50-60}$-Мпр-Кв) трендов изменения составов расплава и кристаллизатов при фракционной кристаллизации магм

а - составы расплава; б - составы твердых фаз при идеальном фракционировании; в - то же при реальном фракционировании

При восстановлении геологических и физико-химических условий образования дифференцированных плутонических серий и комплексов необходимо учитывать, что кристаллизация магмы начинается при полном насыщении ее флюидом [Файф, 1972], поэтому верхний предел подъема мантийных магм при внедрении их в кору ограничен солидусом соответствующей флюидонасыщенной системы.

Поскольку содержание H_2O в мантийных базальтоидных магмах находится в пределах 1.5-3.0 мас.%, то в зависимости от глубины генерации и температуры магмы, она сможет подняться до глубины 2.5-5 км, где $P_{лит}$ 500-1500 бар. Насыщение расплава флюидом и присутствие свободного флюида в камере приводит к увеличению $P_{фл}$ относительно $P_{лит}$. Это превышение может достигать больших величин и ограничено лишь прочностью стенок магматической камеры. Надежными индикаторами повышения $P_{фл}$ являются гидроксилсодержащие минералы - амфиболы и биотиты. В зависимости от частной железистости расплава намечается нижний предел P_{H_2O} для появления на ликвидусе этих минералов: биотит - 500-700 бар, амфибол - 700-1000 бар .

При проведении петрохимического анализа необходимо всегда помнить, что породы дифференцированного магматического комплекса, как правило, представляют собой смесь кумулятивных минералов и продуктов кристаллизации интерстициальных остаточных расплавов, доля которых может составлять до 40% объема [Уэйджер, Браун, 1970].

В большинстве случаев для решения генетических задач необходимо знать исходный состав расплава, из которого кристаллизовалась плутоническая породная серия. Многие петрологи за исходный состав расплава принимают "закаленные зоны" в эндоконтактах плутонов. Можно с большой уверенностью утверждать, что состав этих "зон закалки" в большинстве интрузивов не адекватен составу исходного расплава, потому что породы эндоконтактов обычно представлены не афанитовыми структурными разновидностями, а мелкокристаллическими, что свидетельствует об отсутствии моментального затвердевания расплава и наличии условий для кристаллизационной дифференциации. Кроме того, состав расплава в эндоконтактной зоне может существенно отклониться от исходного вследствие диффузионного взаимообмена веществом с боковыми породами и проявлением при этом специфических явлений типа эффектов Соре, Седерхольма, смешения расплавов и вмещающих пород. Спецэффекты обычно приводят к лейкократизации и раскислению контактных продуктов кристаллизации. При отсутствии таких явлений в ходе приконтактовой «инициальной» раскристаллизации возникают парагенезы, в которых твердые растворы фемических минералов отличаются большей магнезиальностью, а плагиоклазы - большей

"анортитовостью" по сравнению с нормативными миналами исходных расплавов и одноименными минералами в породах внутренних зон плутонов. В любом случае состав контактных кристаллизатов не будет адекватен составу исходного расплава.

Наиболее надежной оценкой состава исходного расплава мог бы служить средневзвешенный состав плутона, но расчет его всегда сопряжен с большой долей неопределенности из-за неполной информации об эрозионном срезе, распространении различных пород на глубинных уровнях, размере интрузива и т.д.

Чтобы уменьшить непределенность решения задачи, обусловленную действием охарактеризованных выше факторов, был предложен способ оценки состава исходного расплава по составу дифференцированных рядов пород [Борисова, Дубровский, 1988]. Суть его состоит в том, что в эпигенетической последовательности выделяются комплементарные группы пород раннего, среднего и позднего этапов кристаллизации и за исходный состав расплава принимается состав пород среднего этапа кристаллизации. Как представляется, этот способ более правильно отражает состав исходного расплава, чем метод реконструкции его по зонам закалки плутонов.

6.3.1. Скергаардский интрузив

Этот интрузив постоянно фигурирует в геологической литературе в качестве эталонного представителя толеитовой серии, дифференциация которого проходила по "феннеровскому" тренду. Наиболее полное описание интрузива на русском языке опубликовано в переводной работе [Уэйджер, Браун, 1970]. В данном разделе излагаются результаты переинтерпретации опубликованных материалов с целью прояснения ряда спорных положений в традиционной петрохимической классификации пород и в петрогенетических моделях данного интрузива.

6.3.1.1. Петрохимический анализ

Начиная рассмотрение химизма Скергаардского интрузива, Уэйджер и Браун подчеркивают, что валовые химические анализы пород не могут дать прямой информации о стадиях разделения первичной магмы, поскольку в породах присутствуют переменные количества кумулятивных минералов и поровой матрицы, кристаллизовавшейся из погребенной синхронной магмы. Поэтому они считают, что анализы пород Скергаарда не представляют большой ценности для расшифровки эволюции магмы, если они не интерпретированы с точки зрения состава кумулятивных кристаллов, дораставших иногда адкумулятивным материалом, и с точки зрения состава одновременной магмы.

Состав исходной магмы Уэйджера и Брауна оценивают по среднему составу краевого оливинового габбро и принимают, что исходная магма соответствует оливин-толеитовому типу по классификации [Йодер, Тилли , 1965]. В итоговой монографии [Уэйджер, Браун, 1970, табл.5] все расчеты средних составов пород расслоенной серии и магм произведены на основании 19 проб, строго привязанных к разрезу, в дополнение к ним дан один анализ (пр.XX) сандвичевого горизонта и приведен нормативный состав всех проб, причем последние данные никак не используются при рассмотрении вопросов эволюции серии.

Следует несколько слов сказать о качестве использованных в монографии химических анализов. Явное несоответствие между модальным и нормативным составом ряда проб (наличие нормативного *Нф* в IV, XI, XП и ларнита в VI) вызывает подозрение, что при анализе пород систематически недоопределялась SiO_2, на что авторы сводки не обратили должного внимания.

Уэйджером и Брауном рассмотрены изменения содержаний по зонам главных породообразующих окислов и элементов примесей, а также таких петрохимических характеристик, как *f* и *ab=Аб·100/(Аб+Ан)* (мол.кол.), графически рассчитаны средние составы расслоенных пород отдельных зон и произведена попытка оценить состав расплавов, находившихся в равновесии с соответствующими твердыми фазами. Уэйджер и Браун выявили корреляционную зависимость *f* и *ab* и использовали ее для прослеживания эволюции химизма в процессе фракционной кристаллизации. Они подчеркивали, что величина *ab* и *f* четко отражает последовательность образования пород, что особенно полезно при определении положения в Скергаардском плутоне "поздних серий", для которых не удается наблюдать непосредственных возрастных взаимоотношений.

Изменение состава остаточных расплавов и отдельных пород расслоенной серии представлены на диаграмме *AFM*. Показано, что на фоне плавного изменения средних содержаний породообразующих окислов и петрохимических характеристик в серии в целом в залегающих рядом лейко- и меланократовых слоях имеются резкие отклонения от трендов, не получившие объяснения в физико-химической модели фракционной кристаллизации Уэйджера и Брауна.

Таким образом, в работе Уэйджера и Брауна имеется две группы петрохимических данных: 1) реальные (хотя и не вполне доброкачественные) химические составы пород, привязанные к разрезу расслоенной "серии" и 2) сглаженно-усредненные составы по зонам как пород, так и соответствующих им расплавов, рассчитанные по первой группе данных с допущением, что исходный состав расплава адекватен краевому ("закаленному") габбро. Обычно в специальной и учебной геологической литературе для демонстрации фракционной кристаллизации по феннеровскому тренду приводят

только усредненные химические составы по зонам пород и остаточных расплавов.

Плавное изменение состава расплава при фракционной кристаллизации с отклонениями при переходе с одного топологического элемента диаграммы состояния на другой представляется реальным явлением и процедура "сглаживания" вариаций в приложении к сериям остаточных расплавов вполне правомерна и целесообразна. В противоположность этому аналогичное сглаживание составов пород - продуктов кристаллизации - приводит к искажению реальности и затушевыванию определенных особенностей и закономерностей в распределении кристаллов и их ассоциаций - пород - в пространстве камеры. Все отклонения от плавной линии распределения составов как раз и отражают усложнения, о которых говорилось выше, и дают соответствующую информацию об условиях образования этих пород. Поэтому в дальнейших рассуждениях мы будем использовать химические составы как частных проб, так и усредненные значения по ним, чтобы показать как это влияет на выводы.

В табл.6.10 приведены нормативный состав и коэффициенты по частным пробам пород, привязанным к разрезу расслоенной серии. Химические данные заимствованы из [Уэйджер, Браун, 1970, табл.5, 6]. Для удобства нумерация частных проб дана арабскими цифрами, а средних - римскими (табл.6.11). На последующих рисунках этот табличный материал представлен в виде классификационных диаграмм и графиков. При их построении в нормативные составы пород внесены коррективы с учетом отмеченных ранее предположений о недоопределении SiO_2 при химическом анализе пород. Поэтому при нанесении этих проб на соответствующие диаграммы, *Нф* принимался за *Аб*. Следует также отметить некоторую разницу в расчете частной железистости *f* пород у Уэйджера и Брауна и в настоящей монографии: в первом случае не учитывалось, что часть железа идет на образование *Мт* и *Илм*, а в данной работе *f* определяется, по сути, как железистость смеси из нормативных оливинов и пироксенов.

Все породы Скергаардского интрузива относятся к *Fe-Mg* отряду. На классификационной диаграмме групп и рядов (рис.6.21) фигуративные точки частных проб попадают в две группы: оливин- и кварцнормативную; усредненные же составы все находятся в оливиннормативной группе. По значению $K_{щел}^{Al}$ все породы относятся к ряду нормальной щелочности. Имеется общая тенденция увеличения $K_{щел}^{Al}$ вверх по разрезу, проявляющаяся на фоне широких вариаций щелочности в сопряженных лейко- и меланократовых парах пород (пробы 2-3, 9-10 и 5-6). Намечается разрыв в ряду нарастающей щелочности между средней и верхней зонами.

Таблица 6.10

Нормативный состав и петрохимические коэффициенты пород расслоенной части Скергаардского интрузива.

Компоненты	Зона																			
	нижняя						средняя		верхняя											
	пробы																			
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	XIII	XIV	XV	XVI	XVII	XVIII	XIX	XX
ap (Ap)	0.11	0.19	0.38	0.14	0.31	-	0.12	0.19	1.14	0.33	0.19	0.21	6.99	4.38	4.43	3.81	2.15	1.54	1.28	0.57
il (Илм)	1.79	2.47	0.95	1.50	9.57	33.0	5.01	4.92	3.93	22.64	4.84	7.41	4.82	4.61	4.23	4.71	3.17	4.18	4.48	2.20
mt (Mm)	3.04	3.89	1.61	2.20	7.08	18.1	3.65	4.94	3.48	11.00	5.44	4.13	6.51	2.97	5.70	5.87	8.38	5.89	5.32	6.89
or (Op)	1.6	0.5	2.1	1.2	1.3	-	0.8	1.7	2.9	0.3	1.9	1.6	1.8	2.1	1.8	2.8	2.9	2.0	3.6	5.9
pl (Пл)	52.2	10.6	82.7	52.1	49.0	8.2	62.5	50.1	80.1	4.6	47.5	53.1	41.4	42.6	30.7	28.6	33.8	32.9	35.8	39.4
di (Ди)	13.6	3.5	2.6	17.4	15.4	13.3	13.9	13.2	3.0	11.8	16.6	15.5	16.6	11.8	28.0	25.6	22.8	19.4	27.96	26.9
ol (Ол)	25.8	61.8	0.7	23.5	2.1	22.2	9.4	13.2	-	45.1	21.6	17.3	15.7	12.9	8.2	1.8	-	-	-	-
hy (Опр)	0.7	16.0	8.3	-	16.9	-	4.6	11.8	4.0	3.7	-	-	6.3	17.4	14.9	27.0	25.6	28.3	17.7	8.3
Q (Кв)	-	-	-	-	-	-	-	-	1.3	-	-	-	-	-	-	-	0.6	4.3	3.1	9.1
ne (Нф)	-	-	-	1.6	-	2.3	-	-	-	-	1.6	0.5	-	-	-	-	-	-	-	-
kp (Клф)	-	-	-	-	-	0.2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ca-Чер	-	-	-	-	-	1.5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
f	26.7	31.2	48.6	34.7	36.6	42.2	39.5	49.6	72.6	59.8	56.5	60.1	66.9	86.6	97.0	98.1	96.3	89.9	99.1	98.1
F_{am}	35.0	35.5	59.9	40.8	60.9	75.7	55.7	61.3	89.2	73.0	67.0	71.1	76.1	88.9	97.7	98.5	97.4	92.5	99.3	98.8
$F°$	16.9	9.5	19.7	11.6	25.3	26.8	19.3	17.1	29.3	14.9	16.8	13.9	18.2	7.5	12.5	12.1	18.0	13.8	13.7	22.0
K_{hy}	4.8	82.2	76.3	0.0	52.2	0.0	24.8	47.2	57.4	24.0	0.0	0.0	27.7	59.6	34.8	51.4	52.9	59.3	38.9	23.5
K_{pl}	97.0	95.7	97.5	97.8	97.4	100.0	98.7	96.8	96.5	94.0	96.0	97.1	95.9	95.4	94.4	91.2	92.1	94.3	90.8	86.9
an	65.3	60.5	62.4	64.5	60.5	100.0	51.7	56.7	40.1	65.8	45.0	41.1	29.6	40.0	23.7	35.2	37.7	30.7	26.0	16.3
n	92.1	90.1	93.7	94.9	93.9	92.7	97.4	93.1	94.5	84.5	93.9	95.4	94.5	92.7	93.0	87.4	88.3	92.2	88.5	85.4
$K^{Al}_{щел}$	0.33	0.39	0.05	0.38	0.38	0.61	0.34	0.35	0.09	0.82	0.47	0.45	0.60	0.43	0.81	0.73	0.66	0.68	0.76	0.82

ПРИМЕЧАНИЕ. Пересчет химических анализов из [Уэйджер, Браун, 1970, табл.5]; проба 20 (XX) - «сандвичевый» горизонт.

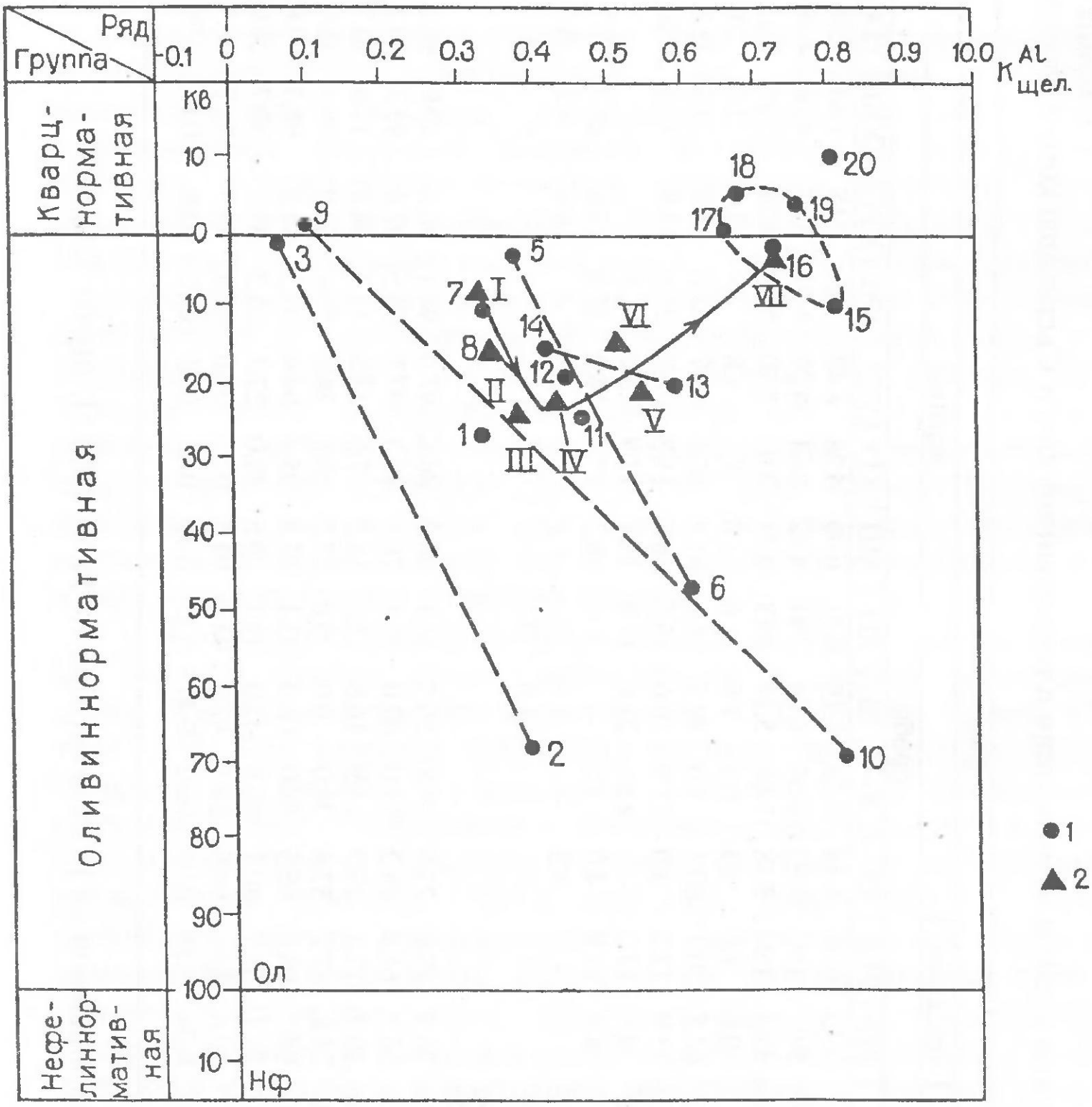


Рис.6.21. Положение фигуративных точек пород Скергаардского интрузива на петрохимической классификационной диаграмме групп и рядов

1 - частные пробы; 2 - средние составы зон; табл.6.10 и 6.11

Вся совокупность составов пород разбиваются на три группы: а) слабо дифференцированные мезократовые породы нижней и средней зон и двух подзон (a и b) верхней зоны; б) сопряженные пары лейко- и меланократовых пород, средний состав которых соответствует первой группе; в) породы верхней подзоны (c) верхней зоны и сандвичевого горизонта (пробы 15-20), которые отличаются более высокими значениями $K^{Al}_{щел}$ и близки к насыщению

кремнеземом. Последней группе пород присуща также высокая частная железистость, обуславливающая появление волластонита вместо авгита [Уэйджер, Браун, 1970].

По рис.6.21 можно оценить точность расчета средних составов зон и подзон (табл.6.11). Средние пробы I и II, соответственно, отражают составы самого нижнего горизонта и невскрытой зоны, которые получены графической интерполяцией; проба III - состав нижней зоны, в которую включены породы проб от 1 до 6, при этом положение фигуративной точки III совпадает с таковой пробы 4 и довольно близко отражает средневзвешенный состав из всех остальных проб; проба IV должна, по идее, отображать состав средней зоны, представленной частными пробами 7 и 8, однако точка IV находится в стороне от последних и вряд ли может служить реальным аналогом усредненного состава этой зоны; то же замечание относится и к пробам V и VI, представляющих средние из проб 11 и 12, 13 и 14, соответственно; проба VII близка к среднему из проб 15-19. Таким образом, по главным классификационным параметрам из пяти "средних" проб только две (II и VII) можно признать соответствующими средневзвешенной оценке для данной зоны плутона. Здесь специально привлечено внимание к этому вопросу, поскольку в большинстве работ по классификации серий именно эти "средние" составы пород Скергаардского интрузива используются как эталонные для характеристики толеитов. Очевидно, настало время для критической ревизии качества этой "классической" выборки анализов. В связи с этим, прежде, чем перейти к классификации Скергаардской породной серии на уровне родов и видов, рассмотрим флуктуацию значений таких важных петрохимических характеристик как *an*, F_{am}, *f* и F^o.

Начнем с изменения нормативного состава *Пл* и его количества в породах расслоенной серии. Как видно из рис.6.22, не проявляется обратная корреляция между данными параметрами, что должно было бы следовать из котектических соотношений между плагиоклазом и темноцветными минералами (рис.6.23). Намечается даже прямая корреляция между ними, что свидетельствует о значительных усложнениях и отклонениях от равновесной фракционной кристаллизации и аккумуляции, хотя выявляется общая тенденция уменьшения номера плагиоклаза от 65 до 20 от низов расслоенной серии к ее верху.

Не выдерживается закономерность плавного увеличения F_{am} с развитием процесса дифференциации (снизу вверх по разрезу) (рис.6.24), хотя общая тенденция увеличения этого параметра сохраняется. Большие "скачки" значения F_{am} происходят в парах рядом залегающих лейко- и меланократовых слоев, например, в парах проб 2-3 и 9-10, что согласуется с большими "скачками" в этих пробах содержания *Пл*, а в паре 9-10 и номера плагиоклаза (рис.6.14).

Таблица 6.11

Нормативный состав и петрохимические коэффициенты средних проб расслоенной части Скергаардского интрузива.

Компо-ненты	Проба							
	I	II	III	IV	V	VI	VII	Ск
ap (Ap)	0.09	0.07	0.17	0.19	0.19	5.14	3.65	-
il (Илм)	1.04	1.35	1.67	5.6	5.07	4.75	4.33	2.24
mt (Mm)	-	1.01	2.61	4.8	5.07	5.22	6.09	1.93
or (Op)	1.2	1.36	1.36	1.5	1.7	1.9	2.4	1.5
pl (Пл)	61	57.2	51.8	52.3	46.2	41.3	31.2	56.2
di (Ди)	16.9	16.8	16.8	18.1	22.3	14.5	21.7	17.1
ol (Ол)	7.2	13.7	22.5	18.2	17.7	11.2	1.9	13.9
hy (Опр)	12.6	7.5	-	0.1	-	15.2	27.0	7.1
ne (Нф)	-	-	0.4	-	1.0	-	-	-
f	20.1	26.1	34.3	43.8	59.5	76.9	97.6	31.1
F_{am}	21.3	30.5	41.6	57.6	69.5	82.4	98.2	38.5
F^o	0.0	8.5	13.7	18.3	16.1	13.8	13.0	12.3
K_{hy}	42.7	31.0	0.0	0.7	0.0	51.2	55.4	29.5
K_{pl}	98.0	97.6	97.4	97.3	96.5	95.6	93.0	97.4
an	69.4	66.1	60.5	52.5	44.5	35.5	28.0	62.7
n	93.9	93.6	94.1	94.5	94.5	93.6	90.9	93.5
$K_{щел}^{Al}$	0.33	0.35	0.39	0.44	0.55	0.52	0.73	0.37

ПРИМЕЧАНИЕ. Пересчет химических анализов из [Уэйджер, Браун, 1970, табл.6] I - самый нижний горизонт; II - невскрытая расслоенная серия; III - нижняя зона; IV - средняя зона V - подзона «а» верхней зоны; VI - подзона «в» верхней зоны; VII - подзона «с» верхней зоны) и [Уэйджер, Браун, 1970, табл.10]. Ск - исходный состав расплава магматической серии

На рис.6.25 показано колебание значений F_{am} и *an* в пробах, строго привязанных к гипсометрической отметке. Флуктуации параметров в сопряженных парах слоев указывают на отклонения от идеальной аккумуляции и котектической кристаллизации, вызванные воздействием гравитационного поля и конвекционными течениями в камере, а также изменением состава минералов в результате реакции с интерстициальной жидкостью.

Наиболее вероятная причина отклонений - различные значения *Fam* и *an* соответствующих минералов и равновесного с ними расплава. Согласно топологии диаграмм систем с твердыми растворами значение величины *an* в кристалле всегда больше, чем в расплаве, а F_{am} кристалла всегда меньше расплава. Интегральное же значение этих параметров определяется количественным соотношением кумулятивных фаз и интеркумулятивного расплава.

Следовательно, в меланократовых слоях F_{am} должна быть меньше, чем в лейкократовых, поскольку в первых явно преобладают кристаллические кумуляты, F_{am} которых меньше интерстициального расплава и раскристаллизация последнего не сможет изменить это соотношение. Значение же *an* в меланократовых слоях определяется составом межзернового расплава, в котором *an* мсньше, чем в кумулятивных кристаллах плагиоклаза, концентрирующихся в лейкократовом слое.

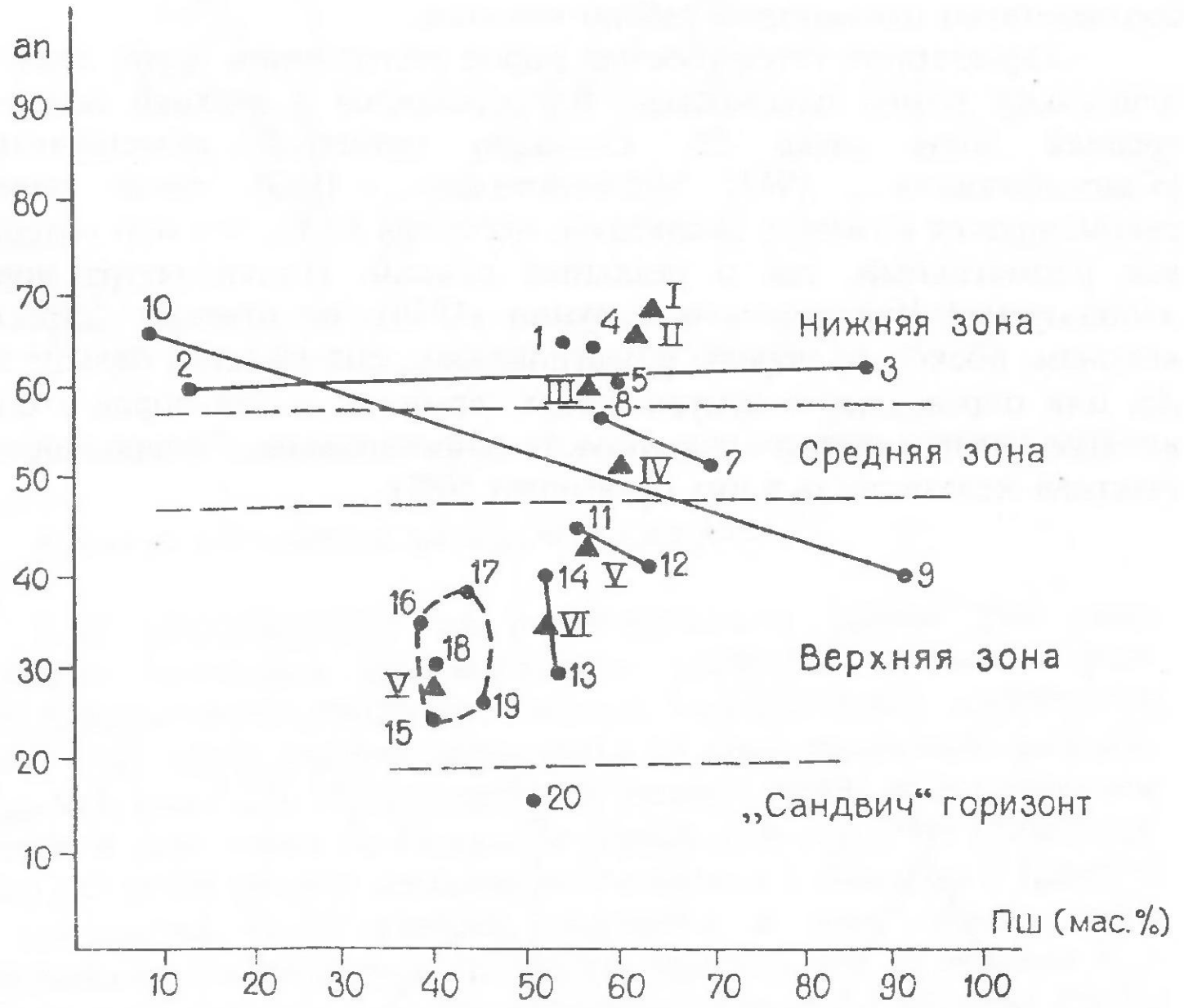


Рис.6.22. Соотношение an и содержания нормативны полевых шпатов Пш в породах Скергаардского интрузива

Условные обозначения те же, что и на рис.6.21

Приведенное объяснение пригодно для пары проб 2-3, но в паре проб 9-10 с такой моделью не согласуется значение *an*. То же самое, хотя и менее четко, наблюдается и в парах проб 7-8, 11-12 и 13-14 (рис.6.22). Это, вероятно, связано с тем, что в меланократовых слоях присутствуют также кумулятивные кристаллы более основного плагиоклаза, а интерстициального расплава не хватает для изменения их состава.

Перейдем к классификации пород на уровне родов и видов, напомнив предварительно, что выделение видового таксона по петрохимии возможно только условно, с учетом принадлежности пород к соответствующему классу и информации по их реальному минеральному составу.

По соотношению нормативных миналов (рис.6.26) большинство фигуративных точек попадает в поле габбро-норитов, часть из которых в норме содержит *Ол*, а другая - *Кв*. Отклоняются от основного роя точек составы комплементарных пар меланократовых и лейкократовых слоев, но средневзвешенные составы пар соответствуют оливиновым габбро-норитам.

Характерной особенностью пород расслоенной серии является невысокий номер плагиоклаза, опускающийся в верхней половине средней зоны ниже 50. Согласно принятой классификации [Классификация..., 1981; Магматические..., 1983], такие породы рекомендуется называть диоритами, несмотря на то, что они содержат как нормативный, так и реальный оливин. Номенклатура пород, используемая Уэйджером и Брауном (1970), не отвечает "строгим" канонам, поскольку породы с плагиоклазом, содержащим больше 50% *An*, они определяют в кумулятивных терминах, а для пород с более кислым плагиоклазом используют наименование "ферродиориты" (частная железистость в них превышает 50%).

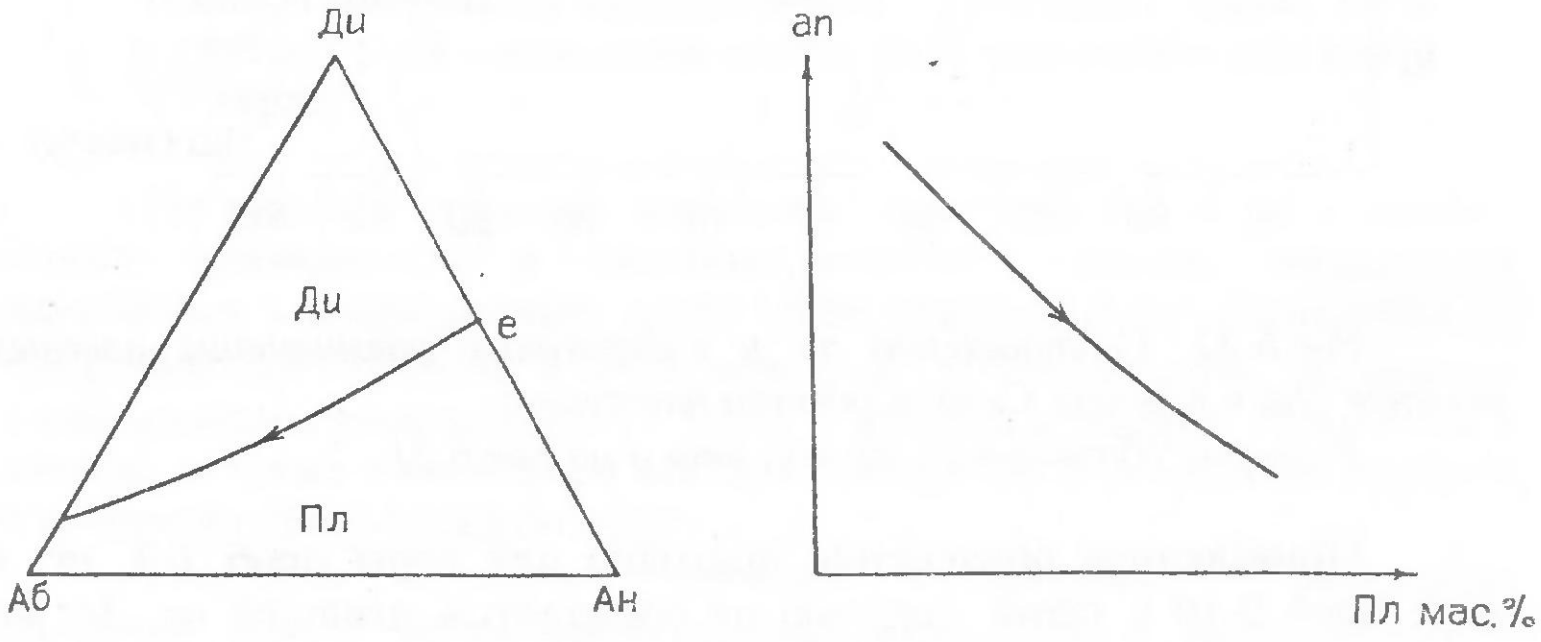


Рис.6.23. Корреляционное соотношение между содержанием плагиоклаза Пл и его составом в котектике (Ди-Пл) системы Аб-Ан-Ди

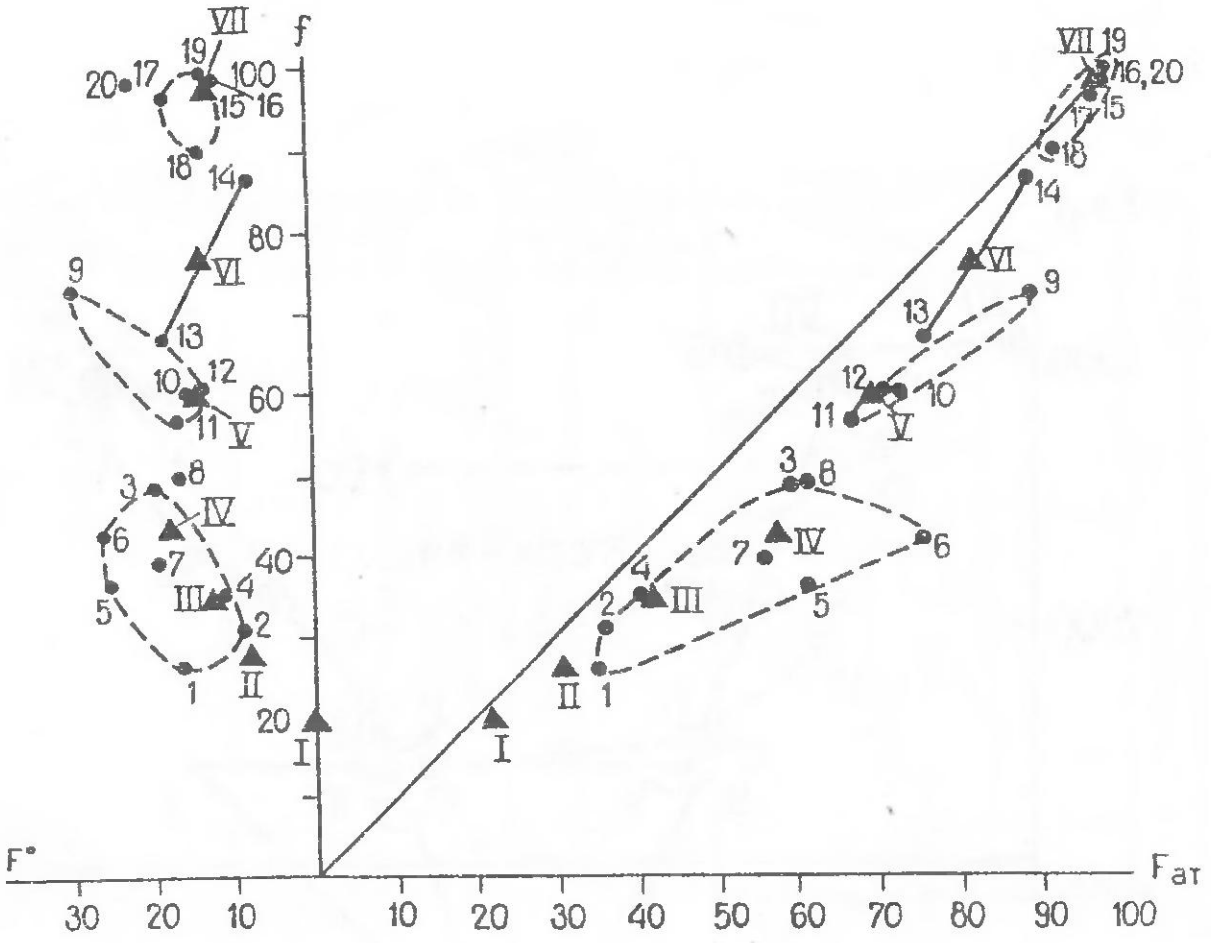


Рис.6.24. Соотношение f с F^o и F_{am} в породах Скергаардского интрузива

Условные обозначения те же, что и на рис.6.21

При классификации на рядно-групповом уровне уже была определена сериальная принадлежность дифференцированного ряда пород Скергаардской интрузии. Главные отличительные особенности данного ряда пород хорошо проявляются на корреляционных графиках an-F_{am}-SiO_2 (рис.6.27). Практически все частные пробы за исключением 2 попали в поле пород *Fe-Ca*-уклона (толеитовой серии по Мияширо). Только две точки средних составов, рассчитанных Уэйджером и Брауном для невскрытой части плутона, находятся в поле *Mg-Na*-уклона (известково-щелочной серии). Интересно отметить, что на графике F_{am}-an меланократовая порода из двуслойной пары проб 2-3 обладает *Mg-Na* уклоном, а лейкократовая - *Fe-Ca*-уклоном, в то время как на графике F_{am}-SiO_2 обе эти пробы находятся в поле толеитового петрохимического типа.

Из рис.6.27 также хорошо видна главная особенность процесса дифференциации пород Скергаардского интрузива - широкий интервал изменений F_{am}(20-100%) и an (20-80%) при узком диапазоне изменений SiO_2 - всего 15%.

Таким образом, можно заключить, что вскрытая часть Скергаардского интрузива сложена породной серией нормальной щелочности с железо-кальциевым уклоном. Если состав невскрытой части интрузива рассчитан верно, то полная серия пород в процессе дифференциация должна была сменить *Mg-Na*-уклон на *Fe-Ca*, то есть перейти из известково-щелочного типа в толеитовый.

Рис.6.25. Вариации F_{am} и an в вертикальном разрезе расслоенной части Скергаардского интрузива

Значения частных проб: 1 - F_{am}; 2 - an; значения средних проб: 3 - F_{am}; 4 - an; тренды изменения частных проб: 5 - F_{am}; 6 - an; тренды изменения средних проб: 7 - F_{am}; 8 - an

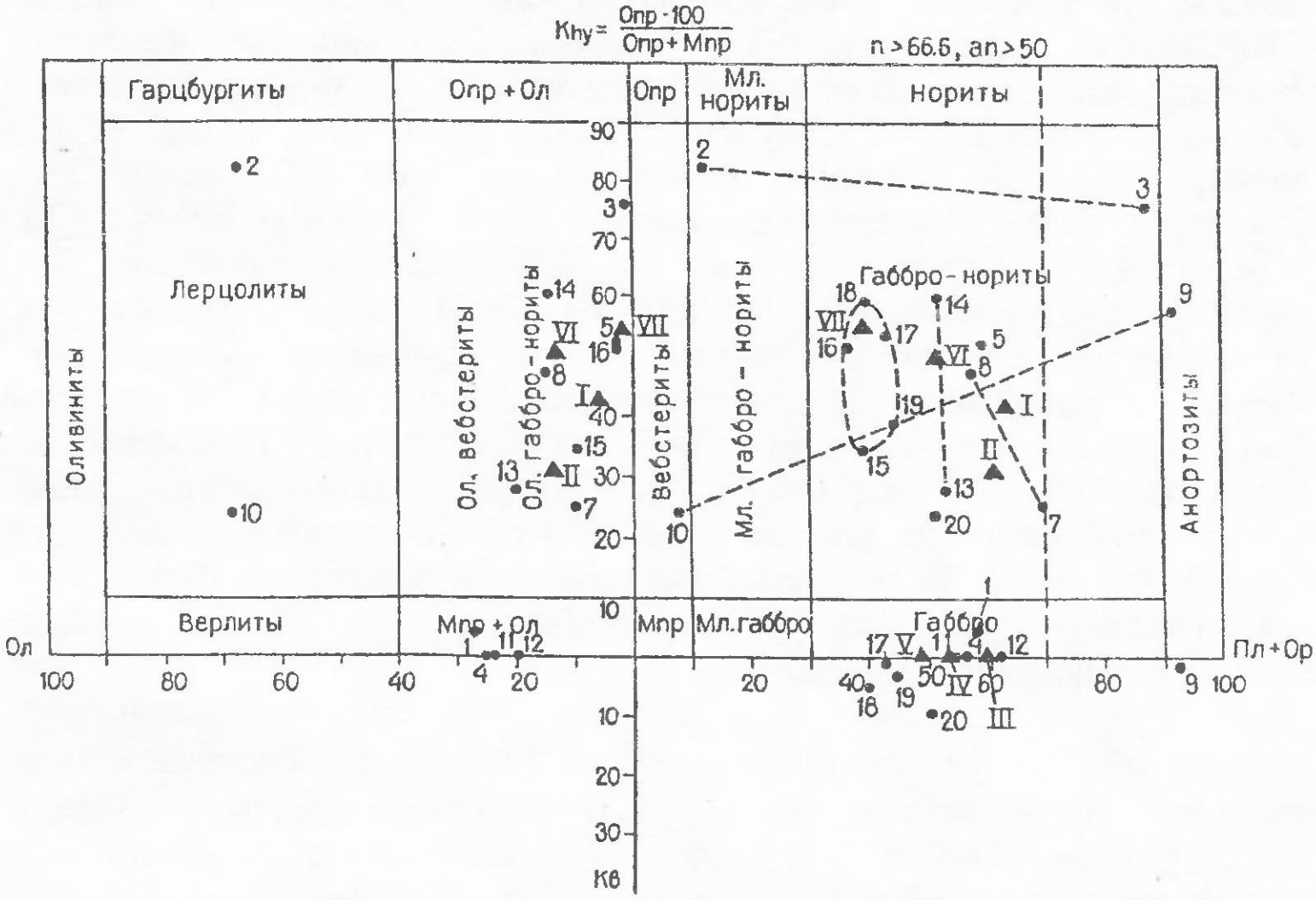


Рис.6.26. Положение фигуративных точек пород Скергаардского интрузива на классификационной диаграмме семейств и родов

Условные обозначения те же, что и на рис.6.21

6.3.1.2. Физико-химический анализ

Моделирование процесса кристаллизации интрузивов с использованием диаграммы состояния соответствующей системы требует знания состава исходного расплава. До последнего времени в случае, когда отсутствовали данные для расчета средневзвешенного состава массива, за исходный состав расплава обычно принимали состав "закаленной" эндоконтактной породы [Магматические..., 1988]. Таким же образом поступили и Уэйджер и Браун, приняв за состав исходной магмы состав закаленного краевого габбро (табл.6.11). Поскольку они сопоставляют исходную магму Скергаардского массива с исходными магмами Стиллуотерского и Бушвельдского массивов и приходят к выводу, что все они имеют базальтовые составы, то представляется уместным сравнить составы исходных расплавов эталонных плутонов со средними составами базальтов и пикрито-базальтов [Магматические..., 1983, табл.38, 40, 42, 44, 60]. На рис.6.28 видно четкое обособление фигуративных точек различных базальтов от фигуративных точек предполагаемых исходных расплавов

эталонных интрузивов. Исключение составляют лишь лейкобазальты океанов, фигуративная точка которых (проба 8) располагается вблизи фигуративной точки исходного расплава Скергаардской интрузии. Фигуративная точка пикробазальтов находится в окружении точек исходных расплавов Стиллуотера и Мончеплутона. Необходимо подчеркнуть, что составы исходных расплавов Скергаардского, Стиллуотерского и Бушвельдского интрузивов, по [Уэйджер, Браун, 1970] определялись по "зонам закалки", а Мончегорского комплекса он рассчитан как средневзвешенный [Козлов, 1973]. Как видим, базальты различных геодинамических обстановок по главным петрохимическим параметрам различаются незначительно и характеризуются *Fe-Ca*-уклоном (толеитовым петрохимическим типом), за исключением гиперстеновых базальтов Каскадных гор (проба 15). Из приведенного сопоставления следует, что исходные расплавы расслоенных интрузивов и даже их "закаленные зоны" были более основными, чем толеитовые базальты, и приближались по составу к пикритобазальтам с *Mg-Na* - уклоном (известково-щелочной тип серий).

Этот вывод полностью согласуется с более ранним заключением авторов работы [Магматические..., 1988, с.467-468]: *"До недавнего времени считалось, что большинство крупнейших расслоенных интрузивов образовалось при фракционировании базальтовых магм. Однако детальными исследованиями последних лет показано, что материнские расплавы ультрамафит-габбровых расслоенных серий скорее отвечали пикробазальтам. Это согласуется с развиваемыми в настоящее время представлениями о более магнезиальном составе первичных мантийных выплавок по сравнению с базальтами (М.О,Хара, И.Д.Рябчиков и др.). С таких позиций интрузивы могли представлять собой промежуточные очаги, где подобные магмы претерпевали частичную дифференциацию, превращаясь в конечном итоге в базальтовые".*

По мнению Уэйджера и Брауна, минеральный состав и химизм Скергаардского интрузива позволяют считать, что его исходная магма была относительно сухой и процесс кристаллизации проходил в сильно восстановительных условиях, в результате чего конечные дифференциаты обогатились железом. Степень "сухости" не определена количественно, но поскольку в интеркумулятивном пространстве образуются амфибол и биотит, то можно допустить, что P_{H_2O} достигало в остаточных магмах 1.5-2.0 кбар. Из этого предположения следует, что в исходном расплаве Скергаардского интрузива содержалось 2-3 мас.% воды и первоначальное P_{H_2O} не превышало 0.5 кбар. Такая оценка согласуется как с позицией точек исходного расплава на P_{H_2O}-T-проекции "базальтоидной" системы [Дубровский, 1993, рис.5.63 и 5.67], так и с геологическими данными о гипабиссальном уровне становления Скергаардского интрузива (по данным Уэйджера и Брауна [1970], мощность покрышки равна 2-3 км, соответственно, литостатическое давление не превышало 0.5 кбар).

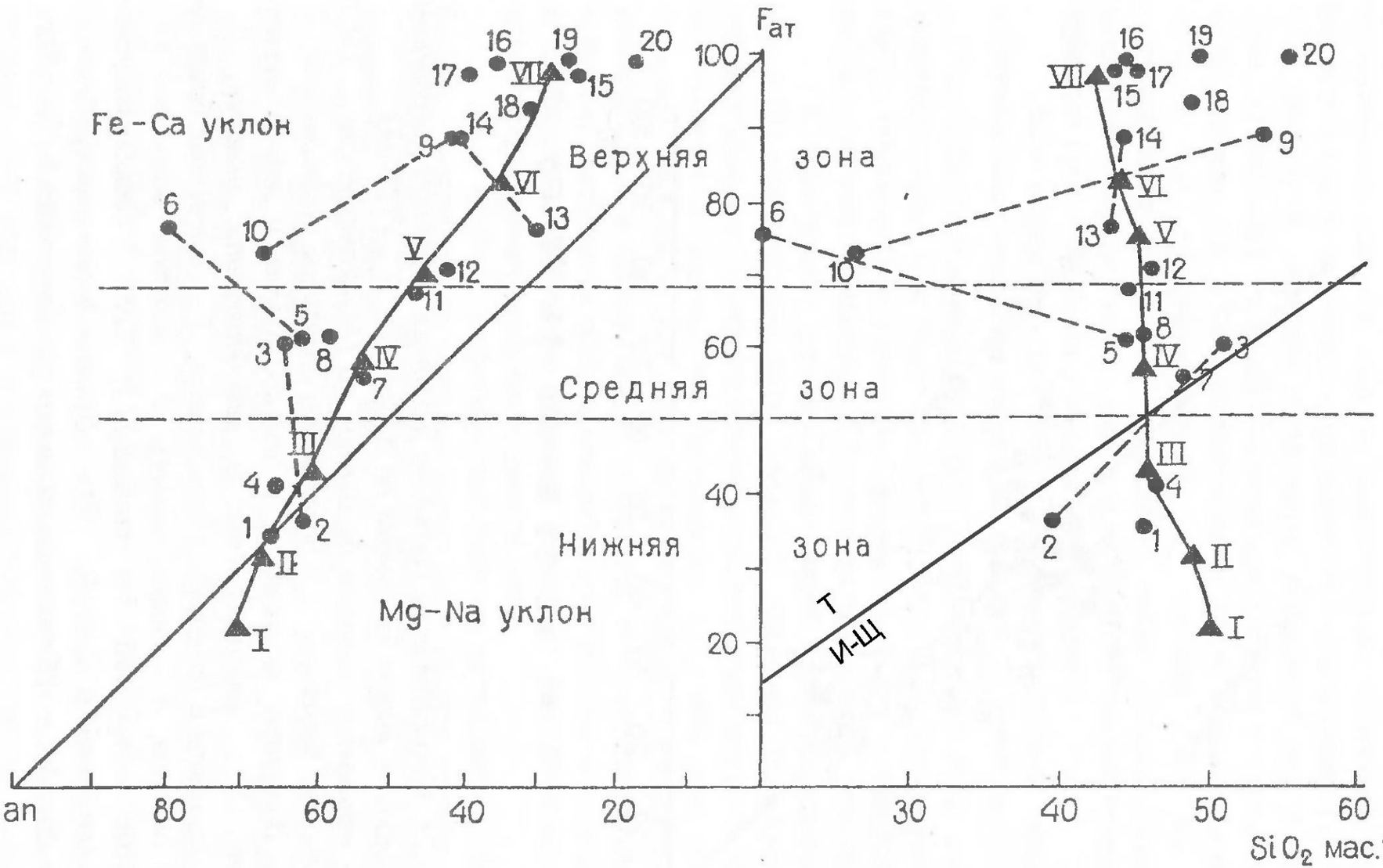


Рис.6.27. Соотношение F_{am} с an и SiO_2 в породах Скергаардского интрузива и их классификация на уклонном уровне

Условные обозначения те же, что и на рис.6.21

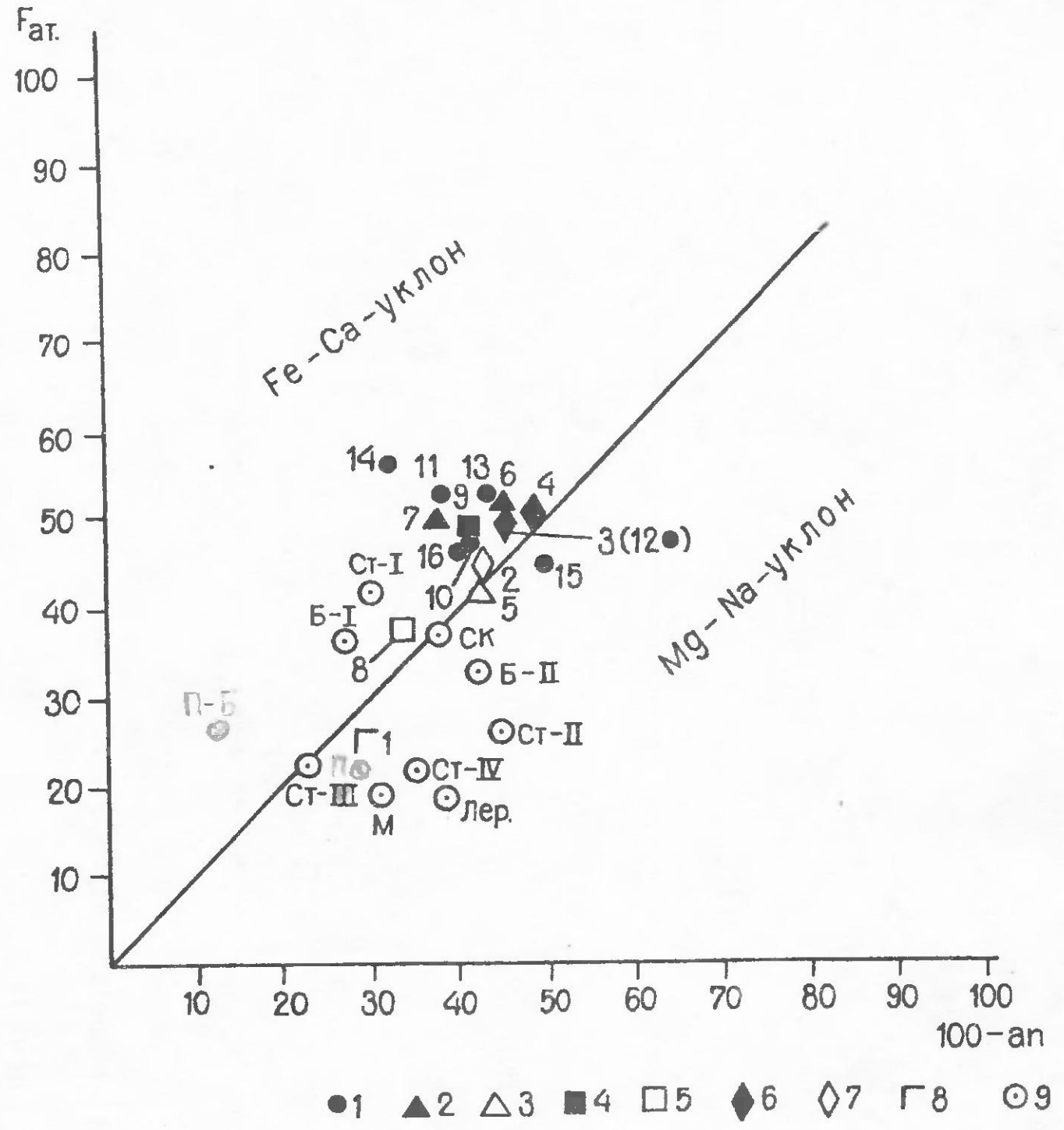


Рис.6.28. Сопоставление составов исходных расплавов расслоенных плутонов и главных типов базальтов на диаграмме F_{am}-(100-an)

1-8 - «типовые» составы базальтов по [Магматические..., 1983]: 1 - гиперстеновые базальты; 2 - базальты и долериты континентов; 3 - базальты и долериты океанов; 4 - лейкобазальты и лейкодолериты континентов; 5 - лейкобазальты и лейкодолериты океанов; 6 - оливиновые базальты и долериты континентов; 7 - оливиновые базальты и долериты океанов; 8 - пикробазальты. 9 - исходные расплавы: Ск - Скергаардского интрузива (по табл.6.11.), Ст - Стиллуотерского интрузива (по табл.6.12-6.13), Б - Бушвельдского интрузива (по табл.6.14-6.15), М - Мончегорского плутона (по табл.6.17). Лер - лерцолит

Характеризуя кислородный режим становления Скергаардской серии, Уэйджер и Браун исходили из предположения, что обогащение расплава железом было связано с сильно восстановительными условиями, которые приводили к задержке кристаллизации магнетита в виде кумулятивной фазы (по сути, это отвечает концепции Осборна). Такое представление не увязано с фактической картиной распределения магнетита в разрезе плутона, приведенной в монографии [Уэйджер, Браун, 1970, рис.14]: кумулятивный магнетит появляется уже в низах средней зоны, а интеркумулятивный магнетит присутствует в самом низу вскрытой части разреза, где встречаются также и слои плагиоклаз-оливин-авгит-магнетитовых кумулятов (проба 6, глубина 750 м). Количество кумулятивного магнетита, начиная с низов средней зоны, близко к котектическому, поэтому говорить о сильно восстановительных условиях в процессе кристаллизации расплава нет оснований.

Если вернуться к рис.6.24, то увидим, что степень окисления железа в породах Скергаардского интрузива находится в пределах 10-25% (среднее - 15%). Отмечается некоторое снижение значений F^o к концу процесса кристаллизации. Как будет показано ниже, такая же степень окисления железа определена и для пород других "эталонных" интрузивов, т.е. нет никаких оснований выделять Скергаард по данному признаку.

Конфигурация тренда Скергаардской серии на диаграмме F_{am}-SiO_2 (рис.6.27) соответствует типу "гладких"; даже над горизонтом массовой отсадки кумулятивного магнетита в средней зоне плутона наклон тренда не меняется и породы не обогащаются SiO_2, как того требует модель Осборна. Можно допустить, что соотношение $FeO:Fe_2O_3$ было задано изначально в исходной магме, и процесс ее кристаллизации проходил в условиях постоянства общего состава. Такое условие может соблюдаться и в присутствии свободной паровой фазы, но без удаления водорода из камеры при термической диссоциации воды.

При анализе теоретических трендов расплавов и кристаллизатов было установлено, что условие постоянства общего состава системы при кристаллизации магм не обязательно приводит к феннеровскому тренду, а возможны различные варианты в зависимости от состава исходного расплава и условий фракционирования, вплоть до боуэновского тренда. По всей вероятности, в Скергаарде как наблюдаемый порядок кристаллизации минералов *Ол→(Ол+Пл)→(Ол+Пл+Мпр)→(Ол+Пл+Мпр+Опр)*, так и разделение вещества нижних зон вскрытой части разреза интрузива были предопределены составом исходного расплава. Достаточно высокое исходное значение $f_{расп}^{норм}$ (36%) и раннее выделение ассоциации *(Пл+Мпр)*, относительно даже *Опр*, привели к накоплению железа в расплаве и последующих дифференциатах. Исчезновение оливина в средней зоне связано с усложняющими факторами, рассмотренными далее.

Проследим тренд кристаллизации Скергаардской серии на изоплетических проекциях изобарического сечения (P_{H_2O}<1000 бар)

диаграммы состояния системы *Аб-Ан-Фо-Фа-Ди-Гед-Кв-H_2O* (рис.6.29). На проекции нанесены фигуративные точки всех частных проб пород из табл.6.10 и фигуративная точка "ИСХ" исходного расплава по Уэйджеру и Брауну [1970]. Все точки, за исключением проб 2-3 и 9-10 контрастных слоев, группируются компактно около конечной котектики *(Пл+Опр+Мпр+Ол+Ж)*. Фигуративная точка исходного расплава попала в объем первичного выделения *Пл*, что предопределяет следующий порядок кристаллизации минералов: *Пл→(Пл+Ол)→(Пл+Ол+Мпр)→(Пл+Ол+Мпр+Опр)*. Указанный ряд кристаллизатов хорошо согласуется с наблюдаемым разрезом. Поскольку вскрытая часть разреза начинается с троктолитов (плагиоклаз-оливиновый кумулят по Уэйджеру и Брауну), то из данной схемы следует, что нижерасположенная невскрытая часть массива должна быть сложена из плагиоклазитов (нижний горизонт) и троктолитов (второй горизонт). На качественном уровне этот прогноз согласуется с модельными расчетами Уэйджера и Брауна (табл.6.11), однако количественные оценки распространенности пород на глубине существенно различаются.

Судя по положению на диаграмме фигуративной точки исходного расплава относительно поверхности выделения *(Ол+Пл)*, в невскрытой части будут преобладать троктолиты. Их объем в плутоне должен коррелироваться с длиной пути, который проходил расплав по поверхности *(Пл+Ол+Ж)* до котектики *(Ол+Пл+Мпр+Ж)*. Исходя из этого, масса невскрытой части плутона не должна превышать 20% от наблюдаемой части массива. Аналогичную оценку дает Хувер [Hoover, 1978] по другим основаниям. Эта величина представляется более реальной, чем расчет Уэйджера и Брауна - 70%, поскольку при таком соотношении породных групп при фракционной кристаллизации исходного расплава, содержавшего в нормативном составе около 70 мас.% *(Ол+Пл)*, обе фазы были бы полностью удалены из расплава еще до образования вскрытой части плутона, а остаточный расплав, как следует из топологии диаграммы состояния (рис.6.29), приобрел бы при этом состав вебстерита.

Кучное расположение фигуративных точек пород на диаграмме состояния (рис.6.29) затрудняет оценку состава исходного расплава и его изменений в процессе кристаллизации и свидетельствует о том, что количественные соотношения фаз в породных ассоциациях определялись главным элементом диаграммы состояния - конечной котектикой *(Ол+Пл+Мпр+Опр=Ж)*, а флуктуации составов пород были связаны с условиями образования кумулятивных слоев. Так, например, средневзвешенный состав контрастных слоев (пробы 2-3 и 9-10) также будет приходиться на основной рой точек, что скорее свидетельствует о разделении фаз в процессе осаждения их из объема камеры, чем об особых условиях направленной кристаллизации со дна камеры.

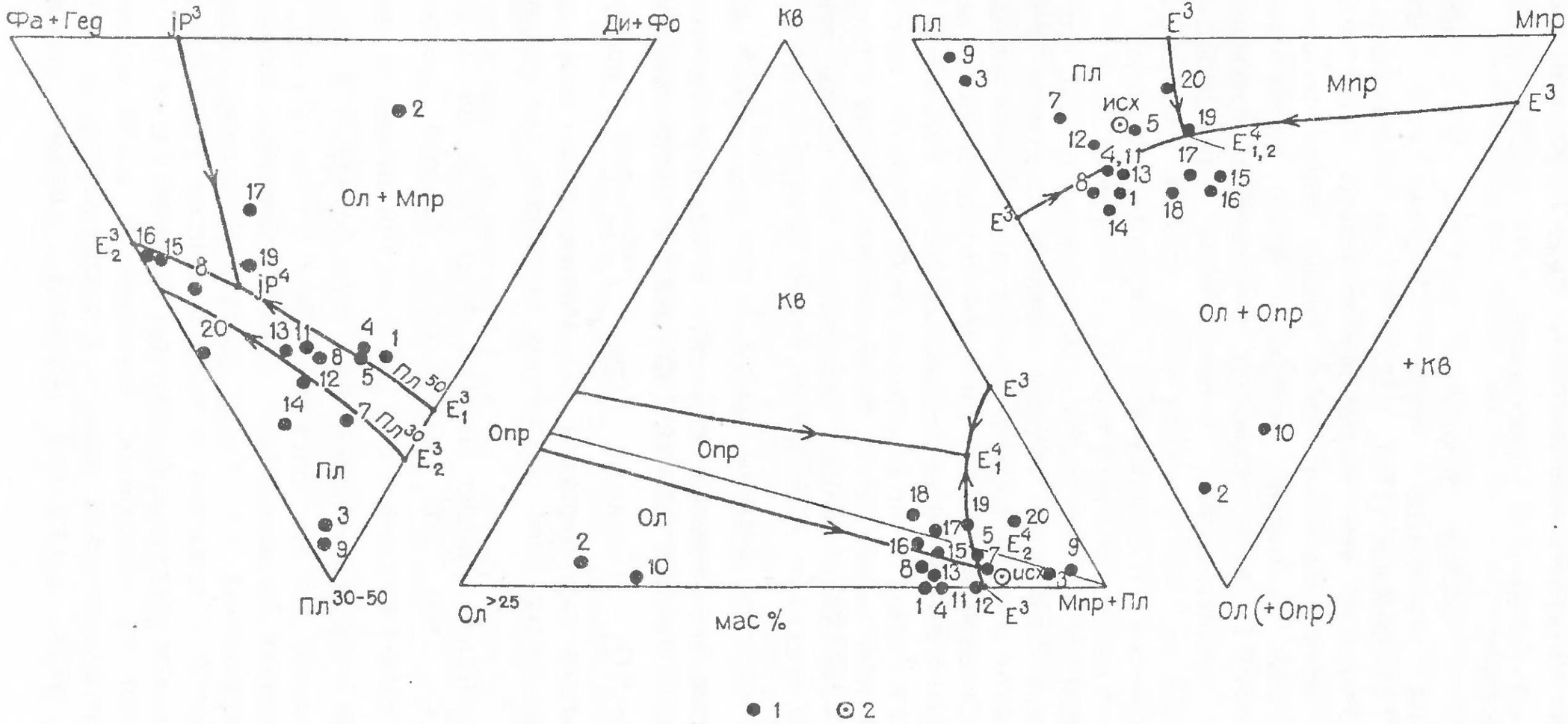


Рис.6.29. Положение фигуративных точек пород Скергаардского интрузива на проекциях изобарической (P_{H_2O}<1000 бар) изоплеты ($Ол^{>25}$-Пл-Мпр-Кв):

1 - частные пробы пород (по табл.6.10); 2 - исходные расплавы (по табл.6.11)

Температурный интервал кристаллизации расплава Скергаардского интрузива оценивается по P_{H_2O}-T-проекции системы *Аб-Ан-Фо-Фа-Ди-Гед-Кв-H_2O* [Дубровский, 1993, рис.5.63 и 5.67] в пределах 1000-800°С.

Вопрос о составе исходного расплава и о порядке кристаллизации минералов пород Скергаардского массива поднимался Т.Н.Ирвином [1983, с.282]: *"...Если предположить (как это сделал Уэйджер), что пикрит-перидотитовые блоки являются автолитами, представляющими собой ранние дифференциаты, то порядок появления силикатных минералов будет соответствовать порядку 5 в табл.9-1 (оливин, плагиоклаз, клинопироксен, ортопироксен), т.е. порядку кристаллизации, установленному для глубоководных толеитов"*. Заметим, что принимая такой порядок кристаллизации, мы "автоматически" предопределяем отнесение породной серии Скергаардского интрузива к типу троктолит-габбровых серий.

Реальный порядок кристаллизации усложняется тем, что после совместной кристаллизации четырех главных минералов в верхах нижней вскрытой зоны, в средней зоне из минеральной ассоциации исчезает *Ол*. Снова он появляется как самостоятельная фаза в верхней зоне, имея при этом уже более железистый состав. Уэйджер и Браун отсутствие *Ол* в средней зоне объясняли ликвационными явлениями, ссылаясь при этом на результаты экспериментов Боуэна и Шерера в системе *MgO-FeO-SiO_2*. Сегодня объяснение это нельзя признать убедительным, поскольку согласно топологии изобарического сечения диаграммы состояния системы (рис.3.1) при $f_{расп}^{норм}$=22% оливин кристаллизуется котектически совместно с ортопироксеном и не должен прекращать кристаллизоваться даже в граничной двойной системе *Фа-SiO_2*. Наоборот, при $f_{расп}^{норм}$=78% прекращает кристаллизоваться ортопироксен. С учетом этих особенностей системы предлагается иное объяснение отсутствия оливина в зоне MZ.

При описании изоплет системы *Аб-Ан-Фо-Фа-Ди-Гед-Кв-H_2O* подчеркивалось, что тип превращения фазовой ассоциации *(Пл+Опр+Ол+Мпр+Ж)* зависит от $f_{расп}^{норм}$ и *an*. При низких значениях *f* и высоких *an* существует перитектика *(Пл+Опр+Мпр=Ж+Ол)*, при высоких значениях *f* и *an* - эвтектика *(Пл+Опр+Мпр+Ол=Ж)*, а при высоких значениях *f* и низких *an* - снова перитектика. Смена типа фазового превращения происходит через сингулярное равновесие Опр+Мпр+Пл=Ж - "эвтектика" в тройной изоплете *(Опр-Мпр-Пл)*. В реальном процессе различные флуктуации значений *f* и *an* (рис.6.24 и 6.25) нарушают их синхронное изменение и могут перемещать расплав из перитектической области в котектическую и наоборот. Причинами таких флуктуаций являются: степень окисления-

восстановления железа, ликвация на сульфидно-окисную и алюмосиликатную жидкости, разнонаправленное фракционирование минералов и др.

Принципиальная схема эволюции минеральных парагенезисов кристаллизатов показана на рис.6.30, отображающем топологию проекции изоплет на поверхность *(Пл+Ол)-Кв-(Мпр+Ол)* и тренд изменения состава расплава. На рис.6.30а изображено состояние процесса, когда расплав выделял все главные фазы: *Ол+Пл+Мпр+Опр*. Топология рис.6.30б отражает такое состояние, когда расплав, с уменьшением *f*, попадает в сингулярную точку *(Опр+Пл+Мпр=Ж)* (эвтектика "системы" *Опр-Пл-Мпр*) и прекращает выделять оливин. На рис.6.30в расплав остается в E_5^3 даже при увеличении значения *f* и изменении топологии диаграммы, кристаллизуя ассоциацию *(Опр+Пл+Мпр)*. При дальнейшем увеличении *f* и уменьшении *an* происходит сокращение объема кристаллизации *Опр*, вплоть до выклинивания в P^4 (рис.6.30г). Еще большее увеличение значений *f* приводит к существенной перестройке топологии диаграммы с появлением на ликвидусе $Bo_{тв.р.}$, вместо *Мпр*.

Эта модель эволюции серии хорошо согласуется с изменениями и флуктуациями значений *f* и *an* как нормативных, так и реальных минералов (рис.6.22 и 6.23).

Охарактеризованные выше результаты петрохимического и физико-химического анализа серий пород Скергаардского интрузива позволяют сделать следующие заключения:

1. Породная ассоциация Скергаардского интрузива относится к сериям нормальной щелочности с *Fe-Ca*-уклоном ("толеитовый" петрохимический тип). В формационной терминологии эта ассоциация пород представляет троктолит-габбровый формационный тип.

2. Формирование комплекса пород происходило под 2-3 км покрышкой вмещающих пород при P_{H_2O}=500-1500 бар и P_{O_2}, соответствующим *Мт-Фа-Кв* буферу. Температурный интервал кристаллизации оценивается в 200° (от 1000 до 800°С).

3. С физико-химических позиций корректно объяснено прекращение кристаллизации оливина в средней зоне и появление его в верхней зоне .

4. Обогащение конечных членов дифференциации железом (феннеровский тренд кристаллизации) связывается с составом исходного расплава, который предопределил значение $f_{расп}^{норм}$ и порядок кристаллизации минералов.

6.3.2. Стиллуотерский массив

В качестве второго представителя эталонных плутонических серий пород предлагается рассмотреть серию пород Стиллуотерского

массива, расположенного на северо-восточной окраине гор Бэртут в штате Монтана, США. На русском языке наиболее полное описание Стиллуотерского массива имеется в сводке Уэйджера и Брауна [1970]. В ней приведены сведения по истории исследования и изложены их результаты по состоянию на 1968 г. Работы по изучению массива начались в 1930 г. и продолжаются до настоящего времени. Интерес к этому массиву был вызван обнаружением в нем хромитового месторождения [Джексон, 1973] и горизонтов ("рифов"), обогащенных платиноидами. Естественно, что основное внимание исследователей после этого было направлено на изучение "рифов", но продолжались также и региональные исследования, результаты которых изложены в работах [Bowes et al., 1973; McCallum et al., 1980; Todd et al.,1982; Raedeke and McCallum, 1984; Boudreau, 1988]. Реферативное описание Стиллуотерского массива как эталона гарцбургит-ортопироксенового формационного типа приведено в [Магматические..., 1988]. Поэтому здесь не будем приводить все результаты исследований, а остановимся лишь на отдельных частных вопросах и проблемах, прогресс в решении которых может быть достигнут при использовании авторских классификационных схем и физико-химических моделей.

6.3.2.1. Петрохимический анализ

Поскольку в предыдущем разделе довольно подробно изложена методика петрохимического анализа, то во избежание повторения ограничимся короткими комментариями к диаграммам.

Для петрохимического анализа серий пород Стиллуотерского массива были использованы результаты химического анализа около 60 проб из [Bowes et al., 1973]. Пробы были отобраны по трем поперечным разрезам на флангах и в центре массива, при этом все породы Стиллуотерского массива были сгуппированы в три группы: 1) перидотиты (дуниты, гарцбургиты, бронзититы); 2) габбро, габбро-нориты, нориты и 3) лейкогаббро и анортозиты. По этой выборке анализов нами рассчитаны нормы по CIPW и петрохимические коэффициенты и нанесены на соответствующие диаграммы (рис.6.31-6.35).

Как видно из рис.6.31, фигуративные точки пород распределились в две группы - кварцнормативную и оливиннормативную, и в два ряда - пересыщенный Al_2O_3 (низкой щелочности) и нормальной щелочности. Две пробы анортозитов имеют в норме *Нф* и *Во*, что не соответствует ни минеральному составу конкретных проб, ни минеральному составу породной ассоциации и может быть объяснено, скорее всего, ошибками химического анализа; эти пробы не используются нами при петрохимическом анализе.

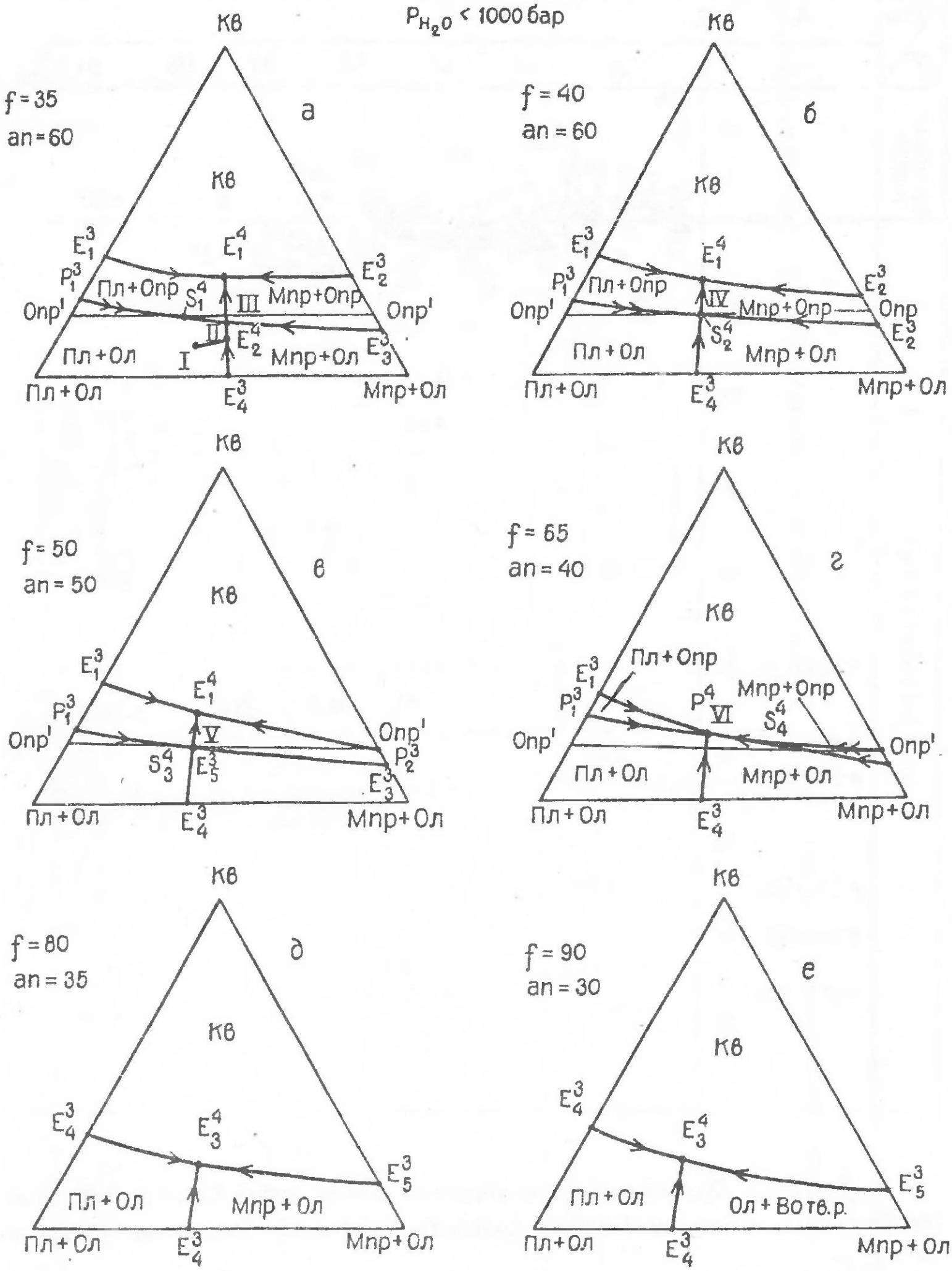


Рис.6.30. Отображение хода кристаллизации и эволюции минеральных парагенезисов в Скергаардском интрузиве на проекциях изоплет на поверхность (Пл+Ол)-Кв-(Мпр+Ол)

Пояснения см. в тексте

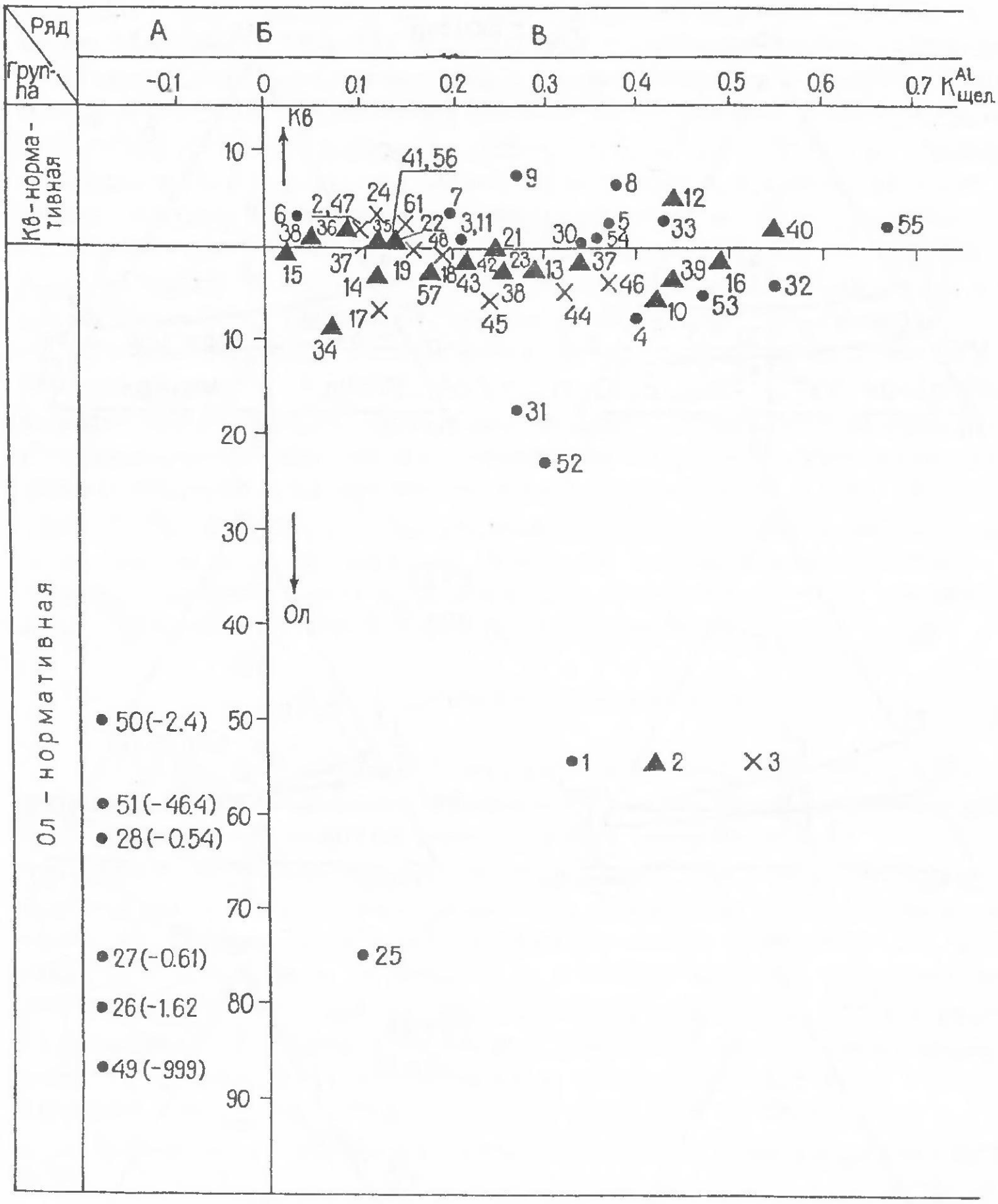


Рис.6.31. Положение фигуративных точек пород Стиллуотерского интрузивана петрохимической классификационной диаграмме групп и рядов:

1 - перидотиты; 2 - нориты, габбро-нориты, габбро; 3 - лейкогаббро, анортозиты (номера у точек соответствуют номерам исходных химических анализов в [Bowes et al., 1973]. В поле низкой щелочности точки нанесены без соблюдения масштаба по горизонтальной оси диаграммы, в скобках указаны значения $K^{Al}_{щел}$

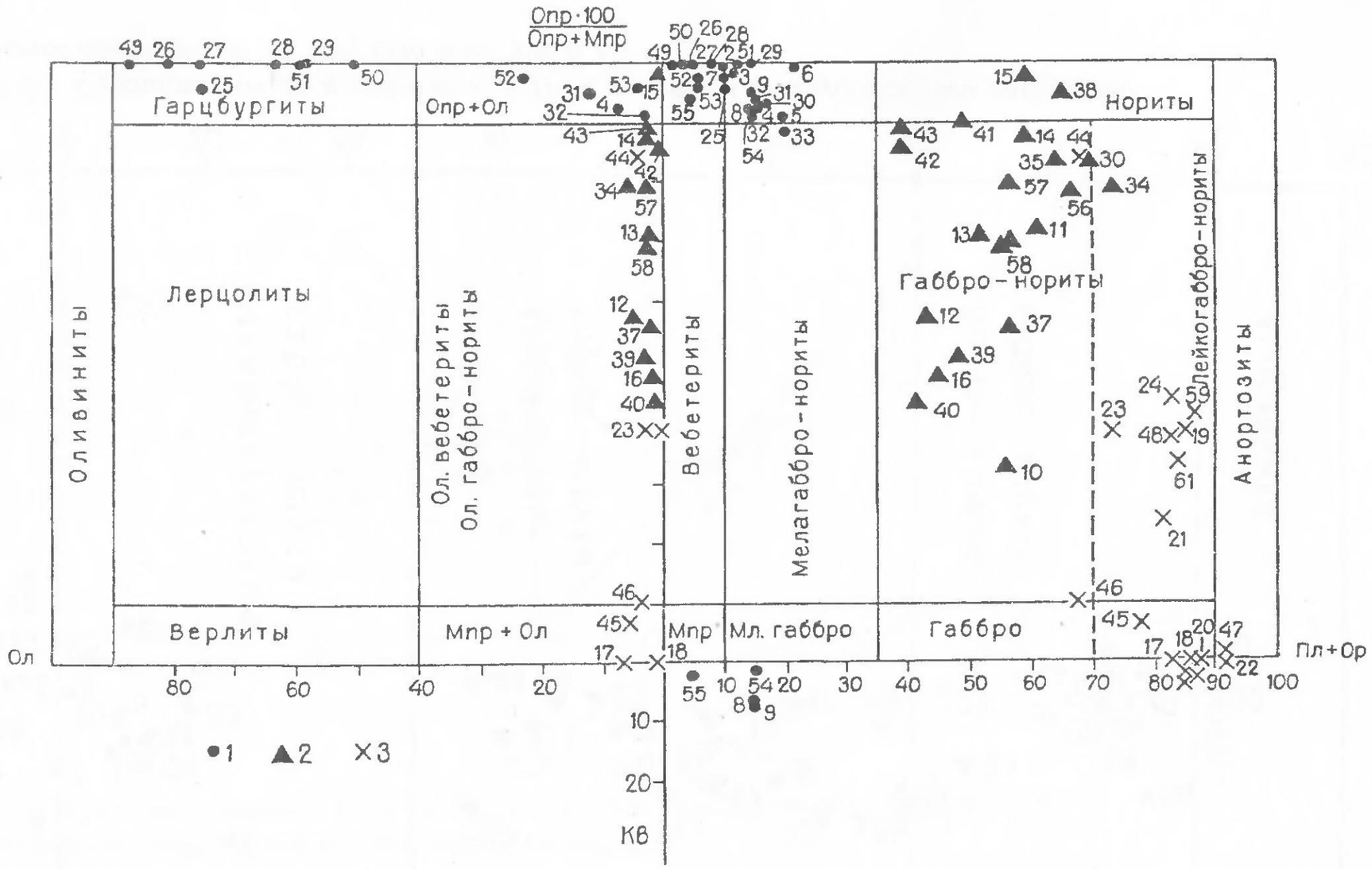


Рис.6.32. Положение фигуративных точек пород Стиллуотерского интрузива на классификационной диаграмме семейств и родов

Условные обозначения те же, что и на рис.6.31

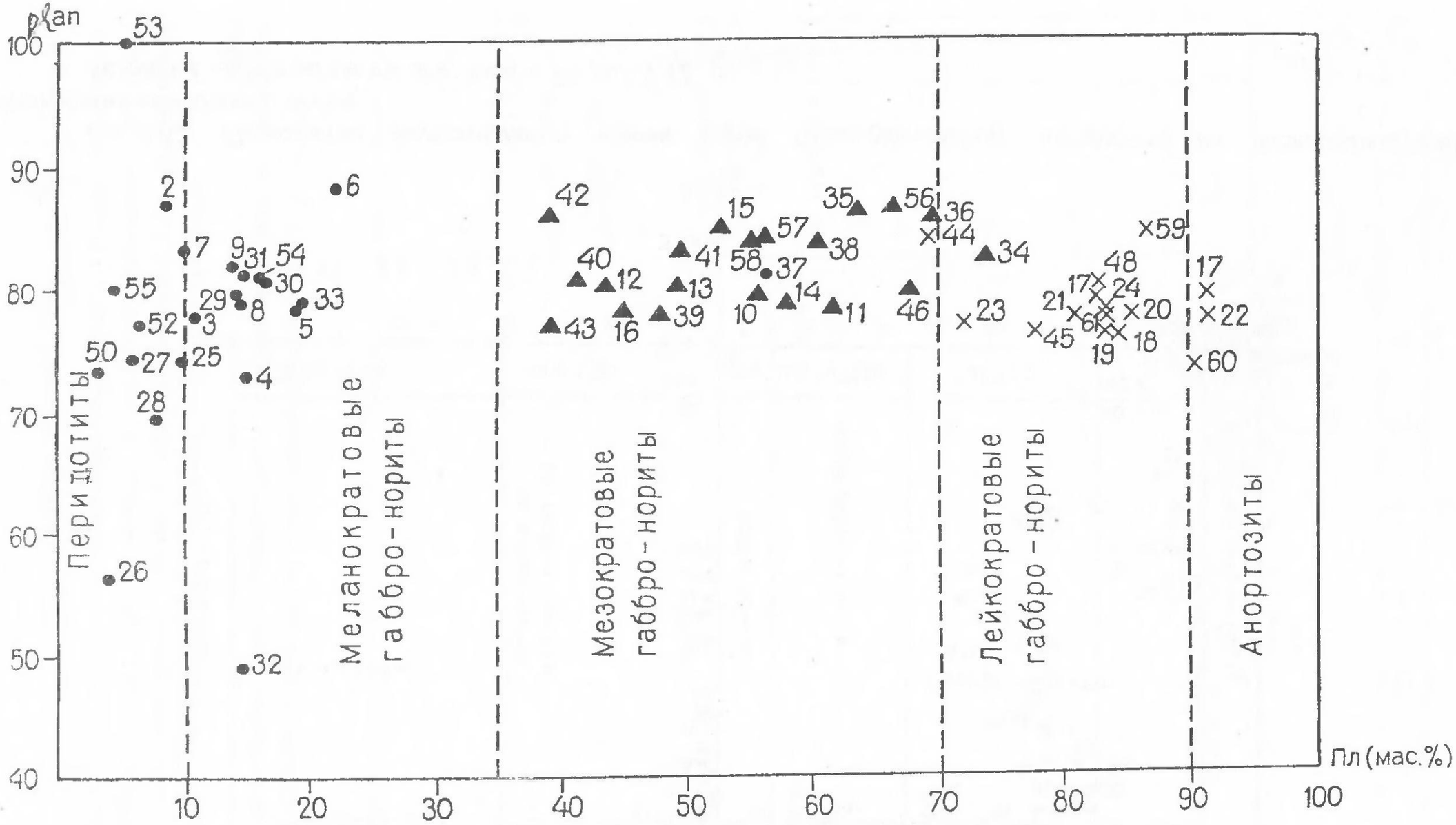


Рис.6.33. Соотношение P_{an} и содержания Пл в породах Стиллуотерского интрузива
Условные обозначения те же, что и на рис.6.31

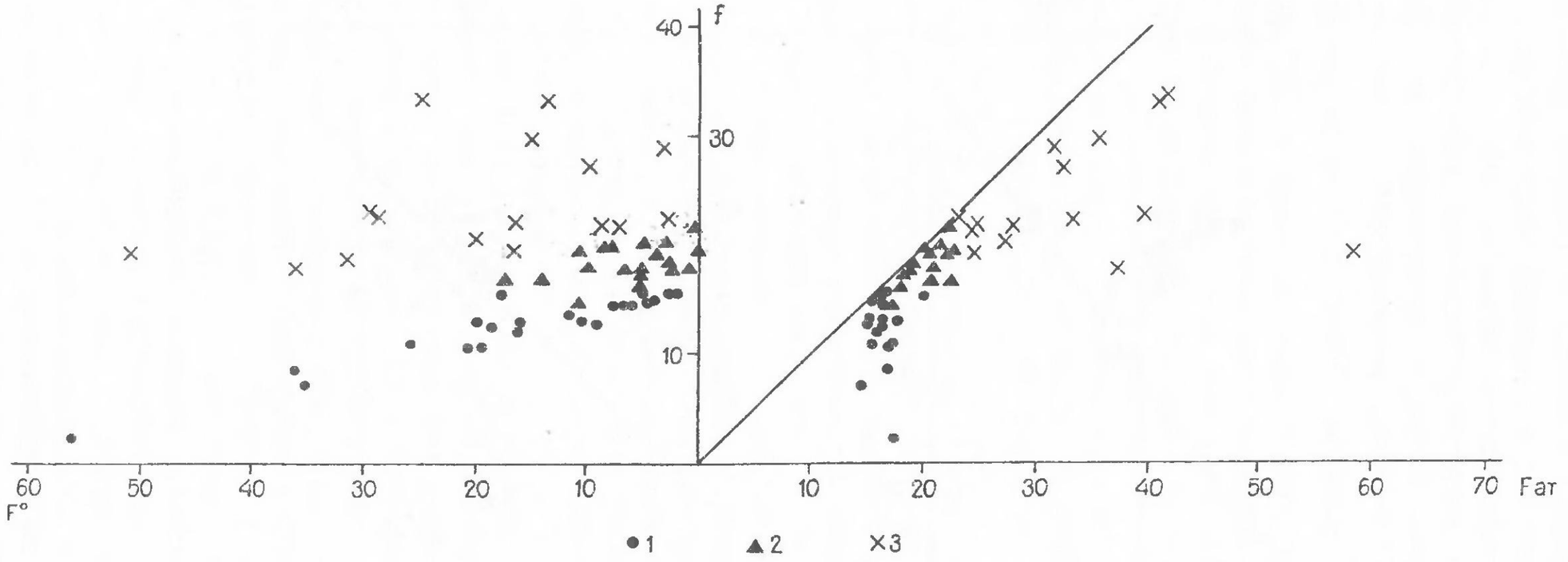


Рис.6.34. Соотношение f с F^o и F_{am} в породах Стиллуотерского интрузива
Условные обозначения те же, что и на рис.6.31

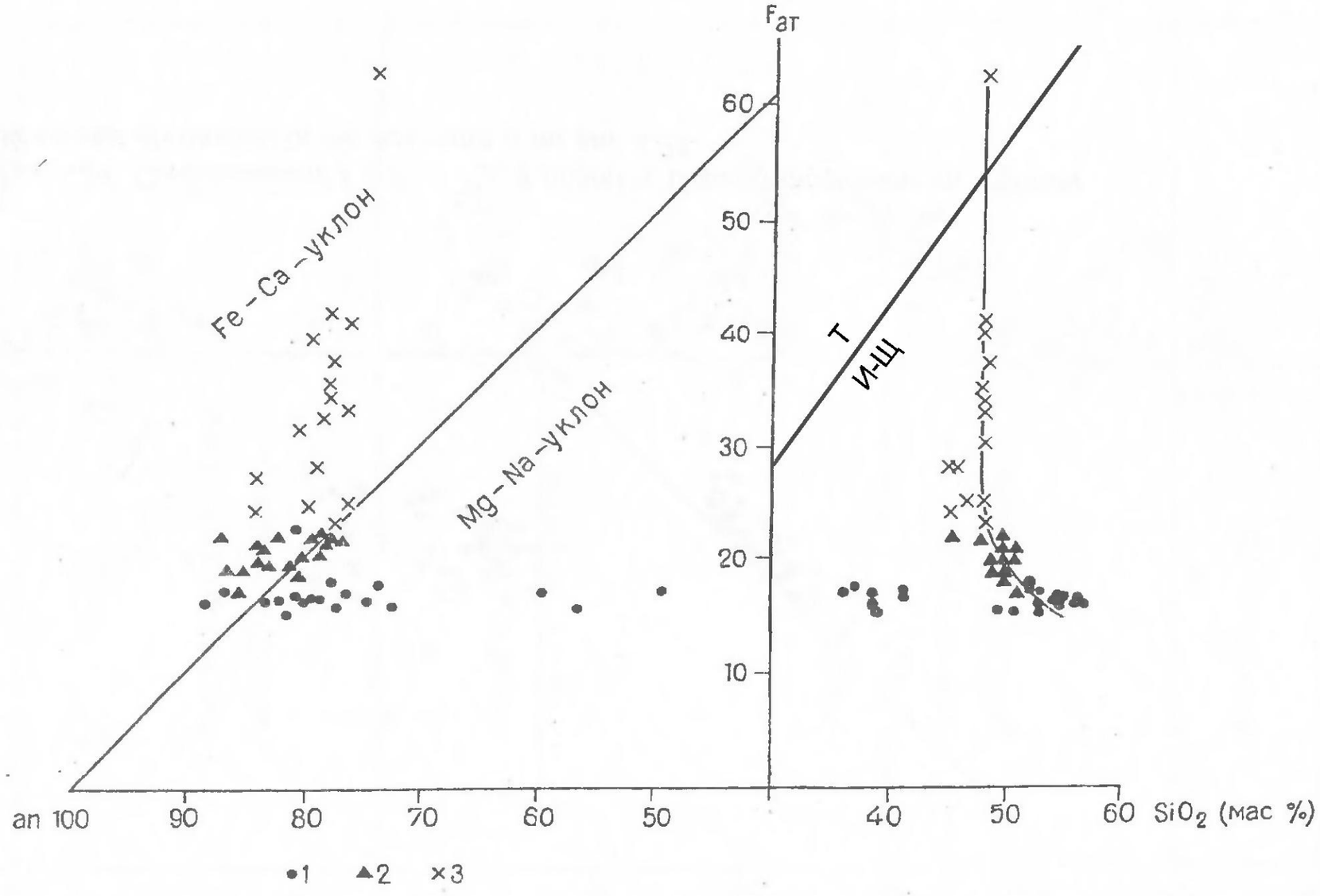


Рис.6.35. Соотношение F_{am} с an и SiO_2 в породах Стиллуотерского интрузива (классификация пород на уровне уклонов)

Условные обозначения те же, что и на рис.6.31

В ряд низкой щелочности попали дуниты (хромит-оливиновые кумулаты), очевидно из-за того, что хромшпинелид представляет собой твердый раствор хромита и шпинели $(MgO,FeO)Al_2O_3$. По петрохимической классификации кумулатные дуниты соответствуют гарцбургитам (рис.6.32). Фигуративные точки пород расслоенной части плутона (гарцбургитов, бронзититов, норитов, габбро-норитов, габбро, лейкогаббро и анортозитов) образуют широкую полосу, вытянутую вдоль границы между Кв-нормативной и Ол-нормативной группами. $K^{Al}_{щел}$ варьирует от 0.025 до 0.67, указывая на пониженную щелочность серии (но в пределах нормального ряда!). Во всех разновидностях пород имеются пробы как с нормативным *Ол*, так и с нормативным *Кв*, и больше всего точек находится в интервале 0-5% *Кв* и 0-5% *Ол*. Если не ставить под сомнение точность химических анализов, то такое распределение точек может быть объяснено изменением *f* расплава вблизи "изоплетической" эвтектики E^3-*(Пл+Опр+Мпр+Ж)* во время кристаллизации. Расплав перемещается то в перитектику *(Пл+Опр+Мпр=Ж+Ол)*, то в эвтектику *(Пл+Опр+Мпр+Ол=Ж)*.

Как отмечают Уэйджер и Браун [1970, с.318]: ..."*Кварц установлен в качестве интеркумулятивного минерала в определенных породах всех зон. Таково же поведение этого минерала в Бушвельдском и в меньшей степени Скергаардском интрузивах. В породах пограничной зоны содержание кварца колеблется от 0 до 5%. Он отсутствует в оливиновых породах ультраосновной зоны, но появляется здесь в бронзититах*"... Появление интеркумулятивного кварца возможно за счет расплава, возникающего при перитектической реакции, поскольку его фигуративная точка в данном случае находится в Кв-нормативной системе. Другие варианты состава расплава исключают появление интеркумулятивного кварца и, соответственно, его не будет и в нормативном составе породы.

Из анализа рис.6.31 следует, что структура Стиллуотерской серии более сложная, чем у рассмотренной выше Скергаардской, поскольку в Стиллуотере имеются породы двух рядов по щелочности (низкой и нормальной) и двух групп - *Ол* и *Кв*-нормативной. Таким образом, породная ассоциация Стиллуотерского плутона может служить эталоном сложной двурядной и двугрупповой серии.

На диаграмме соотношения петрогенных миналов отчетливо выражен гарцбургит-норитовый тренд дифференциации Стиллуотерской серии (рис.6.32). Сопоставление петрохимической (минальной) и петрографической видовой классификации пород Стиллуотерской серии выявило систематические расхождения в номенклатуре: все "петрографические" дуниты попали в поле гарцбургитов, гарцбургиты - в ортопироксениты и меланориты, а большинство анортозитов - в лейкогаббро. Более или менее совпадают определения для норитов и габброноритов. Несовпадение

определений для ультрамафитов отчасти может быть объяснено занижением реального содержания оливина и завышением концентрации плагиоклаза при полуколичественной оценке минерального состава пород, особенно сильно серпентизированных.

На диаграмме рис.6.33 отражено отсутствие корреляции между содержанием и составом плагиоклаза в породах Стиллуотера. Группы пород довольно четко различаются по количеству нормативного плагиоклаза, но практически не различаются по его нормативному составу. Аналогичная картина выявлена [Raedeke and McCallum, 1984] при изучении распределения модального плагиоклаза в плутоне. Отсутствие скрытой расслоенности по составу плагиоклаза может быть объяснено тем, что кристаллы плагиоклаза практически не фракционировали из области кристаллизации и их состав оставался в равновесии с расплавом.

Диаграмма F^o-f-F_{am} (рис.6.34) содержит важную информацию по поведению железа и окислительно-восстановительного потенциала в процессе фракционной кристаллизации. Железистость пород увеличивается от ультрамафитов к лейкогаббро: F_{am} от 15 до 40%, f - от 10 до 30%. Степень окисления железа F^o варьирует в широких пределах - от 0 до 55%, при этом повышенные значения характерны для серпентизированных дунитов и лейкогаббро. В слабоизмененных ультрамафитах и анортозитах колебания сужаются до 0-35%. Судя по этим данным, окислительно-восстановительный режим в Стиллуотерском массиве не отличался существенно от Скергаардского, однако обогащения железом конечных дифференциатов в Стиллуотере не отмечено. Правда, Уэйджер и Браун предполагают, что смытая часть разреза Стиллуотера была сложена ферродиоритами, но доказательств в пользу такой реконструкции нет.

И наконец, на диаграмме рис.6.35 показано соотношение an-F_{am}-SiO_2, что позволяет классифицировать породы на уклонном (или подсериальном) уровне. Тренд изменения главных петрохимических параметров пересекает "уклонную" границу. Ранние члены ряда дифференциации (ультрамафиты) располагаются преимущественно в поле *Mg-Fe*-уклона, нориты, габбро и габбро-норитов перекрывают граничную линию, а все лейкогаббро и анортозиты находятся в поле *Fe-Ca*-уклона. По критерию Мияширо F_{am}-SiO_2 большинство меланократовых пород попадают в известково-щелочное поле, а лейкогаббро - в поле толеитов. Общая конфигурация сериального тренда типична для толеитов - увеличивается F_{am} при постоянном или уменьшающемся содержании SiO_2.

Все породы характеризуются четко выраженным натровым уклоном, n не опускается ниже 85%.

Таким образом, из петрохимического анализа следует, что породы Стиллуотерского массива четко раздифференцированы по количественному соотношению миналов (рис.6.32 и 6.33), но очень

слабо различаются по петрохимическим коэффициентам, отражающим состав минералов; в массиве хорошо проявлена ритмическая расслоенность и слабо - скрытая.

Оценивая информативность диаграмм, следует отметить, что одни из них отражают ритмическую расслоенность (рис.6.32, 6.33), другие - скрытую зональность по темноцветным минералам и по плагиоклазу (рис.6.34, 6.35). Такую информацию практически невозможно получить из окисного представления результатов химического анализа.

6.3.2.2. Физико-химический анализ

Начнем с рассмотрения вопроса о исходном расплаве. В настоящее время в литературе приводятся три оценки состава исходного расплава Стиллуотерского плутона. "Ст.I" - определен по составу гиперстенового долерита закаленной боковой зоны [Уэйджер, Браун, 1970, табл.26]; "Ст.II" - определен по составу мелкозернистой дайки норита в эндоконтакте Стиллуотерского интрузива [Магматические..., 1988, табл.195, со ссылкой на Дж. Лонгхи и др.]; "Ст.III" - определен как средневзвешенный состав плутона [Магматические..., 1987б, табл.40]. Все эти составы приведены в табл.6.12 и 6.13. Даже в окисном выражении видно значительное различие предполагаемых исходных расплавов. Четко различаются они и по главным петрохимическим параметрам (рис.6.28): Ст.I попадает в *Fe-Ca* поле (близок к лейкобазальтовым океанов и исходным расплавам Бушвельда и Скергаарда) и характеризуется высокими значениями F_{am} и *an*; Ст.II находится в *Mg-Na* поле и отличается сравнительно низкими значениями F_{am} и *an*; Ст.III приходится на граничную линию и отличается низким значением F_{am}, но достаточно высоким *an*.

Нанеся составы "исходных" расплавов на проекции изоплетического сечения *Ол-Пл-Мпр-Кв* (рис.6.36), легко рассчитать количественные соотношения между возможными продуктами их фракционной кристаллизации. Виртуальные точки Ст.I и Ст.III находятся вблизи "эвтектики" *(Пл+Опр+Мпр+Ол+Ж)*, из расплавов такого состава нельзя образовать километровую толщу ультрамафитов. Точка Ст.II, наоборот, располагается от этой "эвтектики" настолько далеко, что кристаллизационная дифференциация магмы должна бы обеспечить более высокое соотношение ультрамафитов и габброидов, чем наблюдается в массиве; кроме того, этот расплав имеет достаточно низкое отношение *Пл/Мпр* - его фигуративная точка сдвинута относительно тренда серии к вершине *Мпр*.

Таблица 6.12

Химический состав предполагаемых исходных расплавов Стиллуотерского массива

Окислы	Пробы		
	Ст-1	Ст-2	Ст-3
SiO_2	50.68	52.20	50.25
TiO_2	0.45	0.69	0.15
Al_2O_3	17.64	9.80	19.64
Fe_2O_3	0.26	10.30	1.04
FeO	9.88	10.30	4.49
MnO	0.15	0.20	0.10
MgO	7.71	16.70	10.67
CaO	10.47	8.18	12.02
Na_2O	1.87	1.68	1.56
K_2O	0.24	0.58	0.06
Сумма	99.35	100.33	100.0

ПРИМЕЧАНИЕ. Ст-1 - по [Уэйджер, Браун, 1970, табл.26]; Ст-2 - по [Магматические ..., 1988, табл.195]; Ст-3 - по [Магматические, 1987, табл.40].

Таблица 6.13

Нормативный состав и петрохимические коэффициенты предполагаемых исходных расплавов Стиллуотерского массива

Компо-ненты	Пробы			
	Ст-1	Ст-2	Ст-3	Ст-4
il (Илм)	0.85	1.37	0.29	0.5
mt (Мт)	0.38	-	1.51	1.0
or (Ор)	1.4	3.34	0.3	0.5
pl (Пл)	55.2	31.7	59.6	48.9
di (Ди)	10.7	15.45	10.5	13.0
ol (Ол)	0.4	11.3	2.9	2.9
hy (Опр)	31.0	35.8	24.7	33.2
f	40.9	26.1	17.3	15
F_{am}	42.3	26.1	22.2	21
F^o	2.2	0.0	17.3	15
K_{hy}	74.2	70.0	70.1	72.0
K_{pl}	98.8	96.0	99.4	99.0
an	70	55.0	76.8	65
n	92.2	82.0	97.5	95
$K_{щел}^{Al}$	0.25	0.14	0.22	0.20

ПРИМЕЧАНИЕ. Ст-1, Ст-2 и Ст-3 - пересчет химических анализов из табл.6.10; Ст-4 - авторский вариант оценки параметров.

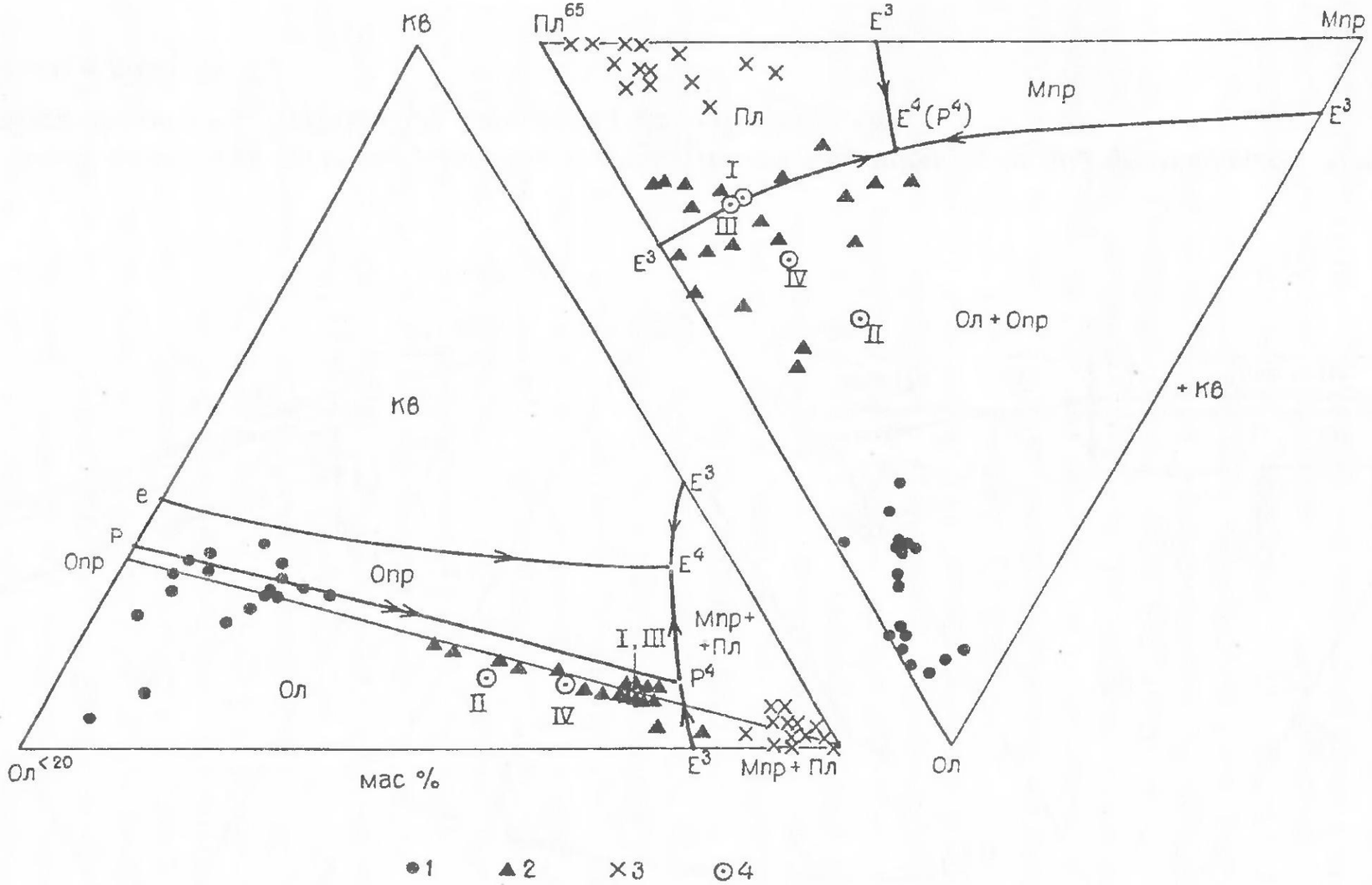


Рис.6.36. Тренд изменения состава кристаллизатов (пород) Стиллуотерского интрузива на проекциях изобарической ($P_{н2o}$<1000 бар) изоплеты $Ол^{20}$-$Пл^{65}$-Мпр-Кв:

1 - перидотиты; 2 - нориты, габбро-нориты, габбро; 3 - лейкогаббро, анортозиты; 4 - исходные расплавы

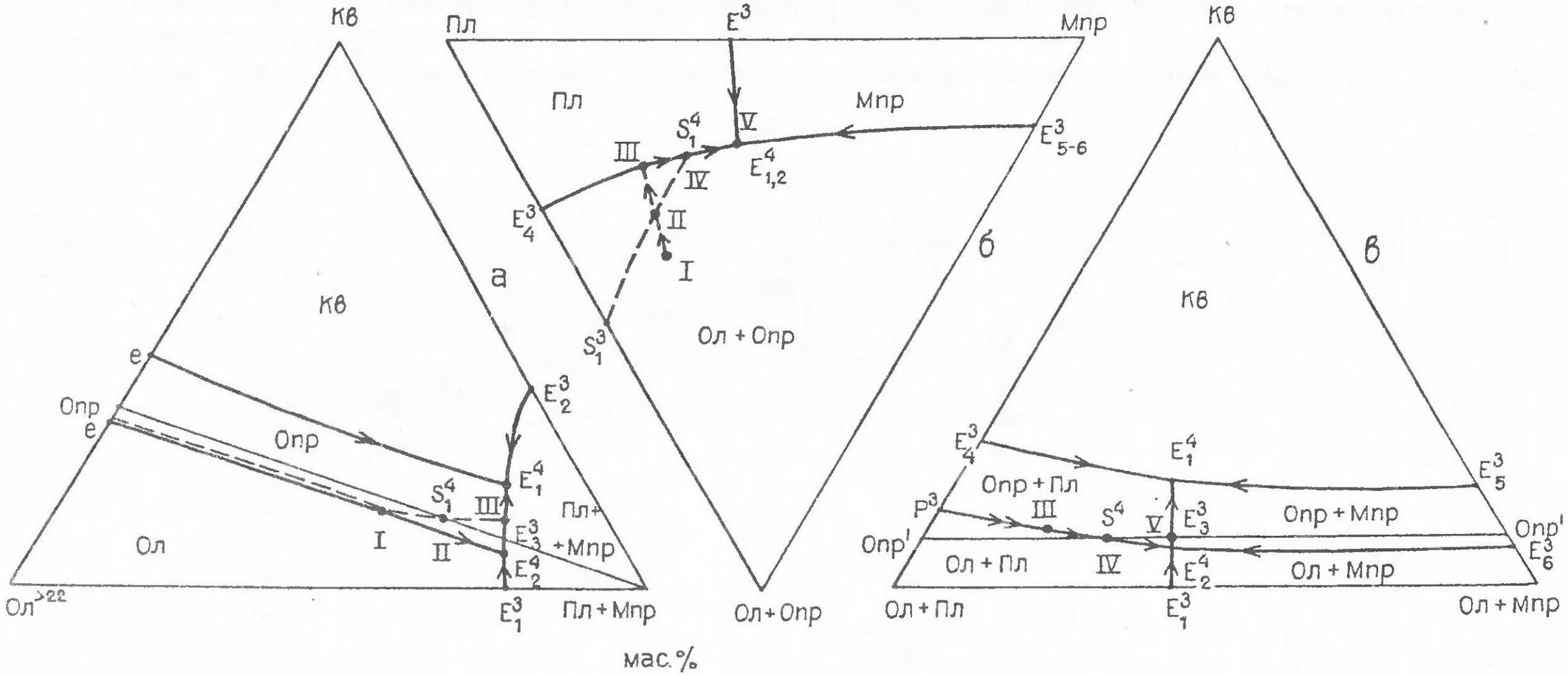


Рис.6.37. Тренд изменения состава расплава в Стиллуотерском интрузиве при фракционной кристаллизации на проекциях изобарической (P_{H_2O} <1000 бар) изоплеты ($Ол^{22}$-Пл-Мпр-Кв)

Пояснения см. в разд.6.3.2.2

Очевидно, что все три варианта реконструкции исходного расплава Стиллуотерского плутона нельзя признать удовлетворительными. Это обстоятельство предопределяет целесообразность поиска новых подходов к решению задачи. Попытаемся подобрать оптимальное положение виртуальной точки исходного состава с помощью фазовых диаграмм (рис.6.36, 6.37). В качестве априорных посылок и ограничений для подбора учитываются следующие факторы: 1) первыми продуктами кристаллизации в массиве были гарцбургиты (или кумулаты *Ол+Опр*); 2) объемные соотношения ультрамафитов и габброидов в целом близки 1:7 [Уэйджер, Браун, 1970; McCallum et al., 1980]. Отсюда следует, что искомая точка Ст.IV должна располагаться между точками Ст.II и Ст.III вблизи от плоскости *(Опр+Мпр+Пл)*; начальные значения главных петрохимических параметров расплава Ст.IV: F_{am}=20-22, *an*=65; *Пл/Мпр*=4.2 (табл.6.13).

Определив положение фигуративной точки исходного расплава на фазовой диаграмме "базитовой" системы(рис.6.37) можно проследить теоретические тренды изменения состава расплава и кристаллизатов и сопоставить их с реальными породными сериями. Кристаллизация начинается на котектической части поверхности *(Ол+Опр+Ж)*. Далее расплав "скользит" по поверхности *(Ол+Опр+Ж)* и перемещается в ту часть объема диаграммы, где указанная поверхность пересекает изоплетическую плоскость *(Опр-Мпр-Пл)* (S_1^3-S_1^4, рис.6.37б), в результате чего расплав попадает в изоплету $Пл^{65}$-$Опр^{22}$-*Мпр*-H_2O системы *Аб-Ан-Эн-Фс-Ди-Гед*-H_2O, где прекращает кристаллизоваться *Ол*, а из расплава выделяется один $Опр^{15-17}$, образуя ортопироксениты (бронзититы). Затем (рис.6.37в) расплав попадает на "линию" *(Опр+Пл+Ж)* и начинают кристаллизоваться нориты, а когда расплав достигает E_3^3-*(Пл+Опр+Мпр=Ж)*, к *(Опр+Пл)* присоединяется *Мпр* и образуются габбро-нориты. Очень важно помнить, что ассоциация *(Опр+Мпр+Пл)* может кристаллизоваться как в системе *Аб-Ан-Эн-Фс-Ди-Гед* (граничной между кварцнормативной и оливиннормативной) в качестве "эвтектической" ассоциации изоплетических сечений по *Пл* и *Опр*, так и в системе *Аб-Ан-Фо-Фа-Ди-Гед-Кв*, как "котектическая" ассоциация. В первом случае и расплав, и твердые фазы находятся в "своей" системе, а во втором - расплав находится в подсистеме *Аб-Ан-Эн-Фс-Ди-Гед-Кв*, а состав твердых фаз - в граничной системе *Аб-Ан-Эн-Фс-Ди-Гед*.

Таким образом, намечается следующий идеальный тренд фракционной кристаллизации исходного расплава Ст.IV (для простоты без учета хромита):

$\underline{Ж+Ол+Опр} \Rightarrow$	$\underline{Ж+Опр} \Rightarrow$	$\underline{Ж+Опр+Пл} \Rightarrow$	$\underline{Ж+Опр+Пл+Мпр}$
$I \rightarrow II$	$II \rightarrow III$	$III \rightarrow E_3^3$	E_3^3

Аккумуляция выделяющихся фаз должна была дать следующий идеальный набор (серию) грубо расслоенных пород: «гарцбургиты-

ортопироксениты-нориты-габбро-нориты» с закономерным изменением состава и количественных соотношений минералов.

Из-за эрозии верхней части массива остаются неизвестными природные конечные продукты Стиллуотерской магматической серии. Уэйджер и Браун [1970] предположили, *что продолжительная эволюция массива привела к кристаллизации на самых поздних стадиях пород типа феррodиоритов и фаялит-геденбергитовых гранофиров.* Исходя из анализа тренда состава Ст.IV и небольших размеров массива, автору представляется более вероятным, что дифференциация продвинулась только к кварцевым габбро-диоритам "гранитной" эвтектики E_1^4 (рис.6.37в).

Отсутствие кумулятивного амфибола в породах массива позволяет предполагать, что P_{H_2O} в камере не превышало 1000-1500 бар при глубине верхней кромки камеры, по оценке Уэйджера и Брауна [1970], около 2 км. Температурный интервал кристаллизации кумулятивных фаз определен по P_{H_2O}-T-проекции соответствующей изоплеты [Дубровский, 1993] в пределах 1100-950°С.

Реальный спектр пород в плутоне несколько шире "идеальной" серии кристаллизатов вследствие высоких содержаний хромита и дополнительного разделения парагенетических минеральных ассоциаций на мономинеральные слои дунитов, бронзититов и хромититов в ультрамафитовой части ряда, и на меланократовые габбронориты и анортозиты в габброидной части. В некоторых расслоенных пачках фиксируются отклонения от нормального тренда эволюции состава минералов, а иногда отличается и порядок кристаллизации.

Так, в работе [Raedeke and McCallum, 1984] отмечен необычный тренд изменения состава *Ол* и *Опр* в ультрамафитах: магнезиальность минералов вначале растет, а затем остается на одном уровне. Это явление, характерное не только для Стиллуотерского массива [Магматические..., 1988], пока не нашло адекватного объяснения. Редеке и Макколум [1984] предложили довольно сложную петрологическую модель "цикличных инъекций" со следующей схемой процесса: цикл начинался с инъекции порции первичной магмы состава А, из которой в равновесных условиях кристаллизовался оливин до тех пор, пока не достигалась *Ол-Опр* перитектика; остаточная жидкая фракция А, смешивалась с остаточным расплавом состава В, сохранившимся из предыдущего инъекционного цикла (в первом цикле отношение смеси равно 0.4А: 0.6В); смесь затем кристаллизовалась, выделяя *Опр*; процесс повторялся многократно, выделяя каждый раз одинаковое количество *Ол* и *Опр*.

Бросается в глаза искусственность такой схемы и отсутствие каких-либо реальных предположений о том, каким же механизмом регулировалась строгая цикличность подачи исходной магмы. Представляется, что более простое объяснение явлению может быть

найдено при рассмотрении баланса железа и магния в процессе совместной равновесной кристаллизации *Ол*, *Опр* и хромита. Как показано Джексоном [1973], в составе хромита вверх по разрезу увеличивается содержание железа (двух- и трехвалентного) и уменьшается концентрация хрома. Поэтому, если учесть железо всех твердых фаз и распределение железа при ликвации на сульфидный и алюмосиликатный расплав, то получим увеличение общей F_{am}, что свойственно фракционной кристаллизации. Небольшой интервал изменения f и F_{am} в этом массиве, как и в других, ему подобных, вероятнее всего, объясняется низкой железистостью исходной магмы. Все явления локализованы в краевой узкой зоне ликвидус-солидусной "рыбы", где разница составов жидкой и твердых фаз небольшая и требуются совсем незначительные воздействия со стороны усложняющих факторов, чтобы изменить идеальные закономерности фракционной кристаллизации.

Редеке и Макколум [McCallum et al., 1980; Raedeke and McCallum, 1984] предположили, что и в образовании анортозитовых зон в Стиллуотерском плутоне ведущую роль играли кинематические факторы переноса твердых фаз конвективными потоками, при этом распределение плагиоклаза внутри массива определялось локальным составом магмы, T, P и скоростью потока : плагиоклаз кристаллизовался в верхней конвектирующей части камеры, а аккумулировался преимущественно на промежуточных, соответственно своей плотности, в результате чего образовывались слои анортозитов.

И еще один труднообъяснимый феномен имеется в Стиллуотерском массиве - это появление оливина в верхних частях разреза после прекращения его кристаллизации в верхах ультрамафитовой зоны. Уэйджер и Браун [1970] отметили появление оливина в основании анортозитовой зоны, но не дали объяснения этому явлению. Позднее Макколум с соавторами [McCallum et. al., 1980] выдвинули гипотезу о том, что *повторные появления кумулятливного оливина через неправильные интервалы в расслоенной зоне вызваны повторными инъекциями оливиннасыщенной магмы, сопровождавшимися смешением отфракционированной и свежей магмы.*

Никто из исследователей Стиллуотера не обратил внимания на пространственную связь оливинсодержащих горизонтов с обогащением пород сульфидами, хотя эта корреляция ясно отображена на детальных разрезах плутона [McCallum et. al., 1980]. Вероятно, эта связь не случайна и может быть объяснена предкристаллизационной ликвацией гомогенного расплава на сульфидно-железоокисную и алюмосиликатную жидкости, в результате чего и происходит изменение состава алюмосиликатного расплава. Ориентировочный расчет вполне допускает возможность существенного влияния отделяющегося сульфидного расплава на состав равновесного с ним алюмосиликатного расплава. На интервале

450-750м габбро-норитового разреза Стиллуотерского массива в породах содержится 0.43-0.44 вес.% S [Todd et al., 1982, табл.3]. Согласно реакции $2Fe_2SiO_4+S \rightarrow FeS+Fe_3O_4+2SiO_2$, этого количества серы достаточно, чтобы изъять из алюмосиликатного расплава до 3% *Fe*, что вызовет значительное изменение минального состава расплава. В частности, из "обезжелезненного" расплава могут кристаллизоваться "рифы" с оливинсодержащими породами и сульфидными рудами, хотя появление оливина в таких случаях не обязательно - вместо этого может происходить кристаллизация пироксенов повышенной магнезиальности. Инъекция же дополнительной порции родоначального расплава по схеме Макколума и др. должна приводить к образованию горизонтов с рекуррентным оливином, либо с более магнезиальными пироксенами, но без сульфидов.

На рис.6.38, представляющем схематическое изображение топологии фазовой диаграммы изоплеты $Пл^{80-70}$-$Ол^{25-40}$-*Мпр*-*Кв*-H_2O вблизи точек E^3-(*Пл*+*Опр*+*Мпр*=*Ж*), E^4-(*Пл*+*Опр*+*Мпр*+*Ол*=*Ж*) и P^4-(*Пл*+*Опр*+*Мпр*=*Ж*+*Ол*), показано три варианта изменения состава расплава, вызванные различными причинами. Так как при ликвации (варианты а, б) происходит уменьшение содержания железа в силикатном расплаве, то соотношение компонентов в нем изменится в пользу *Пл* и *Кв*, а при инъекции исходной магмы без ликвации (вариант в), в смешанной магме возрастает концентрация магния и железа и, естественно, количественные изменения произойдут в пользу *Ол* и *Опр*. Соответственно сказанному, на рис.6.38 на полуколичественном уровне показано изменение положений топологических элементов фазовой диаграммы и фигуративных точек расплавов до и после рассматриваемых процессов.

В варианте «а» расплав попадает в объем кристаллизации плагиоклаза, и поэтому дальнейшая его кристаллизация будет проходить по схеме:

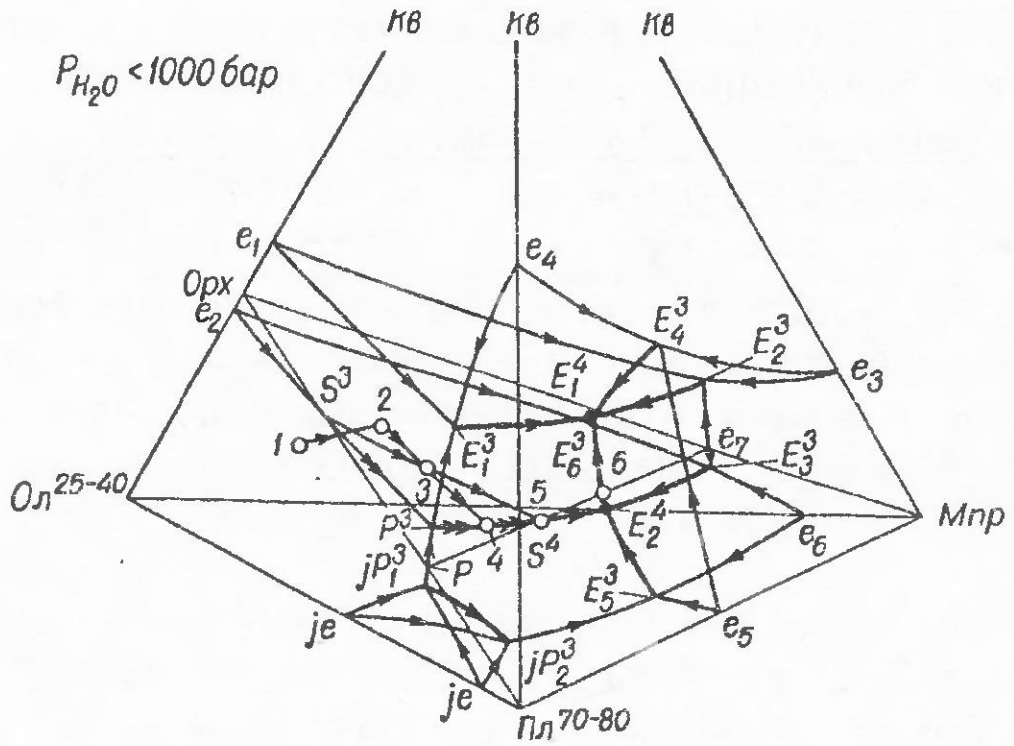
$\underline{Ж+Пл}$	$\underline{Ж+Пл+Ол}$	$\underline{Ж+Пл+(Ол \rightarrow Опр)}$	$\underline{Ж+Пл+Опр}$	$\underline{Ж+Пл+Опр+Мпр}$
$5_2^1 \rightarrow 5_2^2$	$5_2^2 \rightarrow 5_2^3$	$5_2^3 \rightarrow 5_2^4(S_2^4)$	$S_2^4 \rightarrow E^3$	E^3

Кристаллизация завершится в габбровой «эвтектике» E^3, если снова не произойдет изменение значений внешних или внутренних факторов равновесия.

Расплав варианта «б» также должен попасть в объем кристаллизации плагиоклаза, и его последующая кристаллизация будет проходить по схеме:

$\underline{Ж+Пл} \Rightarrow$	$\underline{Ж+Пл+Ол} \Rightarrow$	$\underline{Ж+Пл+Ол+Мпр} \Rightarrow$	$\underline{Ж+Пл+Мпр+(Ол \rightarrow Опр)} \Rightarrow$	
$6_2^1 \rightarrow 6_2^2$	$6_2^2 \rightarrow 6_2^3$	$6_2^3 \rightarrow P^4$	P^4	
	$\underline{Ж+Пл+Мпр+Опр} \Rightarrow$		$\underline{Ж+Пл+Мпр+Опр+Кв}$	
	$P^4 \rightarrow E_1^4$		E_1^4	

Кристаллизация завершится в «эвтектике» E_1^4, если на каком-либо этапе не произойдет изменение значений факторов равновесия.



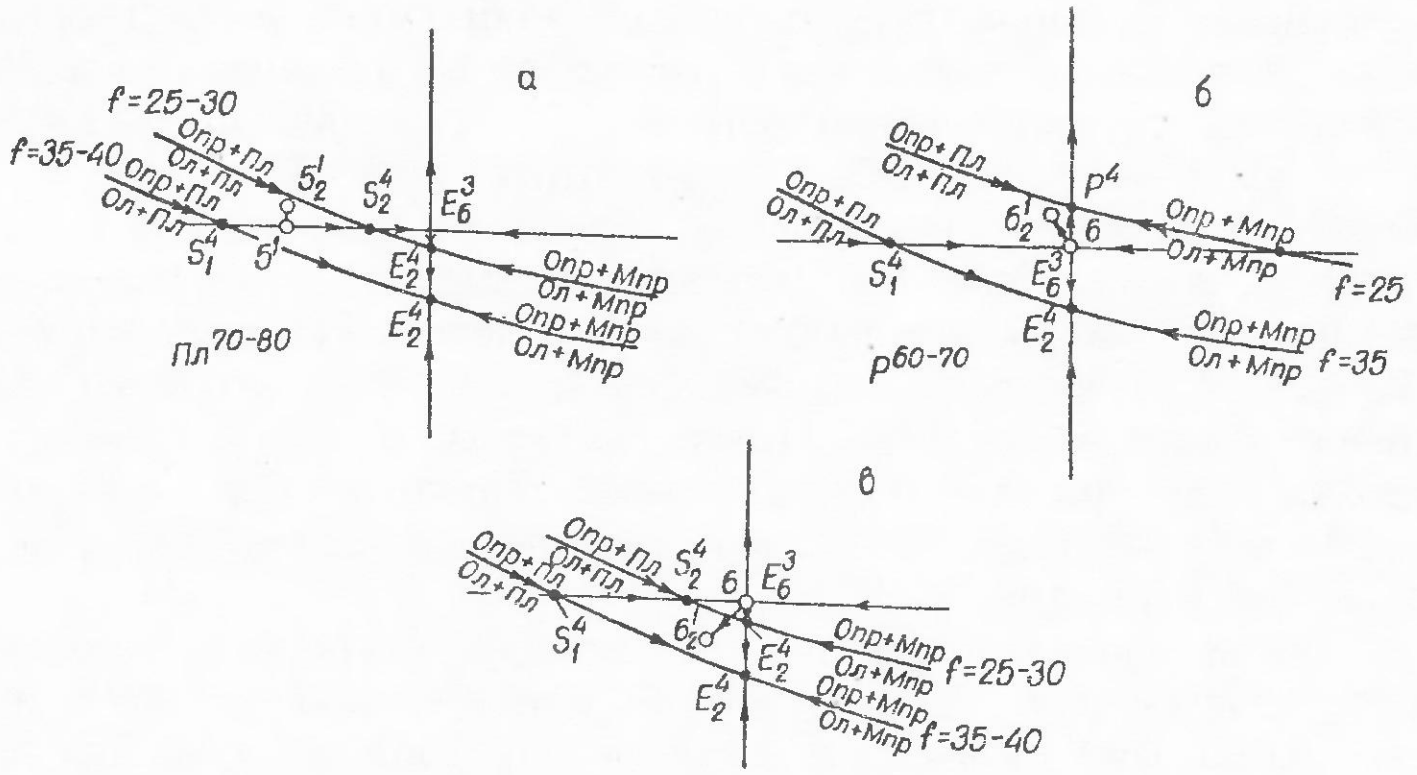


Рис.6.38. Три варианта изменения положения фигуративной точки расплава относительно топологических элементов фазовой диаграммы изоплеты ($Пл^{70-80}$-$Ол^{25-40}$-Мпр-Кв-H_2O) при изменении состава расплава:

а - переход $S^4 \rightarrow 5_2^1$, связанный с ликвацией на стадии начала "норитовой" кристаллизации ($5(S^4) \rightarrow 6$); б - переход ($6 \rightarrow 6_2^1$), связанный с инъекцией новой порции магмы и ликвацией на стадии "габбро-норитовой" кристаллизации в E_6^3; в - переход ($6 \rightarrow 6_2^1$), связанный с инъекцией исходного расплава, но без ликвации на стадии "габбро-норитовой" кристаллизации в E_6^3

E_6^3 -(Опр+Мпр+Пл+Ж); E_2^4 -(Ол+Мпр+Опр+Пл+Ж)

Расплав «в» попадает в объем кристаллизации оливина, и его дальнейшая кристаллизация будет проходить по схеме исходного расплава (см. выше), либо по следующей:

Ж+Ол	*Ж+Ол+Пл*	*Ж+Пл+(Ол→Опр)*	*Ж+Пл+Опр*	*Ж+Пл+Опр+Мпр*
$6_2^1 \rightarrow 6_2^2$	$6_2^2 \rightarrow 6_2^3$	$6_2^3 \rightarrow 6_2^4(S^4)$	$S^4 \rightarrow E^3$	E^3

Как видим, в приведенных примерах происходит существенное изменение трендов кристаллизации первоначального расплава, при этом более значительные отклонения вызываются ликвацией, что приводит к резкому изменению порядка кристаллизации и, соответственно, появлению новых кумулятивных породных ассоциаций.

Кроме того, необходимо обратить внимание на вариации составов минералов, в частности железистости пироксенов. Так, Уэйджер и Браун [1970] отмечают, что изменения в составах ортопироксенов свидетельствуют о заметном обогащении магмы железом по мере ее кристаллизациии и в общих чертах коррелируются с вариациями составов полевых шпатов. Они приводят следующую картину распределения магнезиальности составов ортопироксена: 88-77 в ультрамафитовой (нижней) зоне, 83-72 в норитовой зоне, 81-60 в нижней габбровой зоне, 79-60 в анортозитовой зоне, 75-66 в верхней габбровой зоне. Видно значительное "перекрытие" составов не только в соседних зонах. Подобная картина отмечена и в Скергаардском интрузиве (см. выше), и в расслоенном Федорово-Панском плутоне на Кольском полуострове [Докучаева,1994]. Очевидно, что колебание составов кумулятивных образований является не исключением, а правилом для расслоенных плутонов. Поэтому при изучении расслоенных комплексов на это явление необходимо обращать пристальное внимание.

Таким образом, выполненная переинтерпретация данных по дифференцированной серии пород Стиллуотерского интрузива позволила доказать принадлежность ее к типу сложных двугрупповых петрохимическаих серий низкой и нормальной щелочности, соответствующих гарцбургит-норитовой петрографической серии (формации). Предложена новая оценка состав исходного расплава и объяснены некоторые особенности вариаций состава минералов и причины их отклонения от идеального тренда дифференциации.

6.3.3. Бушвельдский интрузив

Интерес к этому интрузиву вызван его уникальностью как по размерам, так и по наличию в нем крупных месторождений, главным образом, хрома и платиноидов. Характерной особенностью данного комплекса является также прекрасно проявленная ритмичная и скрытая расслоенность. История исследования его до 1968г. описана в работе [Уэйджер, Браун, 1970], в которой отмечается, что главное внимание исследователей уделялось изучению рудоносных горизонтов

("рифов") Стелпорт (хромита) и Меренского (платиноидов). В последующие годы ситуация с изученностью плутона в целом улучшилась, но в петрогенетических построениях до последнего времени основополагающей остается вышеупомянутая работа.

6.3.3.1. Петрохимический анализ

При проведении петрохимического анализа мы столкнулись с затруднениями, связанными с неадекватностью размера интрузива и степени петрохимической его изученности. Уэйджер и Браун [1970, с.396] так оценивали состояние проблемы: *"Химический состав бушвельдских пород изучен более детально, чем пород любой другой интрузии. Однако систематического исследования химизма массива и, в частности, изучения процессов разделения, действовавших при становлении этого гигантского интрузива, не проводилось"*. И далее они отмечают: *"Большинство имеющихся анализов расслоенных пород базальной и критической серии, а также главной зоны массива относится к крайним типам кумулатов - хромититам, перидотитам, пироксенитам и анортозитам. Породы, которые по структурным признакам определялись как габброиды, согласно нашей номенклатуре, относятся к адкумулатам или гетерадкумулатам. В связи с вышеуказанными причинами такие анализы нельзя использовать для расшифровки процесса разделения, поскольку ритмическая расслоенность и явления адкумулятивного дорастания кристаллов обуславливают местные изменения состава, полностью маскирующие общие закономерные изменения химизма пород"*.

Такое положение со слабой изученностью химизма пород всего массива осталось, пожалуй, и до настоящего времени. Основное внимание исследователей после 1968 г. было направлено на изучение краевой группы, критической зоны и "рифов" (материалы обобщены в специальном выпуске [Economic Geology, 1982, v.77.-N 6]).

Уэйджер и Браун [1970] в разделе "Химический состав горных пород" для демонстрации эволюции состава расслоенных пород Бушвельдского массива ограничились диаграммой *(Na+K)-(Fe+Mn)-Mg-AFM*, на которой нанесены 8 фигуративных точек различных пород и исходных расплавов Бушвельдского, Стиллуотерского и Скергаардского комплексов. На этой диаграмме выстраиваются в определенный тренд 4 точки пород верхней зоны - от ферродиоритов до красных гранитов (комагматичность последних с бушвельдской серией базитов не доказана.). Фигуративные точки усредненных составов пород остальных зон располагаются на диаграмме незакономерно. В связи с этим Уэйджер и Браун резюмировали, что такие диаграммы обычно неудобны при рассмотрении кумулатов вследствие различного отношения *Fe/Mg* в разных темноцветных минералах (которые по-разному отсортированы в отобранных образцах), а также в связи с отсутствием среди отображаемых

элементов *Ca*, что не позволяет учитывать изменения состава плагиоклазов. Эта краткая информация о петрохимических исследованиях Уэйджера и Брауна дана с целью сопоставления ее с результатами петрохимического анализа, приведенных в данной работе.

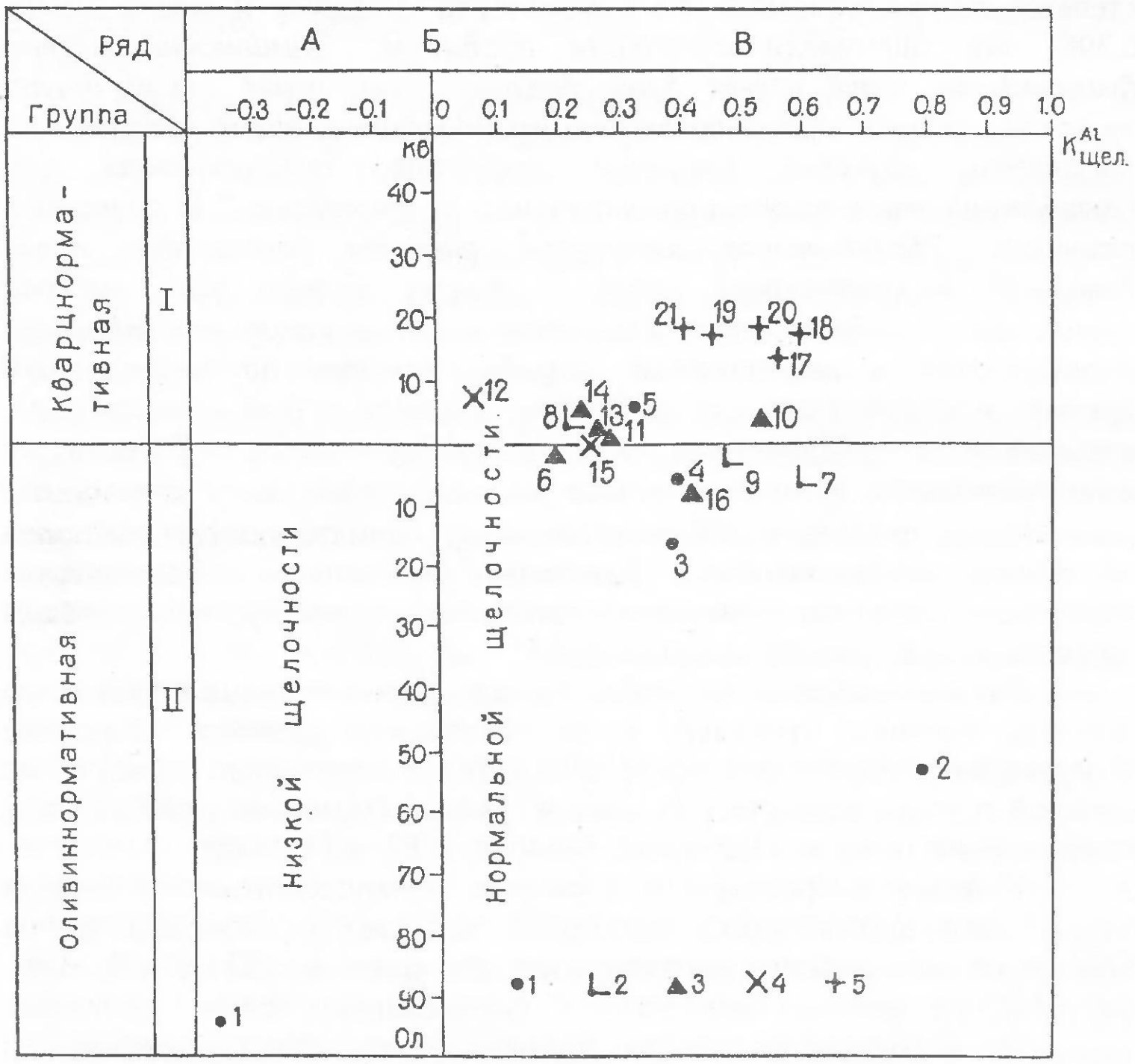


Рис.6.39. Положение фигуративных точек пород Бушвельдского комплекса на петрохимической классификационной диаграмме групп и рядов:

1 - перидотиты; 2 - меланориты; 3 - нориты, габбро-нориты, габбро; 4 - лейкогаббро-анортозиты; 5 - феррогранодиориты. Цифры у точек соответствуют номерам проб в табл.6.12 и 6.13

Для петрохимического анализа автором были выбраны анализы главных породных типов из сводки [Hall, 1932]: перидотиты, мелаториты, габбронориты, лейкогаббронориты (анортозиты) и сиениты. Критерием для отбора служили: слабая вторичная измененность пород (низкое содержание H_2O, F, CO_2) и малое содержание сульфидных компонентов и хрома. Был отобран 21 анализ, которые представлены в табл.6.7. К сожалению, проанализированные пробы не имеют строгой гипсометрической привязки в разрезе интрузива, приведены лишь сведения о приуроченности той или иной пробы к выделенным зонам: пробы 1-3 - базальная (нижняя) зона; 4-13 - критическая зона; 14-16 - главная зона и 17-21 - верхняя зона. Для всех анализов рассчитаны нормы по CIPW и диагностические петрохимические характеристики (табл.6.6), результаты пересчетов нанесены на соответствующие диаграммы (рис.6.39-6.44).

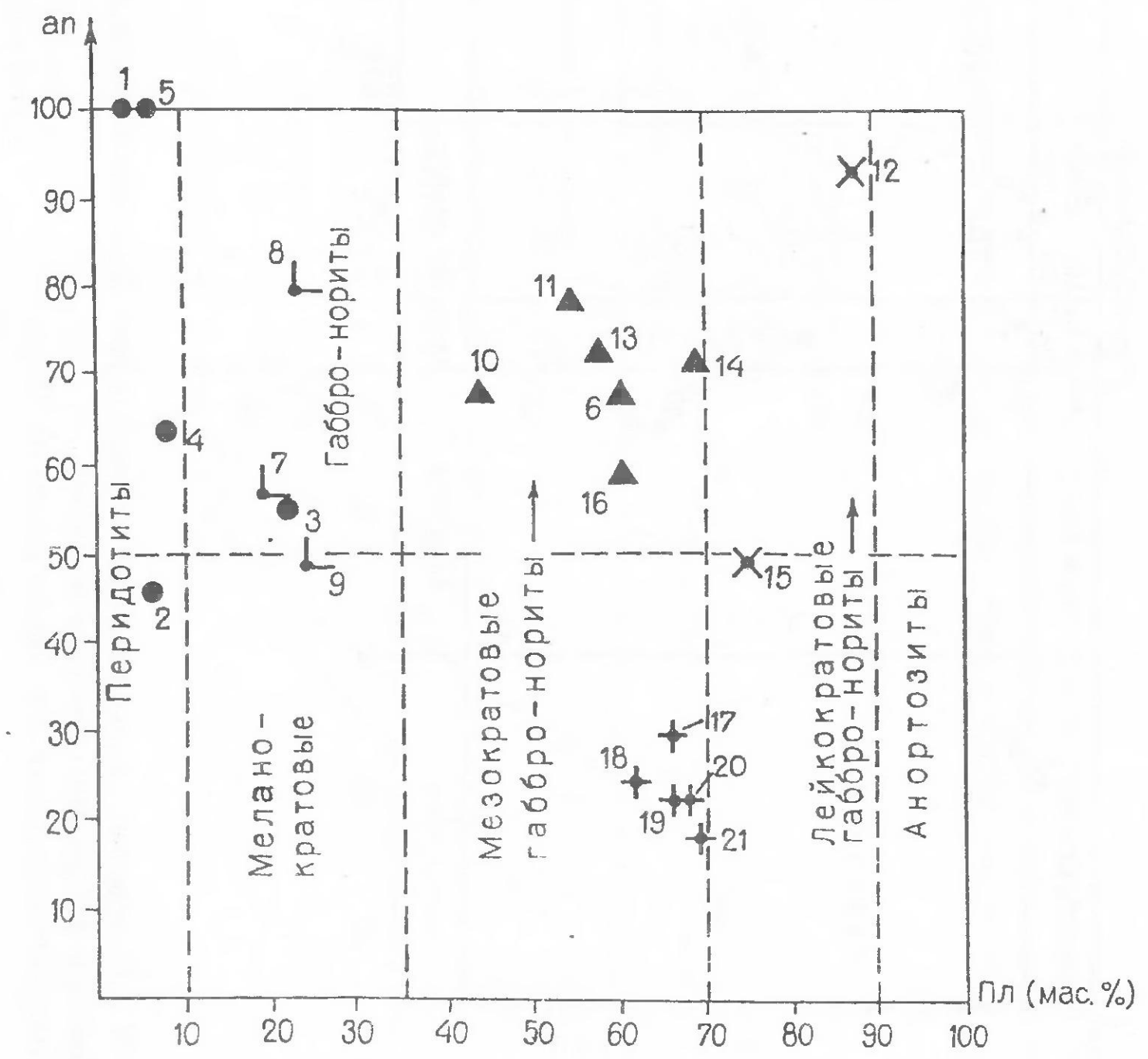


Рис.6.40. Соотношение an и содержания Пл в породах Бушвельдского комплекса

Условные обозначения те же, что и на рис.6.39

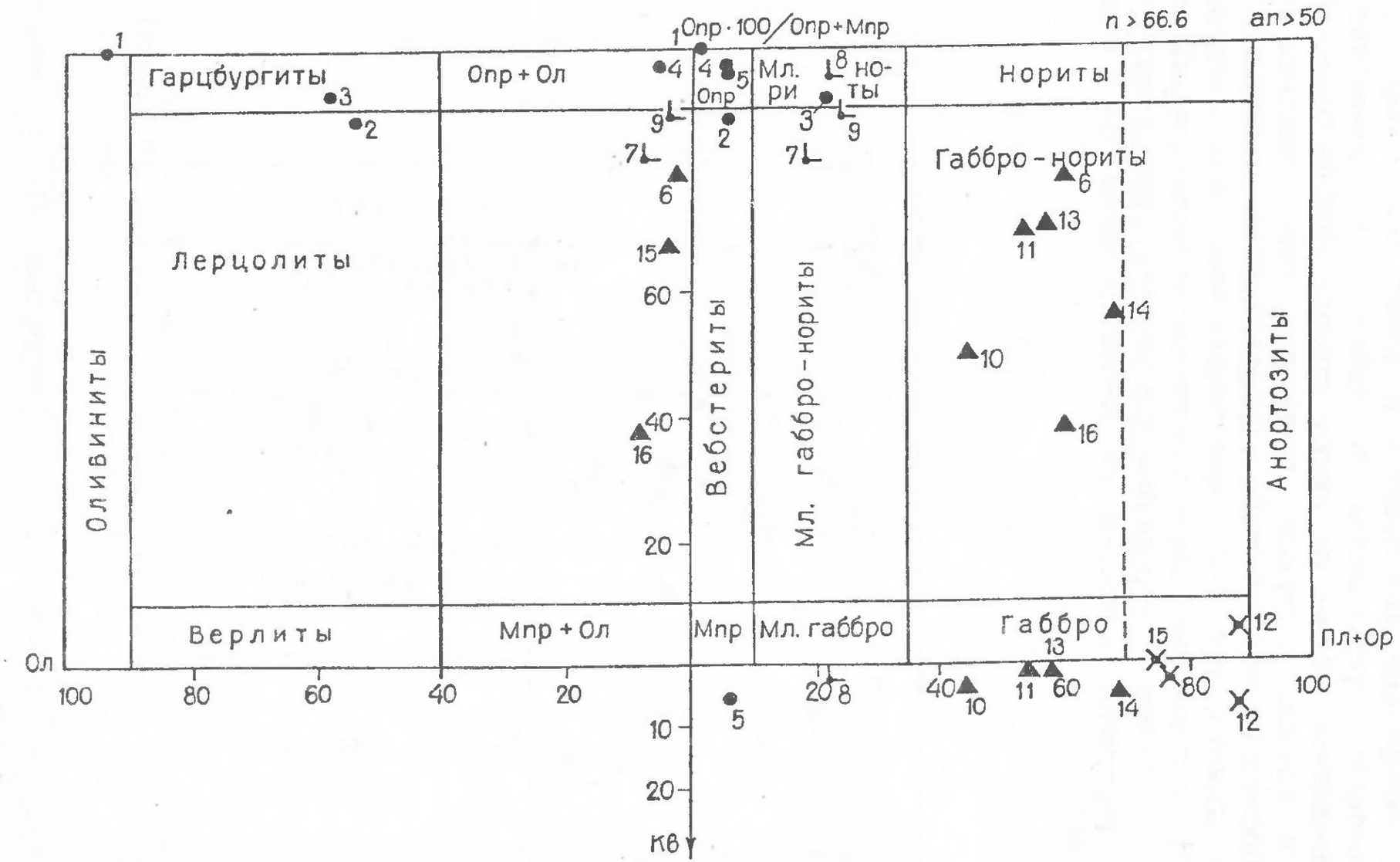


Рис.6.41. Положение фигуративных точек пород Бушвельдского комплекса с an>50 на петрохимической классификационной диаграмме семейств и родов

Условные обозначения те же, что и на рис.6.39

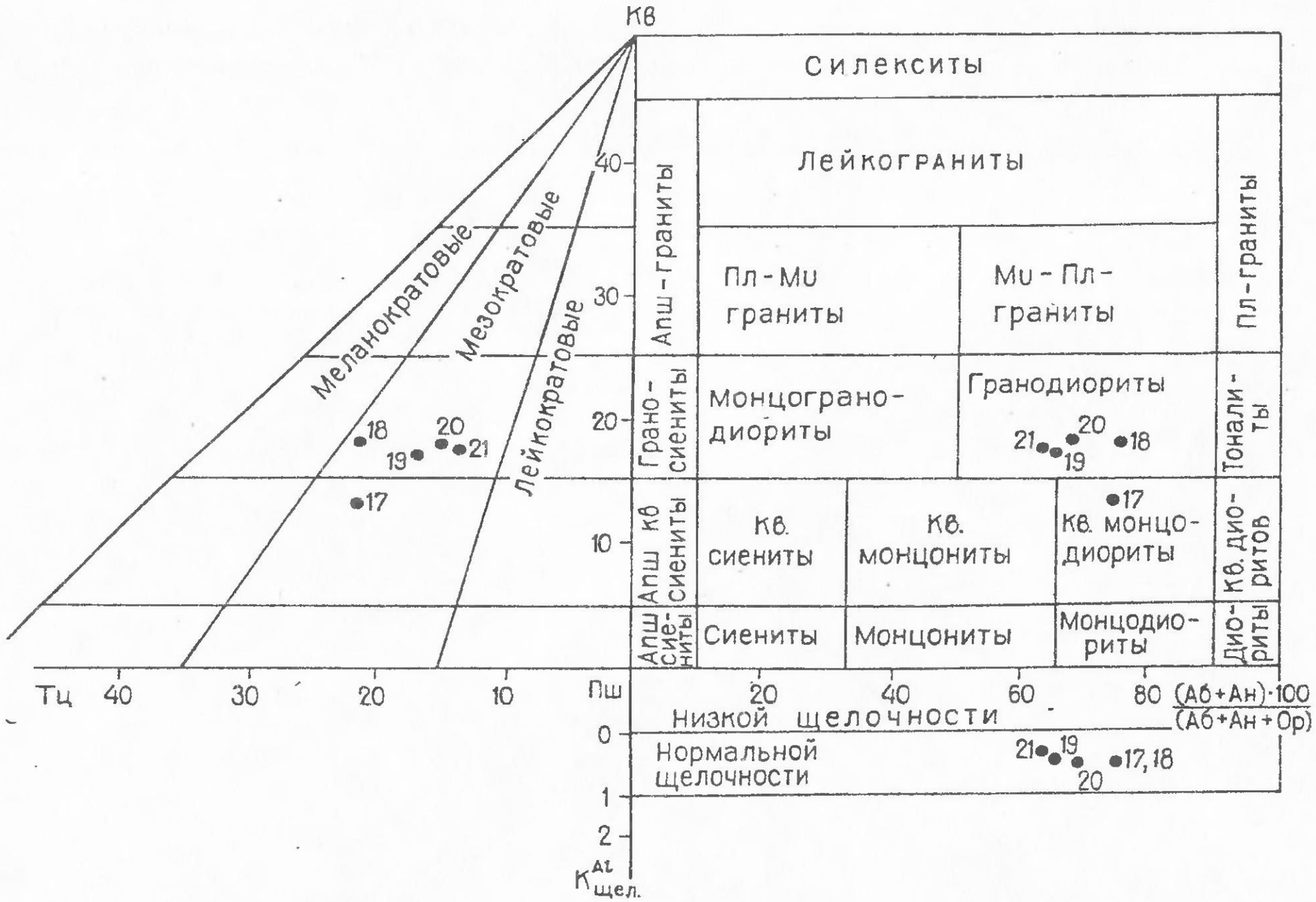


Рис.6.42. Положение фигуративных точек пород Бушвельдского комплекса с an<50 на петрохимической классификационной диаграмме семейств и родов

Условные обозначения те же, что и на рис.6.39

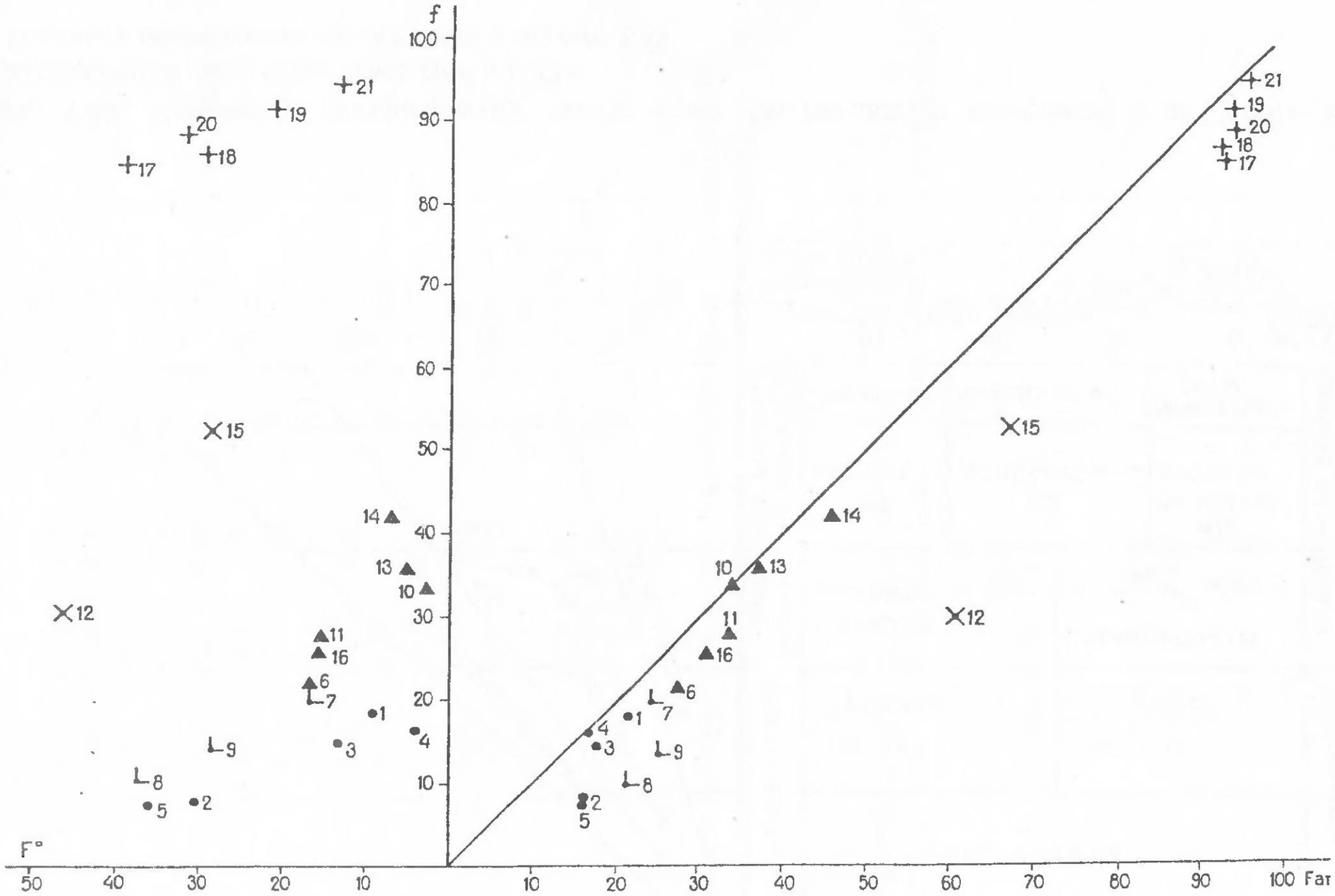


Рис.6.43. Соотношение f с F^o и F_{am} в породах Бушвельдского комплекса. Условные обозначения те же, что и на рис.6.39.

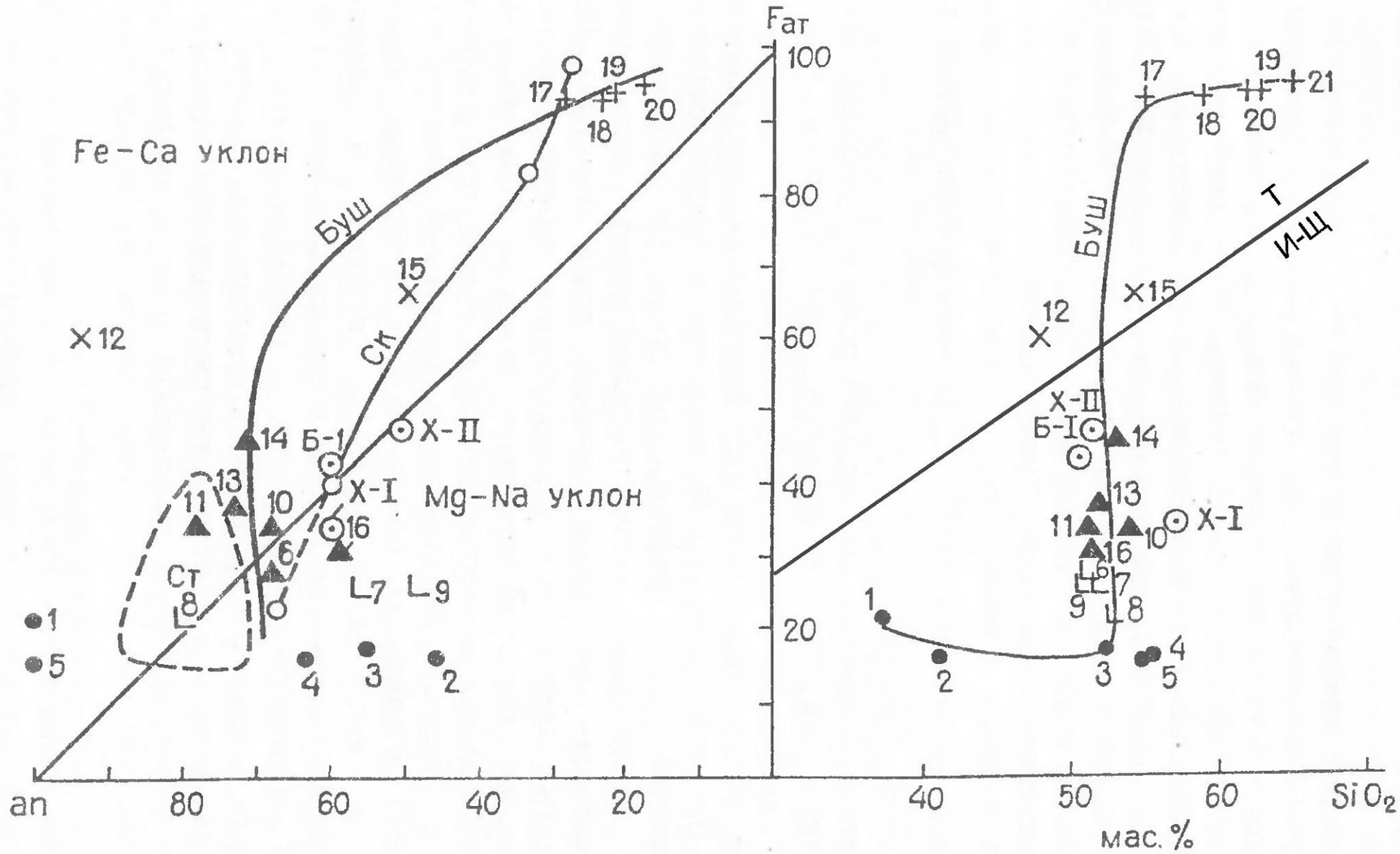


Рис.6.44. Соотношение F_{am} с an и SiO_2 в породах Бушвельдского комплекса (классификация пород на уровне уклонов) и усредненные тренды породных серий эталонных плутонов

Условные обозначения пород те же, что и на рис.6.39. Тренды : Буш - Бушвельдский; Ск - Скергаардский; Ст - Стиллуотерский

На классификационной диаграмме на уровне групп и рядов (рис.6.39), фигуративные точки химического состава пород попали в две группы - *Ол*- и *Кв*-нормативную и в один ряд нормальной щелочности (лишь точка 1 дунитов из базальной зоны попала в ряд низкой щелочности, что связано с присутствием в породе шпинелидов).

Поле составов критической и главной зон вытянуто вдоль границы между *Кв*-нормативной и *Ол*-нормативной группами широкой полосой - с размахом вариаций содержания нормативных индекс-минералов от 8% кварца до 8% оливина. В реальных породах этих зон кварц и оливин не обнаружены, поэтому вероятно, что отклонения нормативных составов пород от границы насыщения SiO_2 связаны с невысокой точностью химических анализов. Рой точек гранитоидов верхней зоны обособлен от остальных пород плутона.

По диаграмме рис.6.39 устанавливается сериальная принадлежность данного комплекса пород: это двугрупповая серия пород нормальной щелочности ($K_{щел}^{Al}$ изменяется от 0.05 до 0.60, с отклонением в пробе 2 до 0.78).

По значению параметра *an* (рис.6.40) породы Бушвельдского комплекса делятся на две совокупности: гранодиориты четко отделяются от мафит-ультрамафитовой породной ассоциации с разрывом в 20%, что в определенной мере подтверждает высказанное Уэйджером и Брауном [1970, с.374] сомнение в принадлежности гранитоидов верхней зоны к бушвельдской серии. По содержанию нормативного плагиоклаза мафит-ультрамафитовая ассоциация делится на 4 совокупности, соответствующие родам (см.ниже). Из рисунка 6.40 также следует, что в габброидных породах данного комплекса отсутствует обратная корреляция между *an* и *Пл*, обычная для дифференцированных магматических серий. Более того, с уровня меланоритов, в которых появляется кумулятивный плагиоклаз, намечается слабо выраженная положительная корреляция между основностью и количеством *Пл* в породе. В целом дифференцированность серии по составу плагиоклаза низкая - от 80 до 50% *Ан*. В оливинитах, гарцбургитах и ортопироксенитах она затушевывается большими колебаниями *an*, связанными, вероятно, с изменчивым количеством и составом интерстициальной жидкости. Флуктуации *an* в соседних зонах по латерали зачастую оказываются более значимыми, чем тенденция к раскислению плагиоклаза вверх по разрезу.

Семейство перидотитов-габбро-норитов с величиной $an>50\%$ делится на несколько родов: оливинитов, гарцбургитов, меланоритов, габбро-норитов и лейкогаббро-норитов (рис.6.41). Как и в Стиллуотерском массиве, в Бушвельде четко выражен гарцбургит-габбро-норитовый ряд дифференциации.

На классификационной диаграмме гранитоидов (рис.6.42) породы Бушвельда с нормативным кварцем и $an<50\%$ попадают в

семейство монцодиоритов -микроклин-плагиоклазовых гранитов, в род гранодиоритов, лишь проба 17 попала в род кварцевых монцодиоритов.

Отмеченный при рассмотрении рис.6.39 "разрыв" между габброидами и гранитоидами еще отчетливее проявляется на диаграмме F^o-f-F_{am} (рис.6.43). Из-за отсутствия гипсометрической привязки (или хотя бы привязки к разрезу) опробованных пород сложно определить, чем вызван этот разрыв: отсутствием проб на определенном интервале разреза или же отсутствием генетической связи между указанными породами. Как по *an*, так и по F_{am} видна общая тенденция дифференциации с большими латеральными флуктуациями, перекрывающими значения F_{am} в фациях глубинности, в результате чего и по величине F_{am} трудно провести границу между зонами вертикального разреза плутона. Еще сложнее это сделать по *f*, значение которой зависит от степени окисления железа как в процессе магматической кристаллизации, так и в процессе серпентинизации.

На видоизмененной диаграмме Осборна-Мияширо (рис.6.44) фигуративные точки перидотитов и габбро-норитов располагаются в известково-щелочном поле, а лейкогаббро (анортозиты) и гранодиориты - в толеитовом, т.е. Бушвельдская породная серия должна классифицироваться как смешанная. Конфигурация усредненного тренда серии соответствует толеитовому пути дифференциации по классификации Осборна. Однако, если учесть положение пород в вертикальном разрезе, то картина лишится кажущейся стройности. Так, например, анортозиты пробы 12 критической зоны имеют железистость 60%, а вышележащие габбро-нориты пробы 13 главной зоны - 37%. Аномальные отклонения от сериального тренда F_{am} наблюдается при переходе от анортозитов пробы 15 главной зоны (F_{am}=65%) к габбро-норитам пробы 16 верхней зоны (F_{am}=35%). Вероятнее всего, это связано с отделением магнетита от остальных фаз и образованием своих кумулятивных слоев, чем и характеризуется верхняя зона.

Смешанный тип Бушвельдской серии хорошо отображается на диаграмме уклонов *an*- F_{am} (рис.6.44, левая часть). Породы низов разреза относятся к *Mg-Na* субсерии, а верхи плутона представлены *Fe-Ca* субсерией. Усредненная линия тренда сходна с трендом Скергаардской серии, но имеет большую амплитуду вариаций.

6.3.3.2. Физико-химический анализ

Согласно установленной последовательности появления кумулятивных минералов в разрезе Бушвельдского комплекса [Уэйджер, Браун, 1970, фиг.192] тренд изменения минеральных фаций расслоенной части массива выражается следующей схемой: *(Ол+Опр+Хр)→(Опр+Хр+-Ол+Пл)→(Опр+Пл+-Хр+Мпр)→*

(Опр+Пл+Мпр)→(Опр+Пл+Мпр+Мт)→(Опр+Пл+Мпр+Мт+Ол)→(Пл+Мпр+Мт+Ол)→(Пл+Мпр+Мт+Ол+Ап)→(Пл+Мпр+Мт+Ол+Ап+Кв), а без окисных минералов и апатита: *(Ол+Опр)→(Опр+Пл+-Ол)→(Опр+Пл+Мпр)→(Опр+Пл+Мпр+Ол)→(Пл+Мпр+Ол)→(Пл+Мпр+Ол+Кв).* Номер *Пл* изменяется от 78 до 30, $f^{Опр}$ - от 14 до 70%, соотношение *(Ca:Mg:Fe)* в *Мпр* от 45:48:6 до 42:1:54. Петрохимический анализ показал, что нормативный состав минералов в различных слоях изменяется не так плавно, как это представлено на фиг.192 работы Уэйджера и Брауна [1970], хотя при описании минералов они также отмечают колебания их составов. Особого внимания заслуживает феномен обратной зональности в кристаллах плагиоклаза, который встречен пока только в Бушвельдском комплексе, и которому до настоящего времени не найдено корректного объяснения.

Наибольшие усложнения, конечно же, приходятся на так называемую "критическую" зону, к которой приурочен "риф" Меренского, и где появляется рекуррентный оливин. По мнению исследователей Бушвельдского комплекса, выявленные усложнения не укладываются в идеальный тренд фракционной кристаллизации одного исходного расплава. Поэтому в последнее время появился ряд работ, в которых высказываются идеи образования данного комплекса либо из двух исходных магм, либо в результате дополнительной инъекции "свежей" магмы в остаточную магму на определенных стадиях ее кристаллизации.

Уэйджер и Браун [1970] поддерживали представления предыдущих исследователей о том, что образование базальной и критической зон связано с так называемой интеграционной стадией формирования Бушвельдского комплекса, когда в магматическую камеру поступали свежие порции исходной базальтовой магмы. Наибольшее влияние, по их мнению, оказала самая поздняя порция магмы, поступившая в конце интеграционной стадии. При этом смешение остаточной и свежей магмы привело к отделению несмесимого расплава, из которого кристаллизовались сульфиды и минералы платины, отложившиеся вместе с хромитом и бронзитом в основании двух макроритмов рифа Меренского в верхней части критической зоны. Породы же главной и верхней зон, согласно данной модели, образовались в стабильную стадию дифференциации.

Уэйджер и Браун [1970] за состав исходной магмы принимали состав тонкозернистого оливиннормативного габбро из краевой группы. Этот состав и его пересчет на норму CIPW представлен в табл.6.14-6.15 и на рис.6.44 под индексом Б-1. Такой состав вполне подходит для образования главной и верхней зоны, но не позволяет объяснить кристаллизацию базальной и критической зоны, поскольку он, как будет показано ниже, практически сразу попадает на котектику *(Ол+Опр+Мпр+Пл+Ж)*, что исключает возможность

образования из него гарцбургитов и бронзититов базальной зоны и бронзититов критической зоны.

Ирвин и Шарпе (Irvine, Sharpe, 1982) выдвинули гипотезу о том, что исходной магмой для Стиллуотерского и Бушвельдского интрузивов была магма бонинитового состава.

Таблица 6.14

Химический состав предполагаемых исходных расплавов ушвельдского комплекса

Окислы	Проба		
	Б-1	Х-I	Х-П
SiO_2	51.1	57.0	52.4
TiO_2	0.5	0.4	0.8
Al_2O_3	16.99	12.8	15.6
Fe_2O_3	0.66	-	-
FeO	9.57	9.4	10.6
MgO	7.59	10.3	6.7
CaO	11.14	6.7	10.2
Na_2O	1.91	1.8	3.0
K_2O	0.17	1.2	0.3

ПРИМЕЧАНИЕ. Б-1 - среднее из двух проб тонкозернистого гиперстенового габбро краевой группы по [Уэйджер, Браун, 1970, табл.26]; Х-I - бонинитовый состав для (нижней) базальной и критической зон по [Hess, 1989]; Х-П - толеитовый состав для главной и верхней зон по [Hess, 1989].

Коуторн и Девис (Cawthorn, Davies, 1983) пытались экспериментальным путем подобрать исходную (родоначальную) магму для Бушвельдского комплекса. Для опытов были отобраны 12 проб пород из силлов, из критической зоны массива и из краевой группы (зоны закалки). Шесть проб были расплавлены при 3 кбар, а затем при медленном снижении температуры закристаллизовали, устанавливая порядок появления минералов. По мнению экспериментаторов, наиболее подходящим аналогом исходной магмы комплекса является состав мелкозернистого полевошпатового ортопироксенита из силла, секущего контакт Бушвельдского массива. Выполненная автором проверка этого предположения с помощью новых фазовых диаграмм показала, что фигуративная точка состава силла на фазовой диаграмме системы *Ол-Пл-К»* попадает на конноду *(Опр-Пл)*; из этого состава можно получить следующий тренд кристаллизатов: *Ол→(Ол+Опр)→(Ол+Опр+Мпр)→(Ол+Опр+Мпр+Пл)*. Данный тренд не совпадает с реальным трендом Бушвельдского комплекса (см. выше), и поэтому вряд ли выбор Коуторна-Девиса может быть признан удовлетворительным.

Хесс [Hess, 1989] предположил, что существовало две исходные магмы для различных зон Бушвельдского комплекса: а) «Х-1» - бонинитовая - для базальной и критической зоны и б) «Х-2» - толеитовая (родственная MORB) - для главной и верхней зоны (табл.6.14-6.15).

Таблица 6.15

Нормативный состав и петрохимические коэффициенты предполагаемых исходных расплавов Бушвельдского комплекса

Компо-ненты	Проба		
	Б-I	Х-I	Х-П
il (Илм)	0.95	0.76	1.52
mt (Мт)	0.96	-	-
or (Ор)	1.0	7.1	1.8
pl (Пл)	53.4	38.5	53.6
di (Ди)	14.8	8.1	18.6
ol (Ол)	-	-	4.0
hy (Опр)	28.4	38.3	20.1
Q (Кв)	0.4	6.9	-
f	40.4	33.8	47.0
F_{am}	42.9	33.8	47.0
F^o	5.9	0.0	0.0
K_{hy}	65.7	82.5	52.0
K_{pl}	98.1	84.5	96.8
an	68.5	59.1	51.2
n	94.5	69.5	93.8
$K_{щел}^{Al}$	0.33	0.30	0.44

ПРИМЕЧАНИЕ. Пересчет химических анализов из табл.6.14.

Хаттон и Шарпе [Hatton and Sharpe, 1989], сопоставив данные по геологии, петрографии, петрохимии и геохимии редких элементов микропироксенитов района Бушвельдского комплекса, пришли к выводу, что они по составу являются наиболее близкими к первичной магме типа Х-1, за счет которой образовалась базальная (нижняя) зона. Они подчеркивают также, что микропироксениты очень схожи по составу с бонинитами.

Барнес (Barnes, 1989) рассмотрел альтернативные варианты в статье "Является ли бушвельдская U-типа родоначальная магма бонинитовой или контаминированной коматиитовой?". Сопоставив составы микропироксенитов, бонинитов и высокомагнезиальных базальтов по главным и второстепенным компонентам, а также положение их фигуративных точек на фазовой диаграмме системы *Во-Ол-Пл-SiO_2*, он сделал вывод, что наиболее приемлемая модель

образования бушвельдской U-типа магмы (магмы микропироксенитов) - это контаминация и фракционная кристаллизация коматиитовой магмы. По мнению Барнеса, магма U-типа занимает "промежуточное" положение между бонинитами и высокомагнезиальными базальтами.

Таким образом, в конце 80-х годов сложилось и получило широкое признанное мнение, что бонинитовые расплавы являются родоначальными если не для всего Бушвельдского массива, то, по крайне мере, для его базальной зоны. Несколько позднее, в начале 90-х годов, сформировалась новая теоретическая база для моделирования процессов кристаллизации базитовых магм, привлечение которой к рассматриваемой проблеме выявило ряд препятствий на пути к всеобщему признанию этой гипотезы. В частности, как было показано в разделе 6.2, тренды фракционной кристаллизации бонинитовых расплавов "проскакивают" как оливин-габбро-норитовую "точку" - *(Ол+Опр+Мпр+Пл+Ж)* системы *Ол-Опр-Мпр-Пл*, так и габбро-норитовую - *(Опр+Мпр+Пл+Ж)* граничной системы *Опр-Мпр-Пл,* и поэтому из бонинитовых исходных магм невозможно получить такие объемные соотношения породных групп, которые реально установлены в расслоенных комплексах типа Бушвельда и Стиллуотера.

С учетом этого замечания вернемся вновь к обоснованию выбора оптимального варианта исходных расплавов Бушвельдского комплекса. С этой целью проанализируем положение потенциальных "претендентов" из табл.6.14-6.15 на проекции изоплеты *($Ол^{20}$-$Пл^{50-60}$-Мпр-Кв)* (рис.6.45). Точка состава Х-1 проектируется в тот объем фазовой диаграммы, где находятся фигуративные точки "микропироксенитов" и большинства бонинитов. Выше уже показано, что тренд кристаллизации таких магм не имеет ничего общего с трендом изменения состава пород базальной зоны, тем более, что он не сходен с трендом расслоенной части Бушвельдского комплекса, что и предопределяет неприемлемость модели [Irvine and Sharpe, 1982], согласно которой бонинитовые расплавы служили исходной магмой всего комплекса.

Фигуративные точки составов Б-1 и Х-II располагаются вблизи котектики *(Ол+Опр+Пл+Ж)*. Идеальный тренд фракционной кристаллизации такого расплава будет иметь следующий вид:

$$\underline{Ж+Опр+Ол+Пл}\rightarrow \underline{Ж+Опр+Пл}\rightarrow \underline{Ж+Опр+Пл+Мпр}\rightarrow \underline{Ж+Опр+Пл+Мпр+Ол}\rightarrow$$
$$I \rightarrow II(S_1^4) \qquad II(S_1^4)\rightarrow E_1^3 \qquad E_1^3\rightarrow S_2^4 \qquad S_2^4\rightarrow T_1^4$$
$$\underline{Ж+Пл+Мпр+Ол+Кв}\Rightarrow \underline{Ж+Пл+Мпр+Ол+Кв}$$
$$T_1^4 \rightarrow E_3^4 \qquad E_3^4$$

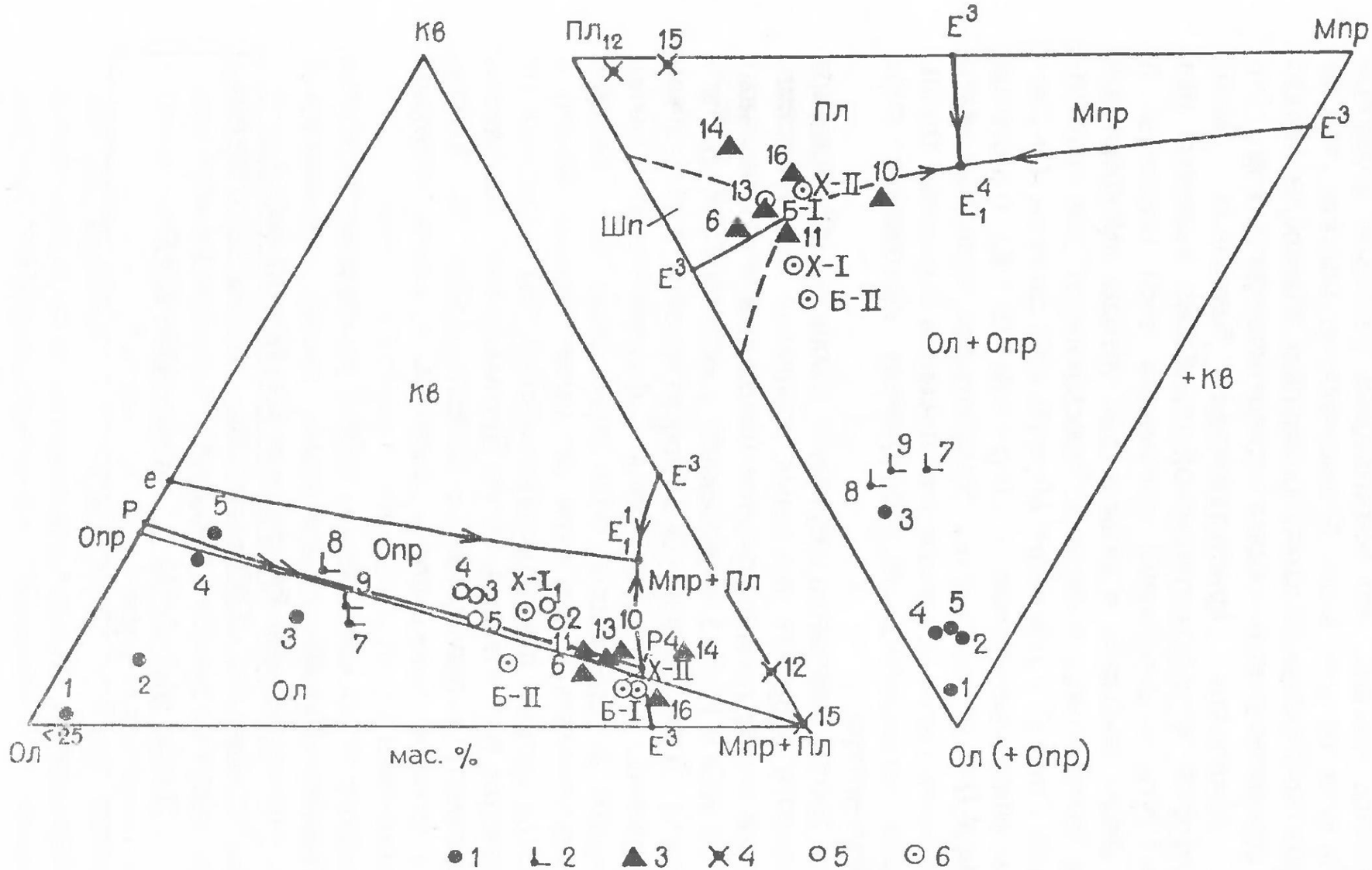


Рис.6.45. Положение фигуративных точек пород Бушвельдского комплекса, "микропироксенитов" и исходных расплавов на проекциях изобарической (P_{H2O}<1000 бар) изоплеты $Ол^{20}$-$Пл^{50-60}$-Мпр-Кв:

1 - перидотиты; 2 - мелано риты, габбро-нориты, габбро; 4 - лейкогаббро, анортозиты; 5 - "микропироксениты" (по табл.6.8 и 6.9); 6 - исходные расплавы: Б-I по [Уэйджер, Браун, 1970]; Б-II - по автору; X-I и X-II по [Hess, 1989] (табл.6.14. и 6.15); пояснения к рисунку см. в разд.6.3.3.2

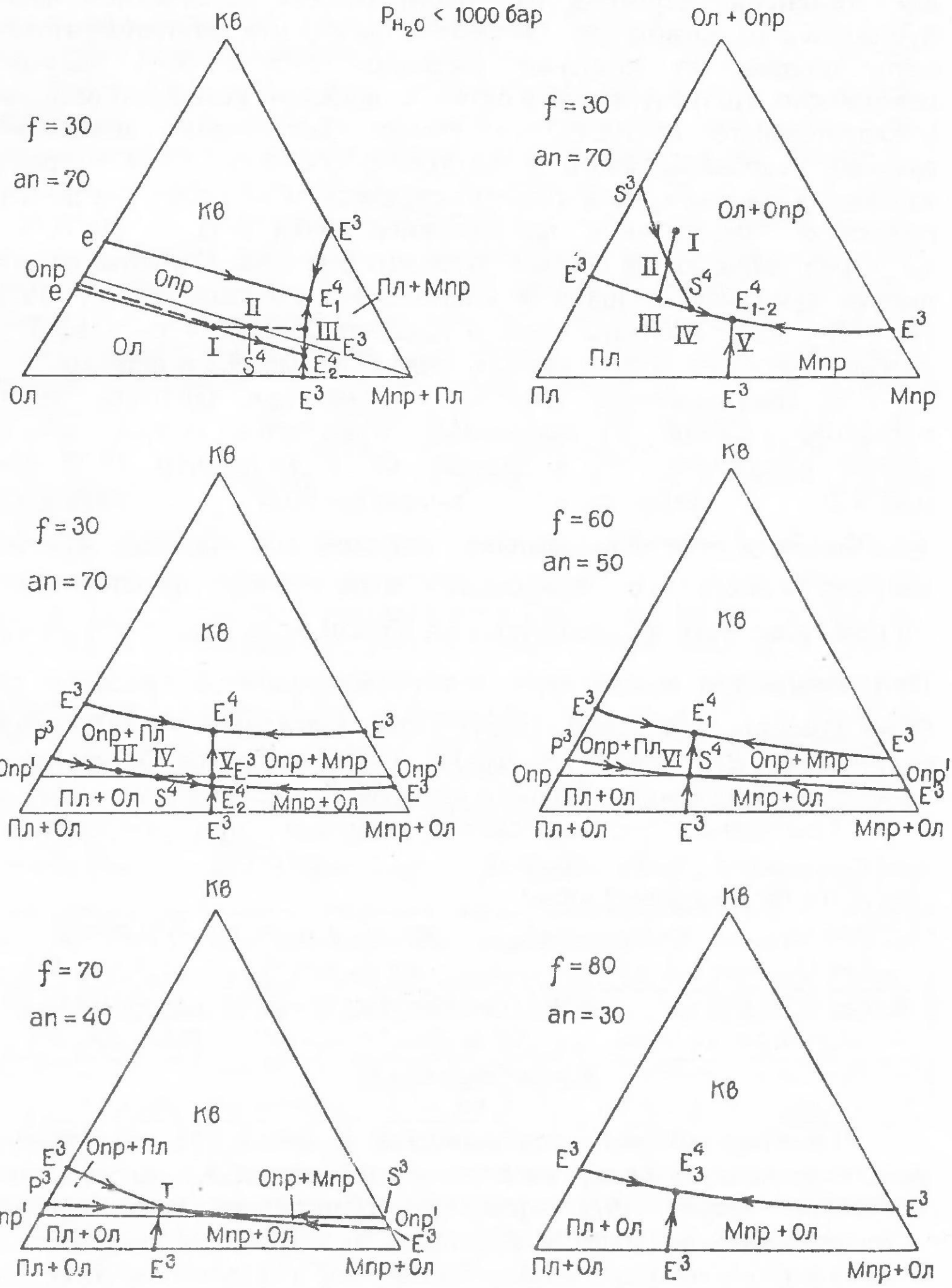


Рис.6.46. Отображение хода кристаллизации и эволюции состава расплава Б-II на проекциях (Пл+Мпр)-Ол-Кв, (Пл+Ол)-Кв-(Мпр+Ол) и (Пл+Ол)-Кв-(Мпр+Ол)

Пояснения см. в разд.6.3.1.2

С определенным допущением эта схема может быть применена для объяснения строения базитового разреза расслоенной части Бушвельдского комплекса. Очевидно также, что ультрамафитовую часть плутона из исходных расплавов Б-1 и Х-П получить невозможно. Поэтому, как и в случае с подбором исходного расплава Стиллуотерского комплекса, с учетом соотношения мощностей разрезов ультрамафитового и базитового составов (1:5,7) и тренда изменения состава кристаллизатов графическим способом определено положение "оптимальной" фигуративной точки Б-П на рис.6.45 и затем рассчитан состав соответствующего расплава. С учетом состава первых кумулатов оливина и плагиоклаза [Уэйджер, Браун, 1970, рис.192] *f* этого расплава задан в пределах 25-30%, а *an* = 60-65%; минальный состав, мас.%: *Ол*=3-5, *Опр*=37.8, *Пл*=49.2 и *Мпр*=10.

В подтверждение реальности генерации расплава такого исходного расплава из гранатовых перидотитов верхней мантии следует напомнить, что в системе *Фо-Ан-Ди-Кв* при *P*=30 кбар (рис.4.2) имеется "нонвариантное" равновесие E_{16}^{4}*(Фо+Эн+Ди+Гр+Ж),* расплав которого по составу отвечает пикрито-базальтам с небольшим содержанием форстеритового минала, поскольку E_{16}^{4} располагается вблизи поверхности *(Эн-Ди-Гр)*. При повышении температуры и израсходовании *Ди*, расплав E_{16}^{4} будет изменять свой состав, следуя вдоль "котектики" *(Фо+Эн+Гр+Ж)* от вершины *Ди* к грани *(Эн-Фо-Гр)*, где и находится фигуративная точка предполагаемого исходного расплава Бушвельдского комплекса.

Изменение состава такого расплава при фракционной кристаллизации будет проходить в соответствии с диаграммой (рис.6.46) по следующей схеме :

Ж+Ол+Опр ⇒	*Ж+(Ол→Опр)*⇒	*Ж+(Ол→Опр)+Пл*⇒	*Ж+Опр+Пл* ⇒
I → II	*II → III*	*III → IV(S_1^4)*	*IV(S_1^4)→ E_1^3*
Ж+Опр+Пл+Мпр ⇒	*Ж+Опр+Пл+Мпр+Ол*⇒	*Ж+Пл+Мпр+Ол+Кв* ⇒	
E_1^3→ S_2^4	*S_2^4→ T_1^4*	*T_1^4→ E_3^4*	
Ж+Пл+Мпр+Ол+Кв			
E_3^4			

Прогнозный ряд кристаллизатов довольно близко отражает идеализированную схему расслоенности Бушвельдского интрузива [Уэйджер, Браун, 1970, фиг.192]. Нарушение закономерности отмечается только в рифе Меренского, где появляется рекуррентный оливин и *Опр* с меньшей железистостью, чем в залегающем ниже слое бронзититов.

Более подробно необходимо рассмотреть образование "критической" зоны и рифа Меренского, которые имеют большое сходство с норитовой полосчатой зоной и рифом J-M Стиллуотера. Сопоставляемые зоны характеризуются четко выраженной ритмичной расслоенностью, в которой участвует один и тот же видовой набор

пород: бронзититы, нориты, лейконориты и анортозиты, встречаются слои с оливином. И риф Меренского Бушвельда, и риф J-M Стиллуотера располагаются в верхних частях этих зон перед появлением *Mnp* или перед габбро-норитовой зоной. По своей структурной сути полосчатые зоны ничем не отличаются от нижезалегающих ультрамафических зон, которые так же ритмично расслоены, и смена кумулятивных фаз при переходе от зоны к зоне согласуется с диаграммой состояния и закономерностями фракционной кристаллизации. В Бушвельдском плутоне всю эту зону называют "критической", но, по сути, экстраординарным явлением, связанным с ней, следовало бы признать лишь появление "рифов", которые представляют собой слои пород, содержащие достаточно большие скопления сульфидов в ассоциации с окисно-титано-железистыми и платинометалльными минералами. Поэтому "критические" зоны с "рифами" вызывают интерес у исследователей не только из-за сложного их происхождения, но и практической ценности.

Следует особо подчеркнуть, что в наиболее хорошо изученном Стиллуотерском массиве встречаются также тонко и ритмично расслоенные горизонты с рекуррентным оливином, но без сульфидов, и горизонты с сульфидами, но без оливина [McCallum et al., 1980]. Все они "безрудны" в отношении платины, а промышленные концентрации платиноидов установлены только в самом нижнем рифе J-M [Todd et al., 1982]. Разработка петрологических моделей генезиса рудоносных "рифов" сохраняет долгие годы свою актуальность, поскольку создает предпосылки для целенаправленных поисков продуктивных рудных зон.

Наибольшей известностью пользуются две генетические концепции. Согласно первой из них, высказанной еще в конце прошлого века Эли де Бомоном, возникновение рудных "рифов" связано с локальными явлениями ликвации на определенных стадиях кристаллизационной дифференциации единой родоначальной магмы. Эта концепция, без уточнения деталей и объяснения их особенностей, изложена как "базовая" во многих сводках и учебных пособиях по магматическому рудогенезу [Годлевский, 1968; Смирнов, 1982; Ballhaus et al., 1988 и др.]. Согласно альтернативной концепции Хесса [Hess, 1960], образование рудоносных рифов (особенно с рекуррентным оливином) объясняется дополнительной инъекцией новых порций исходной магмы. Эта концепция оставляет без внимания наличие или отсутствие сульфидов в рифах [McCallum et al., 1980; Naldrett et al., 1986 и др.], и, как отмечали Уэйджер и Браун [1970], объясняя некоторые структурные несогласия и появление рекуррентного оливина, не может быть согласована с рядом других особенностей рудоносных горизонтов. Доводы сторонников той и другой концепции, в общем, равноценны, что явно свидетельствует о целесообразности признания возможности реализации в природе различных вариантов образования ритмически расслоенных

горизонтов. Принятие этого "постулата" смещает акценты в петрологических исследованиях с поиска "единственно верной универсальной модели" на решение более "узких" и конкретных задач: правильно определить, результатом какого процесса является конкретный "риф", и на этой основе дать прогнозную оценку его металлоносности. Представляется, что не поняв физико-химической сущности процессов, которые приводят к образованию того или иного горизонта, мы не сможем выработать критерии их различия, оценить правильность той или иной концепции и использовать все это при проведении поисков платиновых месторождений.

Основой для решения поставленных задач применительно к "эталонным" платиноносным рудам послужили сведения по геологии, петрографии и геохимии рифов [Уэйджер, Браун, 1970; Шарков, 1994; Boudreau., 1988; Ballhaus et al., 1988; Hall, 1932; Hess, 1960; McCallum et al., 1980; Naldrett et al., 1986; Todd et al., 1982], а также по моделирующим их силикатно-сульфидно-водным [Смит, 1968; Kullerud and Yoder, 1969; Горбачев, Каширцева, 1986] и алюмо-силикатным оливиннормативным системам [Дубровский, 1993].

Экспериментально определено, что растворимость серы в алюмо-силикатной жидкости зависит от ее петрохимического типа и от температуры и флюидонасыщенности [Ольшанский, 1951а, б; Альмухамедов, 1974; Альмухамедов и др., 1975; Горбачев, Каширцева, 1986 и др.]. В водосодержащих перидотитовых расплавах с преобладанием нормативного гиперстена растворимость серы достигает первых процентов, в расплавах с преобладанием нормативного диопсида она понижается до 0.5-1 мас.%. Еще меньше (0.1-0.2 мас.%) растворимость серы в базальтовых расплавах, что объясняется присутствием в них больших количеств CaO, Al_2O_3 и SiO_2 [Ольшанский, 1951а, б; Альмухамедов, 1974]. Известно также [Альмухамедов и др., 1975], что растворимость серы коррелируется с общей железистостью базальтового расплава: при увеличении F от 20 до 70% растворимость серы вначале падает (от 0.22 до 0.05 мас.%), а затем возрастает до 0.20 мас.%; минимум приходится на F=40%.

Поведение сульфидной компоненты в ходе магматической дифференциации без дополнительной инъекции исходной магмы детально охарактеризовано Я.И.Ольшанским [1951а]. Оливиннормативный расплав, соответствующий по составу ультрамафит-мафитовой магме, может удерживать в растворенном состоянии несколько процентов пиритового минала. Когда же из такого расплава выделяются оливин и ортопироксен, то остаточный расплав обогащается альбитовым, анортитовым и диопсидовым миналами, что уменьшает растворимость в нем пиритового минала. Понижение температуры также уменьшает растворимость последнего. В результате происходит пересыщение магмы FeS, что приводит к ее разделению (ликвации) на два расплава: силикатный и сульфидный.

Кроме того, как отмечает Смит [1968], процесс ликвации сопровождается появлением водно-солевого флюида.

Данная модель позволяет предположить, что уход железа из силикатного расплава, выделяющего ортопироксен и плагиоклаз, как в виде *FeS*, так и в виде окислов *($FeO+Fe_2O_3$)*, не только увеличивает магнезиальность силикатной фазы, но и изменяет ее общий состав, что вызывает, в свою очередь, рекуррентную кристаллизацию оливина и смену порядка кристаллизации минералов. Растворимость платиноидов в сульфидном расплаве значительно выше, чем в силикатном [Sharpe, 1982], поэтому при ликвации большая часть платиноидов, содержавшихся в исходной магме, должна перейти в сульфидный расплав, что обеспечит условия для возникновения платиноносного "рифа". При повторной ликвации "деплетированной" таким образом исходной магмы платиноносные рифы уже не могут возникнуть. Представляется, что данный вариант ликвационной концепции объясняет появление платиноносных рифов в определенных частях разрезов расслоенных серий Бушвельда и Стиллуотера. Процесс дифференциации при этом имеет детерминированный характер, и появление сульфидно-рудных "рифов", как и предполагал еще Эли де Бомон, на определенных стадиях эволюции расслоенных мафит-габбро-норитовых комплексов закономерно и неизбежно.

Что же касается возможности образования рифов, обусловленных инъекцией дополнительных порций исходной (или какой-либо другой) магмы, то ее реализация имеет случайный характер и требует определенного сочетания нескольких факторов, в числе которых можно выделить три ключевых: 1) состав в нераскристаллизованной части исходной магмы в момент инъекции; 2) состав и количество дополнительной магмы; 3) содержание в дополнительной инъекции серы и платиноидов.

В зависимости от сочетания этих факторов возможны три главных варианта развития процесса дифференциации:

1) после смешения "зрелого" расплава с новой инъекцией состав смешанной магмы останется в той же области фазовой диаграммы состояния, в которой находился исходный расплав; парагенез твердых фаз, выделяющихся из модифицированного расплава, унаследуется от предшествующей инъекции стадии кристаллизации, но состав породообразующих минералов изменится;

2) состав смешанной магмы соответствует области кристаллизации другой фазовой ассоциации, в результате чего изменяется вид (род) породы и структура "финальной" породной серии;

3) смешанная магма насыщается серой, в результате чего происходит ее ликвация с образованием сульфидоносных рифов. Поскольку инъекция дополнительной магмы может произойти на любой стадии кристаллизации исходной магмы, то и продукты этого процесса могут появиться в любой части разреза расслоенной серии,

осложняя ее строение пачками тонкой ритмичной расслоенности. Рудопродуктивность модифицированных инъекциями пачек целиком зависит от обогащенности дополнительных порций расплава серой и рудными элементами.

По мнению автора, генезис платиноносных горизонтов (рифов) лучше всего объясняется процессом ликвационного разделения исходного гомогенного расплава на силикатный и сульфидный расплав. Ликвация может происходить либо на определенной стадии дифференциации родоначального пикрито-базальтового расплава с *Mg-Na* уклоном, либо после инъекции дополнительной порции исходной магмы и смешения ее со "зрелыми" расплавами на стадии кристаллизации норитов и габброноритов. В первом случае "рифы" приурочены к границе ортопироксенитов и норитов, во втором - "рифы" могут локализоваться в любой части разреза средней и верхней зон. Наряду с ними за счет обедненных серой инъекций, которые не провоцируют ликвацию, на этих же уровнях могут формироваться тонкорасслоенные горизонты с рекуррентным оливином, но без сульфидов и платиноидов.

В заключение физико-химического анализа приведем результаты оценки термодинамических условий формирования Бушвельдского комплекса, которая произведена по минеральным ассоциациям с использованием диаграммы состояния системы *Аб-Ан-Фо-Фа-Ди-Гед-Кв-H_2O* [Дубровский, 1993] и с учетом геологического положения плутона. Уэйджер и Браун [1970] отмечали, что мощность лавовой серии Ройберг, перекрывающей плутон, вряд ли превышает 3 км, а мощность плутона оценивается ими в 8 км. Исходя из этого, можно считать, что литостатическое давление в верхней части камеры было близко к 0.75 кбар, а у дна камеры - 2.0 кбар. Давление флюида в камере не превышало 1.5 кбар, поскольку в кумулятивных ассоциациях отсутствуют амфибол и биотит, которые появляются лишь в интерстициях, где при кристаллизации насыщенного флюидами интерстициального расплава локально возрастало флюидное давление. Температура кристаллизации расплава от появления на ликвидусе оливина до "гранитной" эвтектики снижалась от 1100 до 800°С.

Полученные оценки теормодинамических условий кристаллизации расплава хорошо согласуются с геологическими данными о гипабиссальном уровне становления Бушвельдского комплекса [Уэйджер, Браун, 1970] и резко контрастируют с оценкой условий кристаллизации этого комплекса пород, которая дана в работе [Магматические..., 1985], где величина литостатического давления принята на уровне 8 кбар, что отвечает глубине становления порядка 20-24 км.

Таким образом, петрохимический и физико-химический анализы расслоенной части Бушвельдского комплекса позволили более обоснованно классифицировать данную серию пород,

предложить уточненную оценку петрохимических параметров состава исходного расплава, сопоставить идеальный тренд дифференциации при фракционной кристаллизации с реальной последовательностью образования пород и объяснить причины наблюдаемых флуктуаций. Получены физико-химические доказательства против гипотезы о бонинитовом составе исходного расплава и обоснована близость его к пикрито-базальтам..

6.3.4. К вопросу о сходстве и различии эталонных плутонов

При описании интрузивов Скергаарда, Стиллуотера и Бушвельда Уэйджер и Браун [1970] акцентировали внимание на значительном сходстве этих массивов по структуре плутонов, расслоенности, минеральному составу и эволюции химизма в целом. Комментируя последнее заключение, они специально оговаривают невысокую "разрешающую способность" избранного ими "инструмента" для сравнения химических данных - диаграммы *AFM*: "...Составы исходных магм на диаграмме мало различаются, однако следует помнить, что на подобных диаграммах нельзя учесть содержание Ca, Al, Si, а также отношение Fe^{3+}/Fe^{2+}. Необходимо отметить, что на процесс разделения магмы должны были сильно влиять физические условия кристаллизации в этих трех магматических камерах, отличающихся степенью замкнутости, которую трудно оценить в деталях, а также размерами, формой и глубиной" [Уэйджер, Браун, 1970, с.398]. В связи с этим целесообразно дополнить материалы сравнительного анализа эталонных плутонов новыми данными, полученными с помощью более чувствительных и информативных методов.

А. Главные сходные свойства эталонных плутонов

При формировании массивов интрузивные камеры заполнялись большими массами магм, которые кристаллизовались в условиях медленного остывания, что обеспечивало фракционную дифференциацию и формирование "длинных" породных серий. В структуре плутонов выделяются следующие зоны:

а) краевая (боковая) габбро-норитовая зона (группа) - приконтактовая кристаллизация от стенок камеры;

б) нижняя (базальная) зона, обычно ультрамафитовых пород;

в) "критическая" или полосчатая зона ритмично расслоенных пород - пироксенитов, норитов, анортозитов (лейкогаббро);

г) центральная (главная) зона габбро-норитов с анортозитами, в которой слабо проявлена ритмичная расслоенность, но лучше - скрытая;

д) верхняя зона, сложенная феррodиоритами или гранодиоритами.

Четкость выраженности фациальной зональности в "эталонных" плутонах различна, что обусловлено как формой камер, так и уровнем эрозии или глубиной вскрытия массивов. В ритмично построенных горизонтах всех массивов на фоне общего направленного изменения химизма пород и минералов в вертикальном ряду отмечаются значительные латеральные колебания как главных петрохимических параметров (F_{am} и *an*), так и составов минералов, связанное с комплементарным перераспределением компонентов между сосуществующими слоями с различной флюидонасыщенностью и окисленностью.

Б. Главные отличительные особенности эталонных плутонов

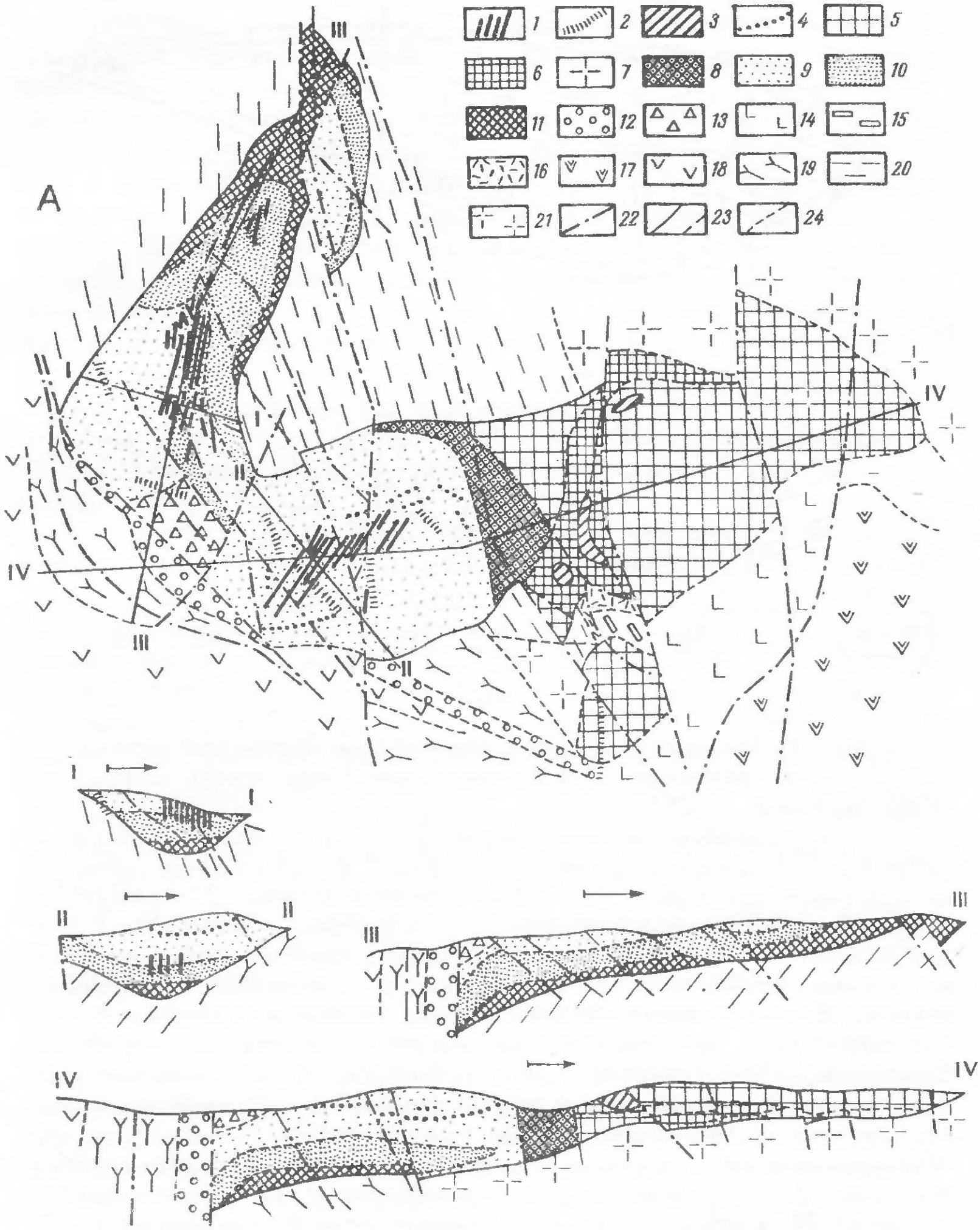
Уэйджер и Браун [1970] в качестве главного различия рассматривали лишь полноту разреза: наиболее полно он представлен в Бушвельдском интрузиве, в Скергаарде - не вскрыта нижняя зона, а в Стиллуотере эродирована верхняя зона. Выполненный нами анализ трендов и исходных расплавов позволяет существенно уточнить перечень специфических отличий, породных серий эталонных плутонов, обусловленных более глубокими причинами, чем полнота вскрытия разреза. Прогнозная оценка состава нижней зоны Скергаарда позволяет утверждать, что она будет значительно отличаться от состава нижней зоны Бушвельда, и это различие связано с различием составов исходных расплавов. Что же касается различия разрезов Стиллуотера и Бушвельда, то оно связано, вероятнее всего, со степенью дифференцированности. Это хорошо видно на рис.6.36, где поле фигуративных точек от дунитов до анортозитов Стиллуотера растянуто по F_{am} от 18 до 42, по *an* от 90 до 70, а фигуративные точки тех же пород Бушвельда растянуты по F_{am} от 18 до 65 и по *an* от 95 до 50.

Рассматриваемые интрузивы четко различаются либо порядком появления кумулятивных фаз в разрезе, либо степенью дифференцированности и растянутости породных серий. Это хорошо видно при сравнении главных нисходящих рядов кристаллизатов-пород (без учета рудных и акцессорных минералов) :

Скергаард: *(Пл+Ол)→(Пл+Ол+Мпр)→(Пл+-Ол+Мпр+Опр)→ (Пл+Мпр+Опр)→(Пл+Мпр±Опр+Ол)→(Пл+Мпр +Ол)→(Пл+Мпр+Ол+Кв);*

Стиллуотер: *(Ол+Опр)→(Опр±Ол)→(Опр+Пл)→(Опр+Пл+Мпр);*

Бушвельд: *(Ол+Опр)→(Опр±Ол+Пл)→(Опр+Пл)→ (Опр+Пл+Мпр)→(Опр+Пл+Мпр+Ол)→(Пл+Мпр+Ол) →(Пл+Мпр+Ол+Кв).*


A
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
I
II
III
IV

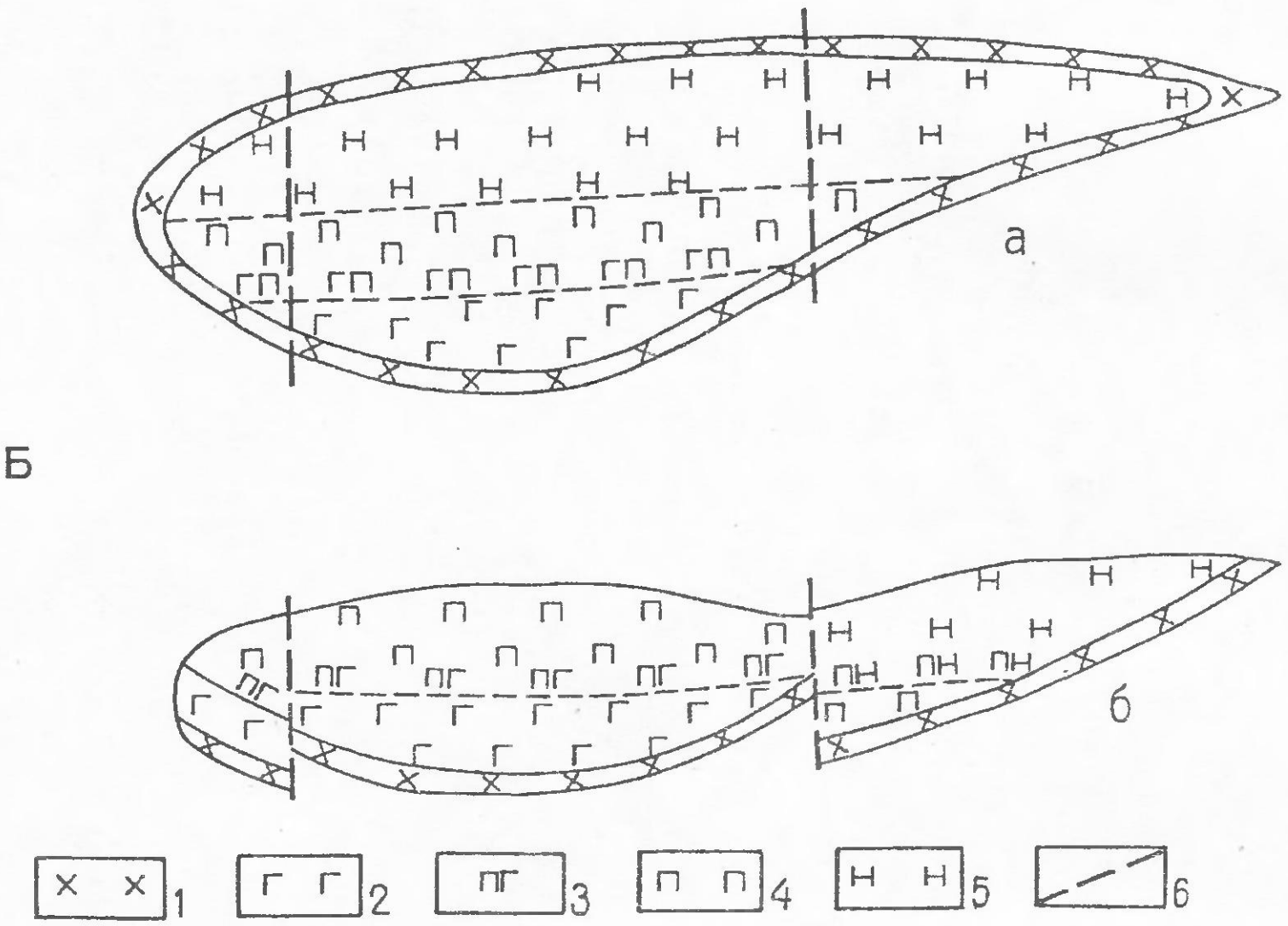


Рис.6.47. Геологическое строение Мончегорского расслоенного плутона:

А - схематическая геологическая карта Мончегорского плутона по [Медно-никелевые..., 1985]:

1 - сульфидные медно-никелевые жилы; 2 - дайки диабазов и лампрофиров; 3 - породы "критического горизонта"; 4 - рудный пласт Сопчи; 5 - лейко-мезократовые нориты; 6 - меланократовые нориты; 7 - оливиновые нориты; 8 - плагиоклазовые пироксениты; 9 - пироксениты (бронзититы); 10 - зона чередования пироксенитов, оливиновых пироксенитов и перидотитов; 11 - перидотиты (гарцбургиты); 12 - зона чередования пироксенитов, перидотитов, норитов, рассеченная многочисленными жилами основных и кислых пород; 13 - оливиниты; 14 - метаморфизованные нориты и габбро-нориты предгорий Выручайвенч; 15 - кварцевые габбро и диориты; 16 - метаандезиты и метадациты; 17 - метадиабазы и метамандельштейны серии имандра-варзуга; 18 - массивные габбро-нориты и габбро Главного хребта; 19 - те же породы метаморфизованные и рассланцованные; 20 - гнейсы кольско-беломорского комплекса; 21 - архейские диориты, гранодиориты; 22 - тектонические нарушения; 23 - контакты плутона (а - установленные, б - предполагаемые); 24 - границы распространения пород; Б - схематические геологические разрезы субширотной ветви (Сопча-Нюд-Поаз) Мончегорского плутона: а - реконструкция первичного залегания пород; б - современная структура; 1 - приконтактные породы (краевая группа); 2 - перидотиты; 3 - тонкое чередование перидотитов и ортопироксенитов; 4 - ортопироксениты; 5 - нориты; 6 - предполагаемые тектонические нарушения

6.3.5. Мончегорский плутон

Мончегорский плутон (Мурманская область РФ) выбран для сравнительного анализа как эталонный расслоенный массив с сульфидной медно-никелевой металлогенической специализацией, входящий в состав Кольского раннепротерозойского пояса расслоенных габро-норитовых интрузий. Плутон известен с 20-х годов в связи с обнаружением в нем *Cu-Ni* руд. История его изучения до 1970 г. подробно описана в работе [Козлов, 1973]. В 90-е годы были проведены специальные работы по оценке платино- и хромитоносности комплекса, не изменившие сложившихся ранее представлений о медно-никелевой специализации серии [Яковлев, Докучаева, 1994]. В эти же годы изотопно-геохимические исследования позволили определить возрастной интервал формирования расслоенных габбро-норитовых интрузивов Кольского пояса в целом в 100 млн лет, при этом Мончегорский плутон как бы начинает историю становления пояса - его возраст датирован в 2493±7 млн лет. [Balashov, Bayanova, Mitrofanov, 1993; Bayanova, Balashov,1995].

На эрозионном срезе площадь Мончегорского плутона 65 км^2, породами комплекса сложена цепь возвышенностей протяженностью около 16 км, окаймляющая город Мончегорск с юга и юго-запада. Принято различать субмеридиональную ветвь длиной 7 км (сопки Ниттис, Кумужья, Травяная) и широтную ветвь длиной 9 км (гора Сопча, сопки Нюд и Поаз). Плутон имеет форму дугообразного лополита шириной 2-5 км с пологими контактами, наклоненными к центру дуги (рис.6.47). Тектоническими нарушениями тело плутона разбито на блоки, смещенные относительно друг друга по вертикали и горизонтали (рис.6.47Б). Буровыми работами доказано пространственное единство разобщенных на поверхности блоков, получивших собственные названия "массивов" Сопча, Нюд и Поаз. Общей чертой всех массивов-блоков является наличие краевой группы пород, представленной норитами, габбро-норитами, оливиновыми норитами с прослоями плагиогарцбургитов.

Строение разрезов расслоенной части плутона в субмеридиональной и широтной ветвях различно. В западной и центральной части плутона ("массивы" Ниттис-Кумужья-Травяная (НКТ) и Сопча) снизу вверх выделяются следующие зоны: 1) гарцбургиты - 100-200м; 2) зона ритмичного переслаивания ортопироксенитов, оливиновых ортопироксенитов и гарцбургитов - 250-400м; 3) ортопироксениты - 300-700м. Максимальная суммарная мощность ультрамафитовых зон достигает 1700 м.

В широтной ветви в разрезах массивов Нюд и Поаз доминируют базиты, слагающие следующие зоны (снизу вверх): 1) меланократовые нориты с прослоями оливиновых норитов и плагиогарцбургитов - 250-300м; 2) зона ритмичного переслаивания

лейко-, мезо- и меланократовых норитов и габбро-норитов - 5-80 м; 3) мезо- и лейкократовые нориты и габбро-нориты - до 400 м. Суммарная мощность разрезов в массивах Нюд и Поаз достигает 800м. В широтной ветви выявлена латеральная зональность, выражающаяся в увеличении содержания полевого шпата от центра дуги к ее восточному флангу.

Мончегорский плутон пересечен многочисленными сингенетичными жилами габбро-пегматитов, диоритов и гранодиоритов, а также более молодыми (эпигенетичными) дайками оливиновых и кварцевых долеритов, габбро-диоритов и титанистых долеритов.

Сульфидное *Cu-Ni*-оруденение представлено различными морфологическими типами (жильным, вкрапленным, гнездово- и прожилково-вкрапленным), приуроченным к определенным частям разреза [Козлов, 1973; Горбунов, Папунен, 1985].

Для объяснения наблюдаемых различий в строении субмеридиональной и широтной ветвей плутона Е.К.Козловым [1973] была обоснована модель разновременного заполнения камеры плутона, согласно которой субмеридиональная полость была заполнена магмой до начала раскристаллизации расплава, а в широтную ветвь подавался более охлажденный расплав, кристаллизовавшийся в процессе заполнения полости. Соответственно, расслоенная серия пород в массиве НКТ формировалась в условиях гравитационно-кристаллизационной дифференциации, а становление широтной серии пород осложнилось гравитационно-кинематическими факторами дифференциации, что привело к расслоению как по вертикали, так и по латерали.

Согласно [Козлов,1973], вертикальный сингенетичный ряд пород включает: оливиниты и перидотиты (с плагиоклазом и без него) - пироксениты и плагиопироксениты - оливиновые меланократовые нориты - нориты - габбро-нориты - кварцевые габбро-нориты. Горизонтальный сингенетичный ряд представлен иным набором: оливиниты и перидотиты (с плагиоклазом или без него) - оливиновые пироксениты (с плагиоклазом или без него) - пироксениты и плагиопироксениты - меланократовые нориты - пойкилитовые нориты - нориты и габбро-нориты. В дополнение к этим "базовым" рядам в верхней зоне массивов Нюд и Поаз выделен еще один специфический ряд: плагиоклазиты - лейкократовые нориты и габбро-нориты - мезократовые нориты и габбро-нориты - меланократовые нориты и габбро-нориты.

В предложенной Е.К.Козловым модели строения плутона имеются противоречивые или не полностью проясненные положения. Так, в первые два ряда включены придонные (приконтактовые) габброиды, но вместе с тем подчеркнуто, что сингенетические ряды начинаются с ультрабазитов, из чего автоматически следует предположение, что в придонной эндоконтактовой зоне расплав сохранялся до полной консолидации плутона. Прямыми

геологическими наблюдениями не было заверено предположение о постепенных взаимопереходах пород в горизонтальном ряду.

Альтернативная модель строения широтной ветви плутона предложена в 80-е годы Е.В.Шарковым [Шарков, 1980; Магматические..., 1985, 1988]. По его данным, в массиве Нюд скважинами 780 и 767 вскрыты мощные горизонты ортопироксеновых кумулатов (бронзититов) и зоны переслаивания этих кумулатов с оливин-ортопироксеновыми кумулатами (гранулярными гарцбургитами), а в массиве Поаз в скважине 1216 вскрыты только горизонты ортопироксеновых кумулатов (бронзититов). Согласно интерпретации Е.В.Шаркова, зона переслаивания гарцбургитов и бронзититов протягивается от массива Сопча к массиву Нюд с незначительными перемещениями по тектоническим нарушениями.

Автором предпринята попытка увязать альтернативные модели в единую схему (рис. 6.47). В ней учтено принципиальное различие в механизме образования зоны бронзититов Сопчи с интеркумулусным плагиоклазом и зоны переслаивания меланократовых и оливиновых норитов с плагиоклазовыми бронзититами и гарцбургитами Нюда. Опираясь на авторские физико-химические модели, можно утверждать, что отмеченные породные ассоциации представляют собой продукты разных стадий кристаллизации: бронзититы (с оливином и без него) возникают в тот момент, когда расплав находится на поверхности *(Ол+Опр+Ж)* или в объеме *(Опр+Ж)*, тогда как расслоенная зона Нюда формировалась при фракционировании расплава, находящегося на котектической линии *(Ол+Опр+Пл+Ж)*. Очевидно, что такие разновременные продукты кристаллизации не могут переходить друг в друга в латеральном ряду.

В свете новых физико-химических моделей может быть поставлено под сомнение предложенный Е.К.Козловым механизм образования комплементарного ряда лейко- и меланократовых слоев верхней части массивов Нюд и Поаз. Согласно его идее [Козлов, 1973, с.251], *"...После выделения темноцветных минералов (оливина и ромбического пироксена) в оливинитовый и пироксенитовый периоды и по мере продвижения магмы с запада на восток (от горы Сопча к горе Нюд) темноцветные минералы оседали в нижней части плутона. Поэтому в верхнюю часть плутона в районе гор Нюд-Поаз поступали расплавы, обогащенные компонентами плагиоклаза. В силу этого в первых членах комплементарных пород - плагиоклазитах и лейкократовых норитах - первым кристаллизуется плагиоклаз. между слоями лейкократовых кумулятов магма вновь обогащалась MgO и FeO. При достижении насыщения или, вернее, пересыщения этими компонентами из магмы начал кристаллизоваться пироксен, а кристаллизация плагиоклаза временно прекратилась и возобновилась только на конечных этапах..."*

Действительно, если в генетических построениях принимать в качестве приоритетного критерия идиоморфизм минералов в анхимономинеральных слоях, сложенных плагиоклазом или

ортопироксеном, то такое заключение представляется вполне логичным. По всей видимости, именно этой логике следовали и Е.К.Козлов [1973], и Е.В.Шарков [1980]. Однако теперь становится очевидным, что этот вывод противоречит физико-химическим закономерностям равновесной кристаллизации, согласно которым минерал, не участвующий в перитектических реакциях, после начала своего выделения из расплава не может прекратить кристаллизацию вплоть до достижения расплавом состава конечной котектики. При этом ни накопление, ни удаление выделившихся фаз из области кристаллизации (фракционирование) не нарушают равновесия.

6.3.5.1. Петрохимический анализ

В 1975 г. В.С.Докучаева на базе генеральной выборки из 450 полных химических анализов пород выделила в составе мончегорской породной ассоциации 19 петрохимических типов пород (11 в массивах НКТ и Сопча, 8 - в массивах Нюд и Поаз) и для каждой частной совокупности рассчитала среднеарифметический состав и характеристические параметры по классификации А.Н.Заврицкого [Докучаева, 1975]. Для графического отображения петрохимических особенностей породных серий В.С.Докучаева использовала диаграммы Заварицкого и Осборна. В дополнение к этим данным для повышения информативности петрохимических материалов автором был выполнен пересчет всех анализов по системе CIPW и предложена новая классификационная схема для породных серий плутона (табл.6.16-6.17, рис.6.48-6.52).

На классификационной диаграмме рядов и групп (рис.6.48) все породы плутона попадают в ряд нормальной щелочности с $K_{щел}^{Al}$ 0.12-0.60. Большинство точек пород НКТ и Сопчи располагаются в поле оливиннормативной группы, исключение составляют только придонные мезократовые нориты (точка 10) и габбро-нориты (точка 11), содержащие 0.12 и 3.4% нормативного кварца и попадающие, соответственно, в кварцнормативную группу. В массивах Нюд и Поаз породы поровну распределились между двумя группами, при этом пересыщение кварцем в породах кварцнормативной группы весьма незначительное - от 0.07 до 0.12 мас.%. Таким образом, расслоенный комплекс Мончегорского плутона должен быть отнесен к типу двугрупповых (*Ол*- и *Кв*-нормативных) породных серий нормальной щелочности.

По соотношению нормативного номера плагиоклаза *an* с его содержанием (рис.6.49) намечается разделение серии на две подсерии: в породах НКТ и Сопчи значения *an* значимо ниже по сравнению с породами массивов Нюд и Поаз (кроме точки 15), что хорошо согласуется с генетической моделью плутона.

Таблица 6.16

Нормативный состав и петрохимические коэффициенты пород расслоенной части Мончегорского плутона.

Компоненты	Массив																		
	Ниттис-Кумужья-Травяная-Сопча											Нюд-Поаз							
	Проба																		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
ap(Ап)	0.09	0.07	0.07	0.05	0.07	0.05	0.09	0.09	0.17	0.14	0.14	0.05	0.07	0.09	0.09	0.09	0.12	0.12	0.07
pr(Пир)	0.06	0.15	0.24	0.07	0.21	0.21	0.79	0.09	0.58	0.26	0.54	0.21	0.21	0.80	0.09	0.07	0.28	0.04	0.06
cm(Хром)	0.72	0.72	0.88	0.90	0.77	0.56	0.57	0.69	0.51	0.40	0.15	0.41	0.44	0.65	0.60	0.54	0.43	0.27	0.18
cc(Кал)	0.00	0.64	0.53	0.62	0.60	0.00	0.99	0.66	0.00	0.71	0.00	0.00	0.00	1.70	0.78	0.73	0.71	0.00	0.60
il(Илм)	0.40	0.49	0.47	0.47	0.70	0.49	0.63	0.63	0.72	0.72	1.01	0.25	0.47	0.66	0.78	0.51	0.74	0.40	0.38
mt(Мт)	1.67	2.22	2.04	1.71	2.99	2.93	3.31	1.83	1.73	2.42	2.61	4.41	3.41	2.90	2.16	2.13	2.55	1.51	1.39
or(Ор)	0.65	0.53	0.53	0.53	0.89	1.00	1.65	1.48	1.18	1.77	2.84	0.77	1.06	1.54	1.65	1.24	1.48	1.18	1.24
pl(Пл)	4.98	6.80	7.69	8.33	12.50	13.10	17.42	13.69	24.28	31.61	46.60	10.69	13.16	18.74	13.96	22.89	32.58	45.45	55.13
di(Ди)	1.69	1.56	2.19	2.37	2.59	8.51	4.34	5.78	9.11	11.58	16.56	5.88	8.09	2.59	9.41	4.69	10.28	6.16	4.64
ol(Ол)	87.55	67.06	31.22	6.40	53.52	8.57	27.93	4.68	2.22	-	-	66.87	12.99	26.59	3.16	-	-	-	-
hy(Опр)	0.75	18.25	53.54	78.10	23.65	52.62	40.38	69.00	57.16	49.00	24.61	34.90	60.48	42.41	65.17	65.96	49.63	43.17	34.00
q(Кв)	-	-	-	-	-	-	-	-		0.12	3.39	-	-	-	-	0.12	0.07	0.09	0.65
f	11.98	11.89	11.87	11.74	12.29	13.19	13.15	13.43	16.65	19.73	26.21	12.37	13.02	14.02	14.04	13.94	16.70	13.82	15.72
F_{am}	13.83	14.30	14.62	14.36	16.05	17.36	18.37	16.42	20.55	25.10	35.30	17.80	17.79	18.78	17.80	17.82	22.56	17.77	20.26
F^{p}	8.52	12.00	12.38	11.78	16.03	17.53	18.72	12.40	11.31	15.21	18.66	23.40	19.79	16.32	14.19	15.16	17.61	15.90	16.34
K_{hy}	30.73	92.10	96.07	97.06	90.11	86.07	90.30	92.27	86.25	80.88	59.78	85.57	88.21	94.24	87.38	93.36	82.84	87.51	88.00
K_{pl}	88.45	92.75	93.53	94.01	93.38	92.88	91.33	90.26	95.36	94.69	94.26	93.29	92.52	92.42	89.40	94.83	95.66	97.47	97.80
an	56.08	57.53	61.20	66.26	66.91	63.79	68.14	60.91	67.00	65.22	62.50	76.80	67.88	71.27	54.91	67.91	66.77	75.09	74.34
n	77.75	84.78	85.16	84.38	82.64	82.83	77.37	78.76	87.36	86.36	86.30	76.59	80.21	78.09	79.62	85.72	88.20	90.67	92.05
$K^{Al}_{щел}$	0.43	0.33	0.36	0.35	0.28	0.56	0.31	0.46	0.41	0.41	0.41	0.47	0.53	0.19	0.60	0.27	0.37	0.18	0.12

ПРИМЕЧАНИЕ. Пересчет химичекских анализов из [Докучаева, 1975]; породы: 1 - оливинит; 2 - гарцбургит; 3 - оливиновый ортопироксенит; 4 - ортопироксенит; 5 - плагиоклазовый гарцбургит; 6 - плагиоклаз-оливиновый ортопироксенит; 7 - оливиновый норит; 8 - плагиоклазовый ортопироксенит; 9 - меланорит; 10 - мезократовый норит; 11 - мезократовый габбро-норит; 12 - плагиоклазовый гарцбургит; 13 - плагиоклаз-оливиновый ортопироксенит; 14 - оливиновый норит; 15 - плагиоклазовый ортопироксенит; 16 - меланорит; 17 - мезократовый норит; 18,19 - норит.

Таблица 6.17

Химический и нормативный состав и петрохимические коэффициенты предполагаемых исходных расплавов Мончегорского плутона

Окислы	Исх. К	Исх. Ш	Компоненты	Исх. К	Исх. Ш
SiO_2	51.20	52.31	*cm (Хром)*	0.56	н/о
TiO_2	0.33	0.45	*il (Илм)*	0.63	0.85
Al_2O_3	7.87	13.30	*mt (Мт)*	1.96	0.73
Fe_2O_3	1.35	0.50	*or (Ор)*	1.30	1.95
FeO	8.19	9.80	*pl (Пл)*	24.25	43.78
MnO	0.16	0.18	*di (Ди)*	6.79	2.28
MgO	22.84	13.42	*ol (Ол)*	9.75	2.30
CaO	5.14	5.76	*hy (Опр)*	53.32	46.31
Na_2O	0.86	2.13	*f*	15.13	28.11
K_2O	0.22	0.33	F_{am}	18.75	29.98
Cr_2O_3	0.38	н/о	F^o	12.93	4.39
H_2O^-	н/о	н/о	K_{hy}	88.71	95.31
H_2O^+	0.34	н/о	K_{pl}	94.91	95.73
П.п.п.	1.00	1.38	*an*	68.73	57.40
Сумма	99.88	99.56	*n*	85.59	90.75
			$K_{щел}^{Al}$	0.33	0.09

ПРИМЕЧАНИЕ. Исх.К - по [Козлов, 1973]; исх.Ш - по [Шарков, 1994].

В совокупности анализов пород НКТ и Сопчи представлены две фациально различные группы: а) породы краевой группы, образованные в специфических термодинамических условиях с участием процессов термодиффузии легкоплавких компонентов к холодным стенкам камеры (эффект Соре) и ассимиляции вмещающих пород; б) породы базальной ультрамафитовой зоны расслоенной части плутона, образованные в результате объемной кристаллизации оливина и ортопироксена с оседанием их кристаллов на дно камеры и смешением с интеркумуляционной жидкостью определенного состава. Согласно теоретической модели, в обоих вариантах значение *an* должно быть близко к величине $an_{расп}^{норм}$ в исходном расплаве, что и наблюдается в субмеридиональной ветви плутона (рис.6.49, табл.6.16-6.17).

В породах широтной ветви Нюд-Поаз появляется кумулятивный плагиоклаз, в котором величина *an* должна быть больше, чем в равновесном расплаве. В плагиопироксенитах пробы 15 пониженное значение *an* обусловлено наличием среди кумулатов ортопироксена интеркумулятивного плагиоклаза. Выдержанность значения параметра *an* от плагиоклазовых гарцбургитов (плагиоклаз-оливин-ортопироксеновые кумулаты, проба 12) до мезо- и

оливин-ортопироксеновые кумулаты, проба 12) до мезо- и лейкократовых норитов (ортопироксен-плагиоклазовые кумулаты, проба 19) свидетельствует о незначительных масштабах удаления кристаллов из зоны кристаллизации, в результате чего слабо проявлена и скрытая расслоенность, и дифференциация пород по составу плагиоклаза.

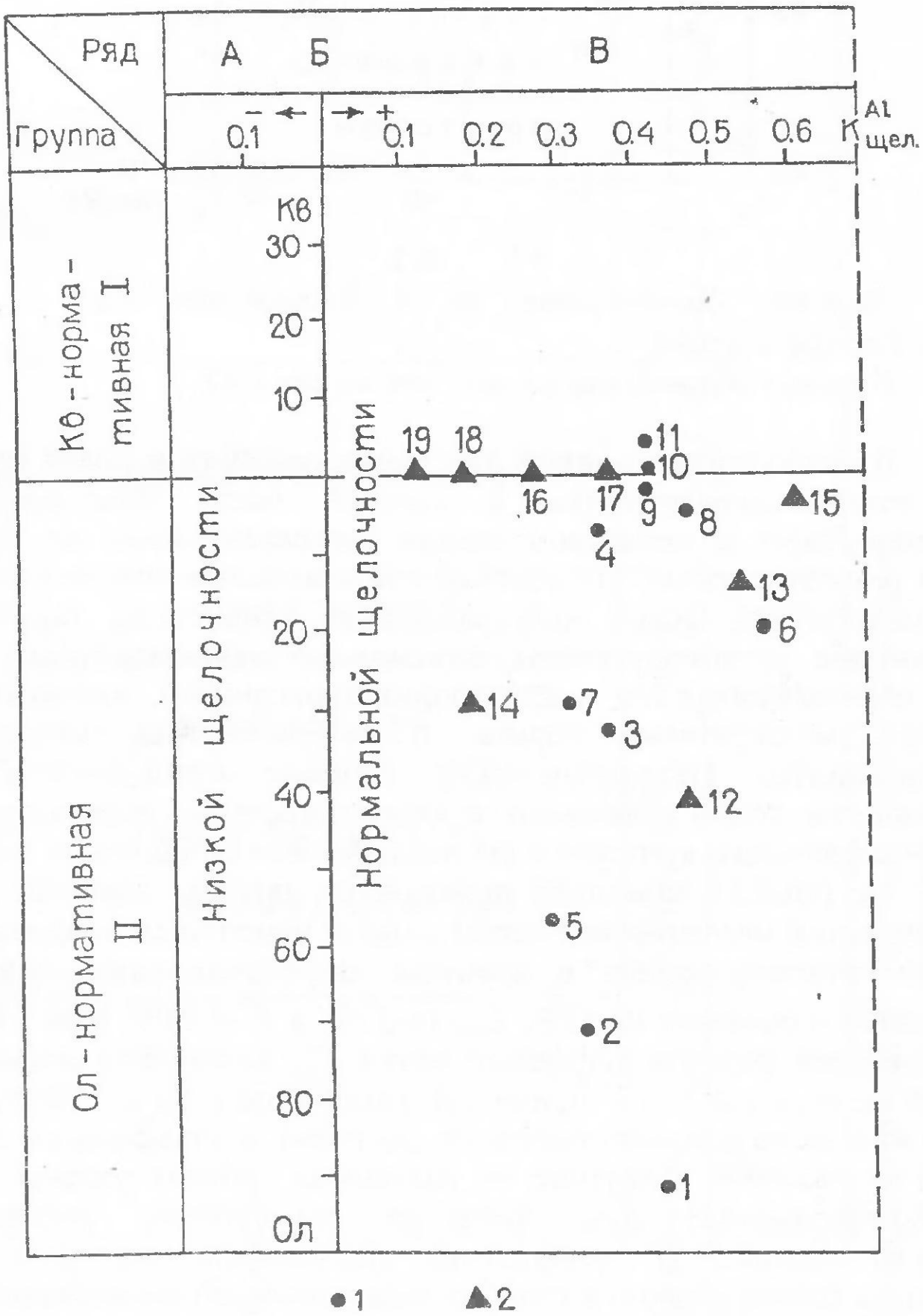


Рис.6.48. Положение фигуративных точек пород расслоенной части Мончегорского плутона на петрохимической классификационной диаграмме групп и рядов

Породные серии : 1 - НКТ-Сопча; 2 - Нюд-Поаз. Цифры у точек соответствуют номерам проб в табл.6.16

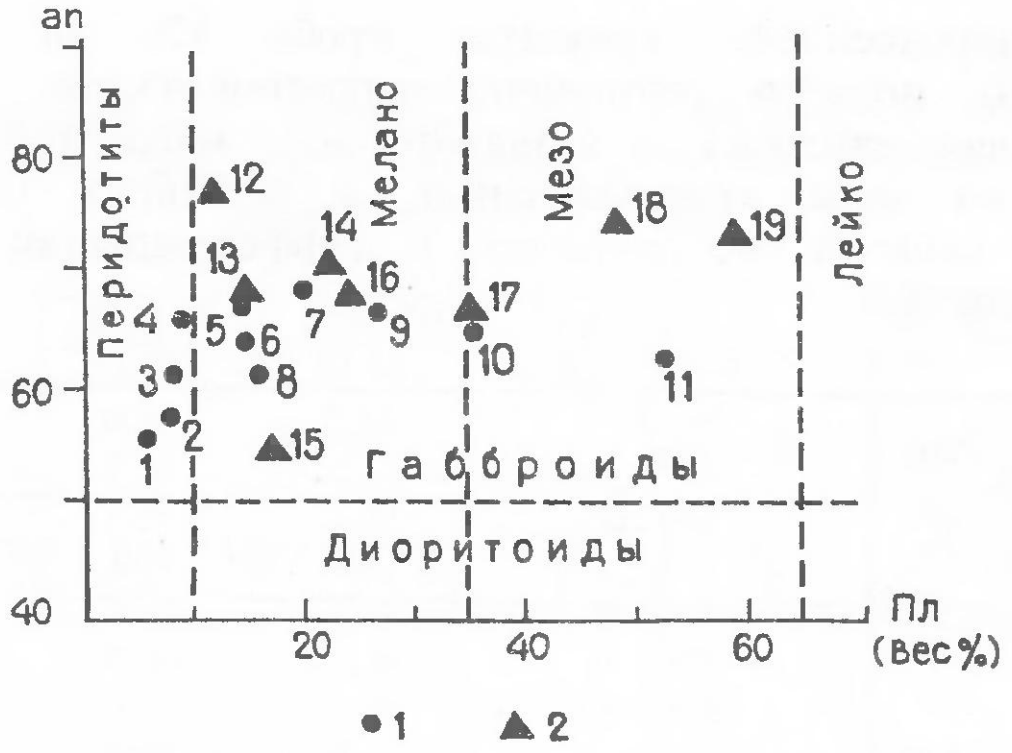


Рис.6.49. Соотношение an и содержания Пл в породах Мончегорского плутона

Условные обозначения те же, что на рис 6.48

На классификационной диаграмме семейств и родов (рис.6.50) все точки сосредоточены в верхней части диаграммы, что свидетельствует о норитовом тренде дифференциации во вскрытой части разреза плутона. По соотношению миналов можно выделить 8 петрохимических родов кристаллизатов: оливиниты, гарцбургиты, оливиновые ортопироксениты, оливиновые меланократовые нориты (или плагиогарцбургиты и плагиоортопироксениты), меланократовые нориты, мезократовые нориты и габбро-нориты, мезократовые габбро-нориты. Петрохимические родовые совокупности пород практически точно совпадают с совокупностями, выделенными по петрографическим критериям (за исключением оливиновых норитов).

На рис.6.51 отчетливо проявляется одна из наиболее важных особенностей мончегорской серии - малая изменчивость железистости и окисленности железа в процессе дифференциации: значение f находится в пределах 12-17%, F_{am}-14-23%, а F^{o}-8-24%. При отчетливо проявленной фазовой дифференциации F_{am} алюмосиликатных пород растет незначительно, и причиной этому может быть существенный уход железа из алюмосиликатного расплава в сульфидный ликвант. Судя по наличию в плутоне на различных уровнях разреза окисно-железо-сульфидных руд, ликвация гомогенного расплава на алюмосиликатный и сульфидный происходила несколько раз и изменяла состав первого в сторону увеличения его магнезиальности.

На рис.6.52 фигуративные точки всех пород довольно компактно располагаются в поле *Mg-Na* уклона (известково-щелочное поле), что корреспондируется со слабой выраженностью скрытой расслоенности как по *an*, так и по F_{am}.

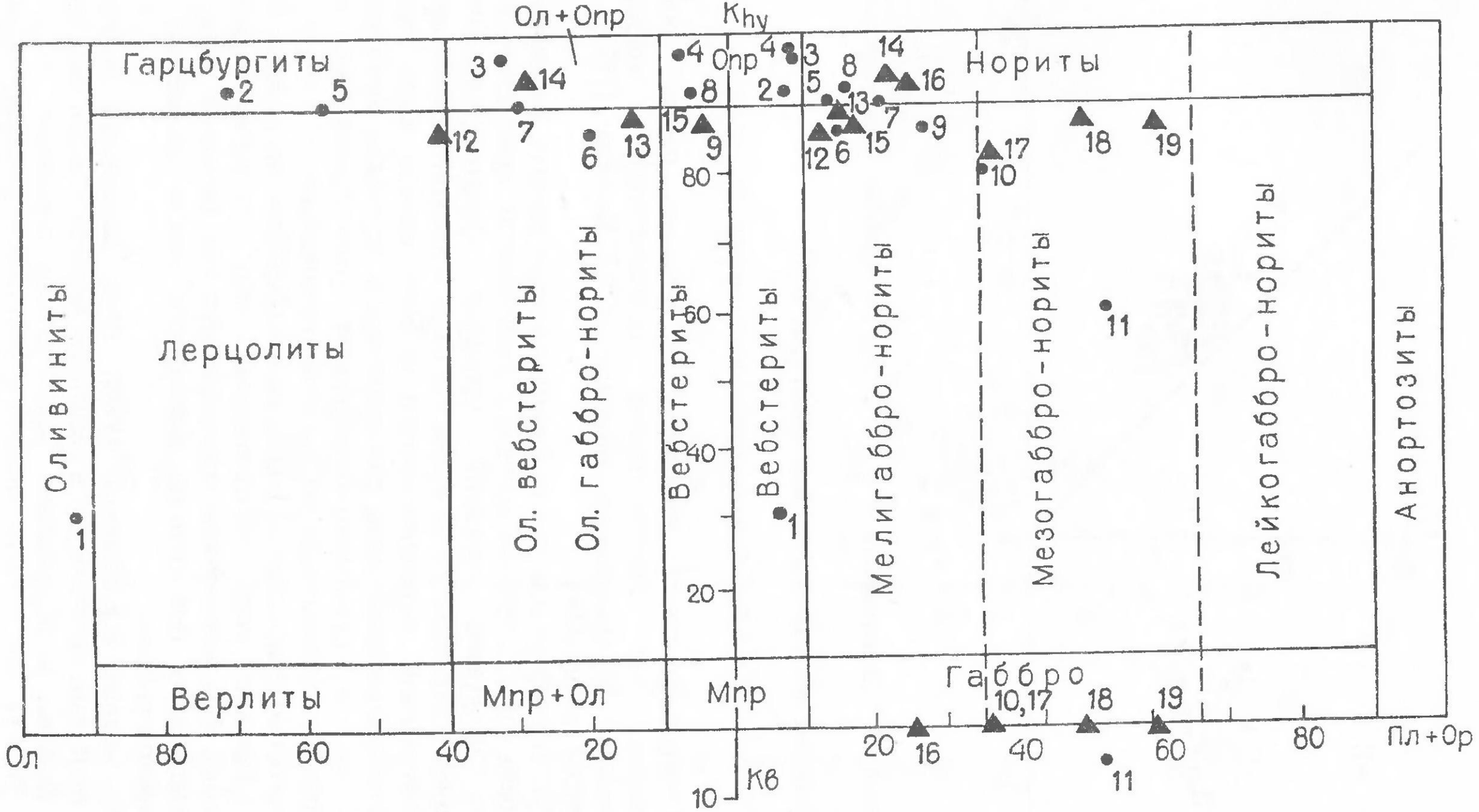


Рис.6.50. Положение фигуративных точек пород расслоенной части Мончегорского плутона на петрохимической классификационной диаграмме семейств и родов

Условные обозначения те же, что на рис 6.48

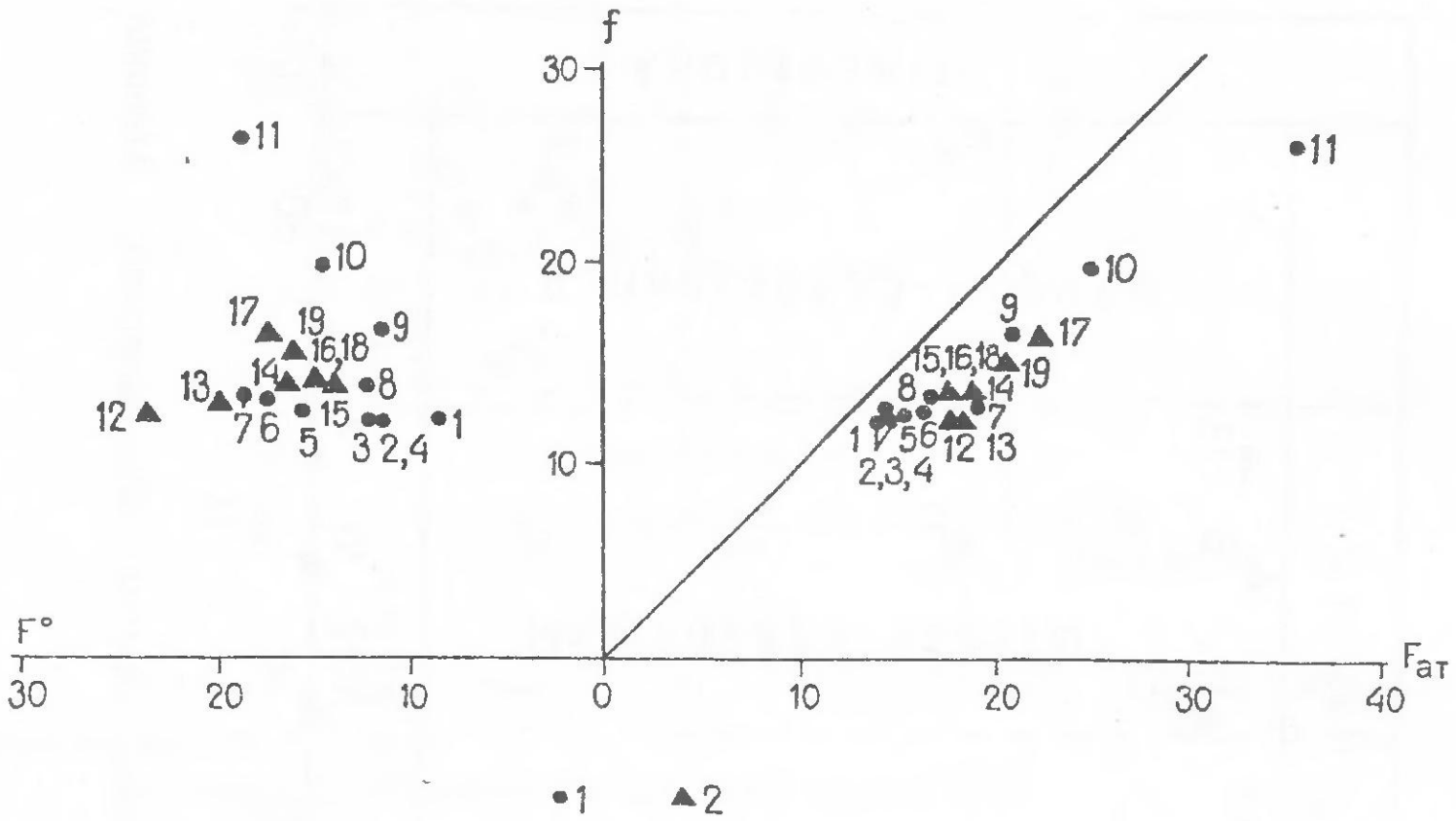


Рис.6.51. Соотношение f с F^o и F_{am} в породах Мончегорского плутона

Условные обозначения те же, что на рис.6.48

6.3.5.2. Физико-химический анализ

В опубликованной литературе в наиболее полном виде представлены две альтернативные петрологические модели формирования Мончегорского плутона - Е.К.Козлова [1973] и Е.В.Шаркова [1980; 1994].

Суть первой из них уже изложена в начале раздела. Ее главная особенность - представление краевой и расслоенной серий плутона в качестве продуктов единого процесса фракционирования, осложненного диффузионным эффектом Соре в приконтактовой зоне и кинематической дифференциацией в центральной части тела. Е.К.Козлов подчеркивал также сингенетичность не только всех пород плутона, но и сульфидно-вкрапленных руд. Касательно же сульфидно-магнетитовых жил он высказал предположение о связи их с деятельностью абиссального очага, расположенного на глубине 10-12 км. Именно этот гипотетический очаг, согласно модели Е.К.Козлова, был источником и сульфидных руд жильного типа, и пяти интрузивных фаз базитов финального цикла магматизма в Мончегорском районе.

По модели Е.В.Шаркова [1980; 1994] заполнение камеры плутона породами происходило в результате кристаллизации расплава от дна камеры, а образование "критического горизонта" Нюд и рудного "пласта 330" Сопчи связано с дополнительной инъекцией магмы, обогащенной рудными компонентами.

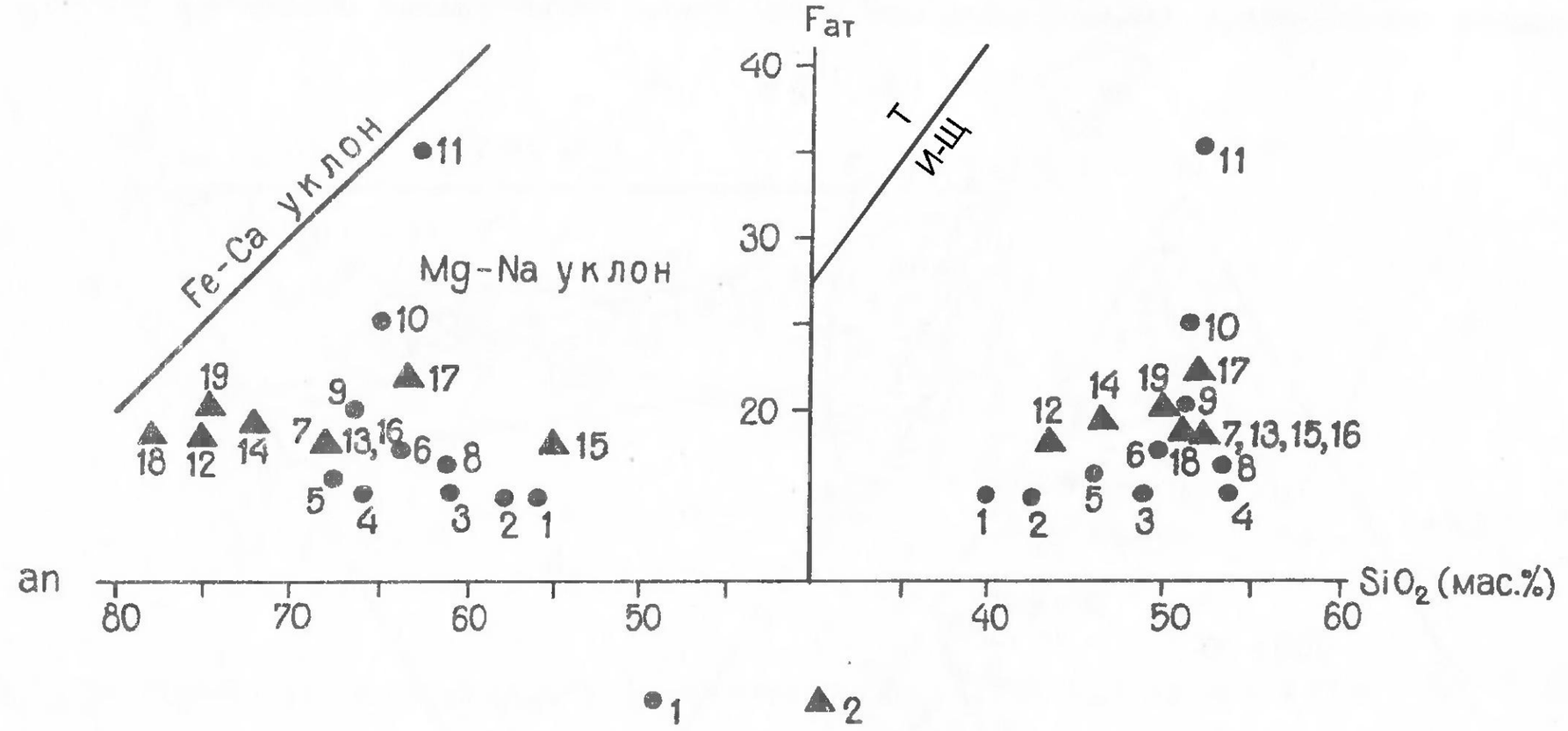


Рис.6.52. Соотношение F_{am} с an и SiO_2 в породах Мончегорского плутона
Условные обозначения те же, что на рис 6.48

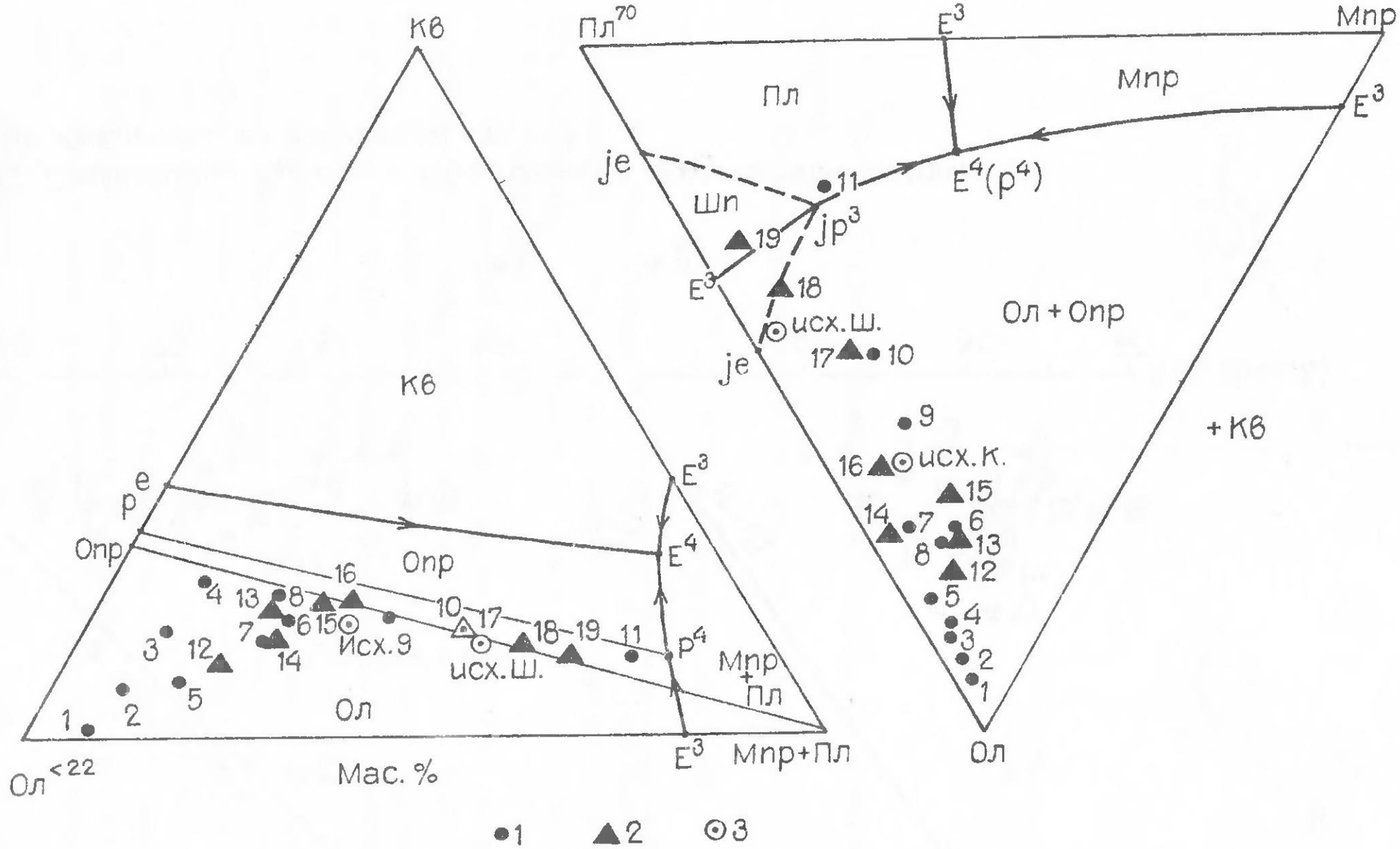


Рис.6.53. Положение фигуративных точек пород расслоенной части Мончегорского плутона и исходных расплавов на проекциях изобарической (P_{H_2O}<1000 бар) изоплеты ($Ол^{<22}$-$Пл^{50-60}$-Мпр-Кв):

1-2 - породные серии : 1 - НКТ-Сопча; 2 - Нюд-Поаз; 3 - исходные расплавы: исх.Ш - по [Шарков,1984в]; исх. К - по [Козлов,1973] (табл.6.17)

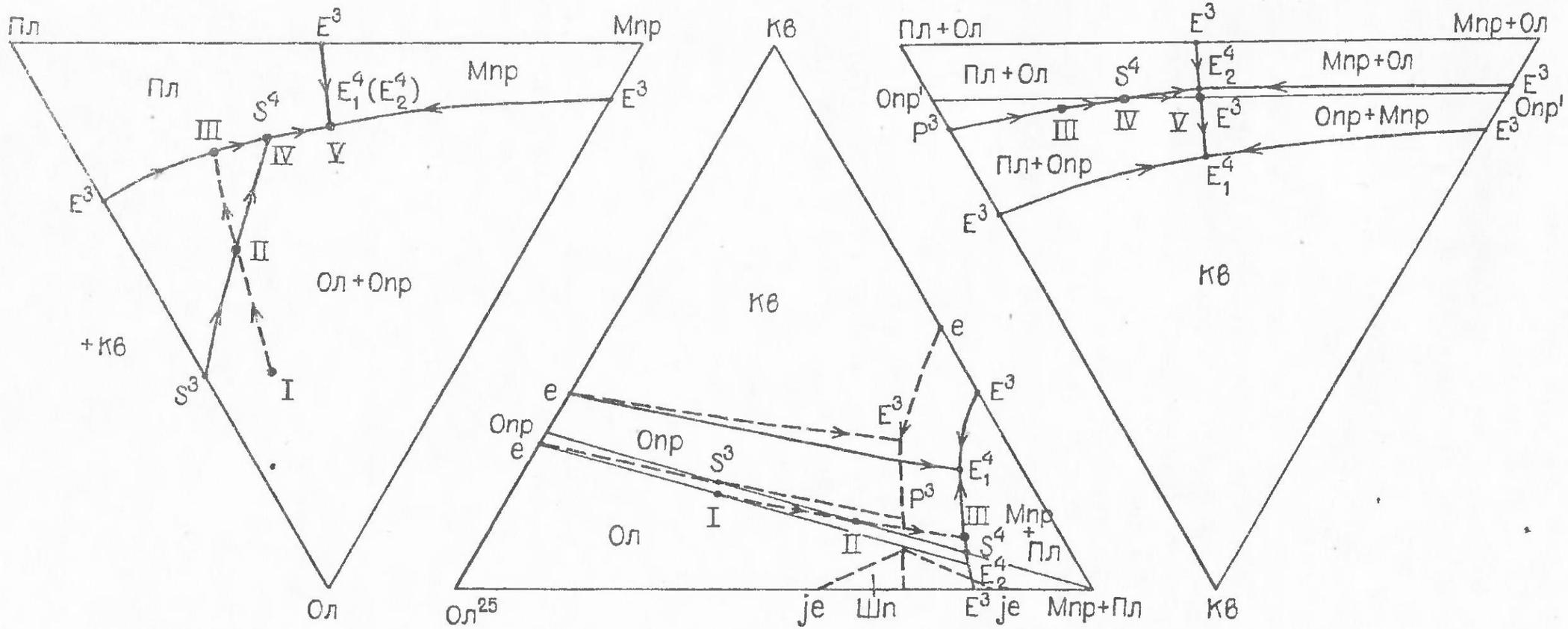


Рис.6.54. Отображение на проекциях изобарической (P_{H_2O}<1000 бар) изоплеты ($Ол^{25}$-$Пл^{50-60}$-Мпр-Кв) хода кристаллизации и эволюции состава расплава в Мончегорском плутоне

Пояснения в разд.6.2.4.3

Несмотря на различие представлений о факторах и механизмах формирования "неоднородностей" в теле плутона, все исследователи единодушны в признании однофазности внедрения главной массы магмы. С учетом этого и с использованием физико-химических моделей, разработанных автором, проанализируем возможные пути дифференциации, приведшие к формированию вскрытой части разреза Мончегорского плутона. В нашем распоряжении имеются два существенно различающихся варианта оценки состава исходного расплава (табл.6.17): исх.К - по [Козлов, 1973, табл.1], эквивалентный среднему составу плутона; исх.Ш - по [Шарков, 1994], соотвествующий среднему составу "зоны закалки" в краевой части Мончегорского плутона. По мнению автора, вариант Козлова должен быть ближе к составу исходной магмы, даже с учетом неопределенности, возникающей из-за невозможности включить в расчет эродированные уровни плутона.

На рис.6.53, представляющем проекционные сечения изоплеты по $Ол^{<20}$ и $Пл^{70}$ системы *Аб-Ан-Фо-Фа-Ди-Гед-Кв-H_2O*, нанесены фигуративные точки пород (по табл.6.16) и предполагаемых исходных расплавов К и Ш (по табл.6.17). Рисунок хорошо отражает фазовую дифференцированность плутона и взаимоположение фигуративных точек составов расплавов и пород. Точка "исх.Ш" отделена от роя точек пород и тяготеет к габбро-норитовой перитектике P^4. Это означает, что расплав "исх.Ш" обогащен базальтоидной компонентой. Из такого исходного состава магмы нельзя получить наблюдаемое в плутоне соотношение ультрамафитов и мафитов 2,5:1. По этому критерию состав "исх.К" лучше соответствует требованиям к "исходной" магме, однако, если учесть составы первых кумулатов оливина и плагиоклаза [Козлов, 1973, табл.2], то придется признать, что и эта оценка далека от оптимальной - в ней занижена величина *f* и завышено значение *an*, что может быть связано с неучетом вклада в "средний состав" плутона его эродированной части.

Проследим тренд кристаллизации "исх.К" и сопоставим его с реальным порядком выделения минералов и трендом изменения состава пород на проекционных сечениях системы *Аб-Ан-Фо-Фа-Ди-Гед-Кв-H_2O* при изобарических условиях (рис.6.54). При $f_{исх}$=20% расплав должен был попасть в объем кристаллизации оливина вблизи котектической части поверхности *(Ол+Опр+Ж)*. Поскольку четко прослеживающегося горизонта оливинитов в плутоне нет и придонные горизонты сменяются в разрезе гарцбургитами, то можно предположить, что первая стадия кристаллизации приходилась на котектическую ассоциацию *(Ол+Опр+Ж)*. Следовательно, теоретический тренд фракционной кристаллизации расплава "исх.К" можно отобразить следующей схемой :

Ж+Ол+Опр±Хр	*Ж+Опр+Ол±Хр*	*Ж+(Ол Опр)+Пл*	*Ж+Опр+Пл*	*Ж+Опр+Пл+Мпр*
I II(S^{3-4})	*II III*	*III IV(S^4)*	*IV V(E^3)*	*E^3*

Этот идеализированный тренд хорошо отражает главные черты строения расслоенной части плутона. Количественные соотношения кристаллизатов коррелируются с длиной пути расплава на диаграмме соответствующей стадии. В процессе кристаллизации должна возрастать величина *f* темноцветных минералов и уменьшаться *an* плагиоклазов. Образование различных сочетаний слоев по этой схеме обязано объемной кристаллизации и кумуляции минералов на нижних горизонтах камеры.

Реальное строение разреза Мончегорского плутона имеет определенные отличия в деталях от идеализированной схемы. Наиболее важным отклонением следует, видимо, считать наличие рудного пласта Сопчи и критического горизонта с сульфидным оруденением в массиве Нюд, в которых в породах появляется рекуррентный оливин. Генезис отмеченных аномальных горизонтов служит предметом многолетних дискуссий.

Е.К.Козлов [1973] на основе результатов изучения взимоотношений пород и руд Сопчи и вариаций состава породообразующих и рудных минералов в разрезе пришел к заключению, что все эти образования сингенетичны, и нет никаких оснований разрывать их во времени. В генетических построениях Е.К.Козлова не были, однако, рассмотрены причины появления в разрезе пород с рекуррентным оливином, отсутствующим в подстилающих рудный пласт ортопироксенитах. Не касался Е.К.Козлов и причин заметного увеличения магнезиальности ортопироксена в рудном пласте Сопчи.

Именно последняя особенность позволила Э.Г.Конникову и Д.А.Орсоеву предложить новую гипотезу о происхождении рудного пласта [Конников, Орсоев, 1991]. По их мнению, формирование ритмически расслоенного горизонта связано с внедрением дополнительной порции недифференцированного высокомагнезиального расплава, при этом резкая смена бронзита (главного минерала кумулуса в подстилающей части разреза) на оливин, который имеет более магнезиальный состав по сравнению с оливином подстилающих бронзититов, рассматривается как свидетельство рекуррентного характера формирования горизонта. В рамках этой модели сформулирована и оригинальная идея образования ритмической расслоенности в пласте за счет "двойного диффузионного эффекта", вызванного разными скоростями термической и химической диффузии компонентов в остаточном и вновь поступившем расплавах. Тонкая ритмическая диффузионная расслоенность развивается на фоне фазовой макрорасслоенности, обусловленной сменой минералов ликвидуса по мере падения температуры в условиях направленной кристаллизации от подошвы к кровле рудного горизонта.

Относительно условий и причин появления критического горизонта Нюда существо модели Е.К.Козлова с достаточной

полнотой раскрывает следующая цитата: *"...Все породы критического горизонта (кроме ксенолитов) являются сингенетическими (геологически одновозрастными) с другими породами массива Нюд. Их большое разнообразие и гипабиссальные (неравновесные) условия кристаллизации связаны с влиянием ксенолитов. Наличие пегматоидных крупнозернистых пород, широкое развитие автогидротермальных процессов свидетельствуют о значительном участии летучих компонентов в процессах кристаллизации пород критического горизонта. Вероятно, все особенности критического горизонта - гипабиссальные условия кристаллизации пород, богатство сульфидами, богатство летучими компонентами - связаны между собой и обязаны ...влиянию ксенолитов. Горизонт прерывистый, что также связано с распределением ксенолитов. Где нет ксенолитов, отсутствует и критический горизонт ..."* [Козлов, 1973, с.66-67].

И.С.Бартенев и В.С.Докучаева [1975], детально исследовавшие геологоструктурные особенности месторождения Нюд-II, а также петрографию и минералогию вмещающих пород, присоединились к мнению Е.К.Козлова. Автор монографии также разделяет изложенные представления, о чем уже говорилось в разделе 6.2.3.2.

Иное мнение о происхождении критического горизонта Нюд высказал Е.В.Шарков [1994, с.36] : *"Как показали специальные исследования, тела микрогабброидов имеют интрузивное соотношение с вмещающими интрузивами, конформную с контактами внутреннюю структуру, содержат ксенолиты ороговикованных кордиеритовых гнейсов из подошвы плутона и представляют собой результат дополнительных внедрений магмы"*. С той же инъекцией дополнительной магмы в остаточную ("старую") Е.В.Шарков связывает и возникновение рудного ("перидотитового") пласта Сопчи. Обогащенность критических горизонтов сульфидами Е.В.Шарков, следуя концепции [Ballhaus et al., 1988], объясняет деятельностью рудоносных флюидов, подчеркивая при этом, что сульфидоносные "рифы" не привязаны строго к расслоенности и могут сечь ее под острым углом или образовывать раздувы и пережимы, дисконформные по отношению к породным слоям.

По всей вероятности, Мончегорский плутон служит вместилищем рудных горизонтов различной генетической природы. В плутоне выделено 5 минералого-морфологических типов руд [Козлов, 1973; Яковлев, Докучаева, 1994], располагающихся на различных уровнях разреза (рис.6.55):

1) прожилково- и гнездово-вкрапленные руды придонной группы, характеризующиеся структурно-текстурной и породной неоднородностью и присутствием ксенолитов вмещающих пород;

2) прожилки существенно халькопиритового состава в гарцбургитах НКТ;

3) жилы магнетит-халькопирит-пентландит-пирротинового состава в зоне тонкого переслаивания гарцбургитов и

ортопироксенитов НКТ и Сопчи; отдельные жилы этого типа связаны взаимопереходами с телами габбро-пегматитов;

4) вкрапленное халькопирит-пентландит-пирротиновое (с хромитом и магнетитом) оруденение в "пласте 330" Сопчи, локализованное в прерывистых слоях и линзах гарцбургитов среди ортопироксенитов;

5) прожилковое и гнездово-вкрапленное пентландит-пирротин-халькопиритовое оруденение критической зоны Нюда.

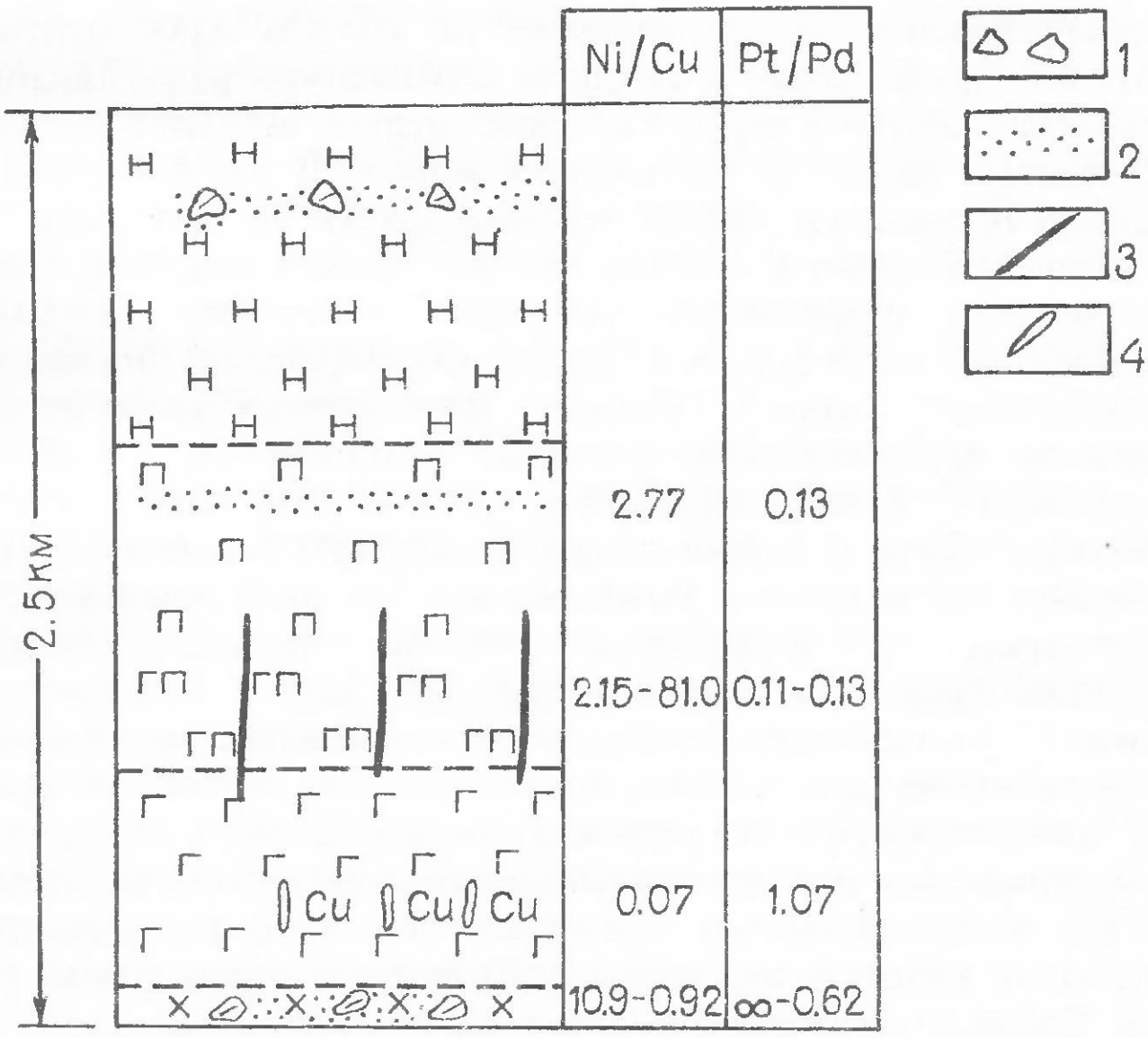


Рис.6.55. Схематический сводный разрез Мончегорского плутона и положение в нем сульфидных руд

Условные обозначения пород те же, что на рис.6.47; дополнительные знаки: 1 - ксенолиты вмещающих пород; 2 - сульфидная вкрапленность; 3 - жильные руды (сульфидные и сульфидно-магнетитовые); 4 - прожилковые "медные" руды. Ni/Cu и Pt/Pd отношения в сульфидах приведены по [Яковлев, Докучаева, 1994]

Во всех рудных зонах фиксируются признаки интенсивного проявления процессов автометасоматоза, что свидетельствует в пользу представлений об активной роли летучих в формировании оруденения. Е.К.Козлов [1973] указал на наличие корреляции между составом вмещающих пород и вкрапленного оруденения, не

рассматривая причин выделения руд на определенных стадиях эволюции сингенетичных рядов. Им же показано, что в придонных вкрапленных рудах НКТ и гнездовых рудах критического горизонта Нюда практически нет магнетита, что отличает их от руд пласта 330 Сопчи, в которых магнетит присутствует постоянно (среднее содержание 4.1 объемн.%). Кроме того, сопчинский пласт обогащен также пентландитом (среднее содержание 62 объемн.%) и халькопиритом. Жильные руды НКТ и Сопчи по ассоциации минералов сходны с рудами пласта 330, особняком стоят лишь халькопиритовые жилы НКТ.

Распределение руд и вариации их состава дают основания полагать, что прожилковые и гнездово-вкрапленные руды придонной зоны массива, как и все породы краевой группы, являются продуктом взаимодействия магмы и вмещающих пород. В их формировании эффективно проявлялся эффект термодиффузии по принципу Соре, обеспечивавший подачу к стенкам камеры тех компонентов, которые способствовали сохранению жидкого состояния магмы в эндоконтактовой части вплоть до начала формирования нижней части ультрамафитовой зоны. Среди компонентов-"разжижителей", несомненно, присутствовали флюиды, обогащенные *Cl, S, H_2O*. Кристаллизация флюидизированной магмы порождала большое разнообразие пород и сопровождалась дифференциацией не только петрогенных, но и рудных компонентов. Об этом свидетельствует приуроченность к финальным стадиям процесса наиболее продвинутых продуктов - халькопиритовых жил в гарцбургитах и гранитных пегматитов. Различие гипсометрического и пространственного (дно, стенки, крыша камеры) положения краевой группы также отражалось на составе рудно-породного комплекса.

В отношении магнетит-халькопирит-пентландит-пирротиновых жил НКТ и Сопчи автору представляется наиболее приемлемой ликвационная гипотеза их генезиса. Судя по распределению жил в массиве Сопча относительно рудного пласта 330, процесс ликвации был синхронен с образованием верхней части ортопироксенитовой (бронзититовой) зоны. В это время отделилось значительное количество насыщенных летучими, сульфидами и окислами железа расплавов, которые могли долгое время оставаться в жидком состоянии. В зоне выделения сульфидов возникали как сегрегированные сплошные прослои сульфидного расплава, так и изолированные капли. После консолидации нижних горизонтов гарцбургитов и ортопироксенитов в них возникали трещины, в которые импрегнировался сульфидный расплав с образованием рудных жил. Естественно, "рудная" магма должна была содержать некоторое количество алюмосиликатных компонентов, кристаллизация которых в этих условиях приводила к образованию пегматоидных пород, связанных с рудными жилами взаимопереходами [Козлов, 1973]. Изолированные сульфидные капли в процессе кристаллизации оставались на месте, за их счет

формировались гнездовые и вкрапленные руды типа пласта 330 Сопчи. Описанный механизм образования жильных руд НКТ и Сопчи и вкрапленных руд пласта 330 хорошо согласуется с отмеченным выше минералогическим сходством этих типов оруденения.

Распределение прожилковых и гнездово-вкрапленных руд в критическом горизонте Нюда свидетельствует о их парагенетической связи с ксенолитами вмещающих пород, около которых возникают структурно-текстурный неоднородности, указывающие на флуктуации флюидного и теплового режима, вызванные расходованием теплового запаса магмы на нагревание ксенолитов. Как и в краевой зоне плутона, около ксенолитов развивались процессы термодиффузии с накоплением в пограничном слое летучих, в том числе серы, что провоцировало развитие ликвационного разделения магмы на сульфидную, алюмосиликатную и флюидную фазы, автономная консолидация которых и приводила к формированию неоднородностей в критическом горизонте [Бартенев, Докучаева, 1975].

По данным [Яковлев, Докучаева, 1994, с.85]: *"Все разновидности комплексных руд Мончегорского плутона по концентрации ЭПГ* (элементов платиновой группы) *в сульфидной фазе и уровню их накопления относительно цветных металлов и серы уступают в 3-10 раз малосульфидному оруденению Федорово-Панского и других расслоенных интрузивов провинции. В то же время они примерно настолько же превосходят по эти признакам медно-никелевые руды региона, ассоциирующие с базит-гипербазитовыми интрузивами других формационных типов (печенгский, аллареченский и др.)"*. Если же сравнивать количество сульфидной массы в названных плутонах, то Мочегорский плутон займет промежуточное положение. Отсюда следует вывод, что базит-ультрабазитовые магмы характеризуются близкими уровнями концентрации ЭПГ, а их содержание в сульфидах определяется концентрацией серы в системе.

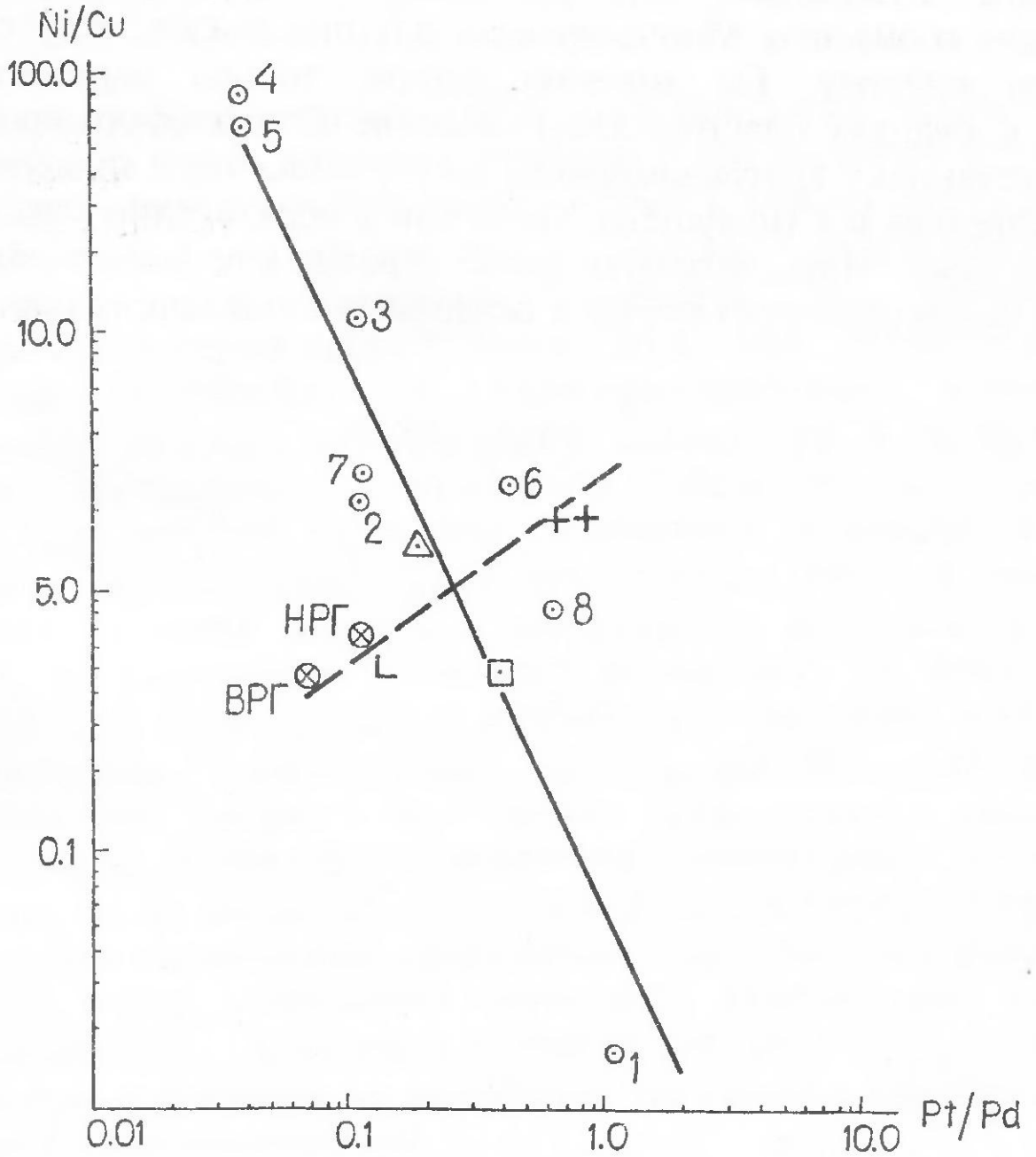
Распределение ЭПГ по минеральным и морфологическим типам руд различных стадий рудогенеза связано с геохимическими особенностями каждого элемента. Так, согласно [Яковлев, Докучаева, 1994], в большей части руд Мончегорского плутона *Pd* преобладает над *Pt*, но в придонных гнездово-вкрапленных рудах НКТ *Pd* практически отсутствует, тогда как в расположенных выше прожилковых медных рудах содержание *Pt* и *Pd* одинаковое, а в жилах сплошных руд верхней зоны *Pd* значительно преобладает над *Pt*. В рудных жилах и в пласте 330 Сопчи *Pd* также преобладает, и отношение *Pt/Pd* в них сопоставимо с жилами НКТ (0.11-0.32), в придонных вкрапленных рудах Нюда это отношение возрастает до 0.62. Отношения *Pt/Pd* и *Ni/Cu* имеют обратную корреляцию (рис.6.56) и могут быть использованы для оценки продвинутости процессов дифференциации в рудно-магматических системах. В частности, совмещенность на диаграмме (рис.6.56) фигуративных

точек руд из жил НКТ (проба 2) и пласта 330 Сопчи (проба 7) в определенной степени подтверждают правомерность изложенной выше авторской схемы формирования руд. Обращает на себя внимание не имеющий пока объяснения факт, что в Мончегорском плутоне проявляется прямая корреляция между *Ni* и *Pd*, *Cu* и *Pt*, тогда как в других массивах Кольской платиновой провинции корреляционные пары представлены *Ni* и *Pt*, *Cu* и *Pd*.

Завершая описание Мончегорского плутона, следует особо отметить, что он имеет много сходных черт со Стиллуотерским и Бушвельдским эталонными комплексами и по всем "диагностическим" параметрам отличается от Скергаардского интрузива. Поэтому дальнейшее сопоставление будет производиться только с первыми двумя "эталонами". Самое главное отличие между ними - это размеры плутонов. Мончегорский плутон значительно меньше своих эталонных аналогов, что сказывается и на других сравнительных признаках. Второе существенное отличие, которое может быть приписано различию в глубине эрозионного среза и неполноте вскрытия разреза породной серии, - это обратное соотношение мощностей ультрамафитовой и мафитовой зон, что влияет, естественно, и на оценку состава исходного расплава: вычисленный по средневзвешенному составу наблюдаемого разреза состав исходного расплава Мончегорского плутона оказался более ультраосновным и магнезиальным. И третье отличие - большее содержание серы в исходном расплаве Мончегорского плутона, отразившееся также в образовании большего числа морфологических типов сульфидных руд, в том числе и в появлении промышленного оруденения.

Сходство всех трех плутонов выражается в одинаковой последовательности появления кумулятивных фаз, в хорошо проявленной фазовой расслоенности, особенно в ультрамафитовой части разреза, и слабо выраженной скрытой расслоенности. Мончегорский плутон отличается также очень слабой дифференциацией по составу плагиоклаза в норитовой зоне. Все три серии имеют сходный тренд дифференциации, определяемый как (оливинит)-гарцбургит-норитовый. Породы расслоенной части Мончегорского плутона характеризуются *Mg-Na* уклоном, тогда как поздние дифференциаты Стиллуотера и Бушвельда обладают *Fe-Ca* уклоном.

Отсутствие платиноносных рифов в Мончегорском плутоне обусловлено, вероятно, большей насыщенностью серой исходного расплава и вызванным этим отсутствием малосульфидных руд. Следствием обилия сульфидов явилось уменьшение относительных концентраций платиноидов в сульфидных ликвантах: в Мончегорском плутоне максимальное обогащение сульфидов ЭПГ не превышает 35 ppm, в то время как в малосульфидных рудах Панского массива оно достигает 409 ppm [Яковлев, Докучаева, 1994].



○а, ⊗б, △б, ⊡г, +д, Lе

Рис.6.56. Корреляционный график Ni/Cu и Pt/Pd отношений в сульфидных рудах из базит-гипербазитовых комплексов Мурманской области (Россия) и Северной Финляндии:

а - мончегорский плутон: 1 - прожилковая "медная" руда НКТ; 2 - жильная руда НКТ; 3 - руда магнетит-сульфидных жил Сопчи; 4 - руда существенно сульфидных жил Сопчи; 5 - руда апофизы сульфидной жилы Сопчи; 6 - руда существенно магнетитовых жил Сопчи; 7 - вкрапленная руда "пласта 330" Сопчи; 8 - придонная вкрапленная руда Нюда; б - панский габбро-норитовый плутон: вкрапленные руды из нижнего (НРГ) и верхнего (ВРГ) расслоенных горизонтов; в - ластъяврский габбро-норитовый плутон - вкрапленные руды из краевой зоны; г - расслоенный габбро-норнитовый плутон Пеникат (Финляндия) - вкрапленные руды зоны АР-1; д - печенгский габбро-верлитовый комплекс - вкрапленные и брекчиевидные руды. е - Аллареченский гипербазитовый комплекс - богатые вкрапленные руды

Исходные данные взяты из работы [Яковлев, Докучаева, 1994, табл.2]

Рифы Бушвельда, тонкорасслоенная зона Стиллуотера и критические горизонты Мончегорского плутона имеют, скорее всего, различную природу. По мнению автора, только перидотитовый горизонт с рудным пластом 330 в массиве Сопча сформирован по тому же механизму внутрикамерного расслоения, что и продуктивные рифы Бушвельда и Стиллуотера, тогда как в образовании рудоносных зон в массиве Нюд ведущую роль играли контактово-обменные процессы взаимодействия магмы с останцами вмещающих пород.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Критический анализ работ, посвященных классификации магматических серий, позволил заключить, что несмотря на солидный возраст проблемы и несомненный интерес к ней со стороны многих исследователей, проблема все еще не получила удовлетворительного разрешения, и к настоящему времени нет универсальной классификации серий горных пород, достаточно полно отвечающей основным требованиям к классификационным схемам, т.е. обладающей четкими однозначными критериями и правилами для деления исследуемой совокупности объектов на таксоны с однотипным набором критериев систематики. Очевидно, что выбор критериев разграничения будет оптимальным лишь в том случае, когда эти критерии увязаны с допустимыми пределами изменения свойств, за которыми, по меткому выражению М. Брауна [1983], "*однородность превращается в разнообразие*". Из этого требования с неизбежностью следует, что при разработке классификации магматических пород и серий невозможно ограничиться формальными процедурами разбиения многомерного признакового пространства на однородные (по отношению к заданным критериям) ячейки. Для определения «допустимых пределов» вариации свойств пород и серий необходимо привлекать генетические материалы. Таким образом, классификационная задача в приложении к петрологии и петрохимии становится не столько «математической», сколько физико-химической.

В данной книге был представлен первый опыт реализации физико-химического подхода к построению классификации одной группы магматических пород - производных оливиннормативных магм нормальной щелочности. В качестве физико-химической основы для выбора классификационных критериев использовались при этом мультикомпонентные диаграммы состояния системы *Аб-Ан-Фо-Фа-Ди-Гед-Мт-Кв-H_2O,* разработанные автором ранее [Дубровский, 1989; 1993] и дополненные в процессе выполнения данного исследования. В частности, в развитие предыдущих моделей были построены геометрическим методом изобарические изоплеты *Ол-Пл-Мпр-Кв*, *Ол-Пл-Мт-Кв* и *Ол-Пл-Мпр-Мт-Кв* полной 9-компонентной системы.

Анализ фазовых превращений в диаграммах частных систем и изоплетах общей системы выявил следующие особенности этих диаграмм, имеющие принципиальное значение для петрогенетического анализа базитовых серий и выбора параметров для их классификации:

1. Типы фазовых превращений в частной системе *Фо-Фа-Кв(SiO_2)* с участием *Ол* и *Опр* определяются значением нормативной (или минальной) железистости расплава $f_{расп}^{норм}$: на интервале 0-20%

Опр образуется за счет реакции *Ол* с расплавом; на интервале 20-80% *Ол* и *Опр* выделяются из расплава эвтектически; на интервале 80-100% *Опр* вообще отсутствует на ликвидусе, а *Ол* эвтектически кристаллизуется из расплава совместно с тридимитом; эти особенности данной системы транслируются в объем более сложных систем по-разному.

2. Отмеченные в п.1 особенности кристаллизации ранних фаз в частной системе по-разному транслируются в объем более сложных систем, образуемых путем добавления различных компонентов-миналов к базовой частной системе:

а) добавление к системе *Фо-Фа-Кв(SiO_2) Мт* и *Мпр (Ди+Гед)*, как по отдельности, так и вместе, не изменяет положение поверхности кристаллизации *(Ол+Опр)* относительно "пироксеновой" плоскости, и фазовые превращения с участием *Ол* и *Опр* остаются такими же, как и в базовой системе;

в) добавление *Ан* и *Аб* приводит к тому, что на всем интервале значений $f_{расп}^{норм}$ *Ол* и *Опр* в присутствии *Пл* находятся в перитектических взаимоотношениях;

г) при добавлении в базовую систему *Мт* и *Пл* "нонвариантная" точка *(Ол+Опр+Мт+Пл+Ж)* на всем интервале железистости существования данной фазовой ассоциации остается перитектической;

д) при добавлении *Мпр* и *Пл* в базовую систему положение точки *(Ол+Опр+Мпр+Пл+Ж)* и типы фазовых превращений в ней зависят от *f* и от *an* : на интервале *f* - 0-20% при основном плагиоклазе она перитектическая, на интервале *f* - 20-60% при среднем номере *Пл* - эвтектическая, а на интервале 60-80% с кислым плагиоклазом снова становится перитектической;

е) в полной системе *Аб-Ан-Фо-Фа-Ди-Гед-Мт-Кв-H_2O* характер фазовых превращений в нонвариантной точке *(Ол+Опр+Мпр+Пл+Мт+Ж)* в изоплетах по $f_{расп}^{норм}$ и $an_{расп}^{норм}$ аналогичен описанному выше, в связи с чем отношение *Мт/Мпр* в исходном расплаве приобретает важное значение как один из ключевых факторов, определяющих структуру тренда дифференциации.

На основе разработанной автором диаграммы состояния системы *Ан-Фо-Ди-Кв* показана возможность выплавления из верхней мантии различных составов «родоначальных» или «исходных» базитовых и ультрабазитовых магм, в ходе фракционной кристаллизации которых возможно образование всех наблюдаемых в природе мафит-ультрамафитовых магматических серий. Выявленная сложная зависимость фазовых переходов от валового состава магмы ограничивает область применимости концепции Осборна о

регуляторной роли P_{O_2} в ходе кристаллизации базальтовых расплавов частными случаями «единой» исходной магмы.

Для доказательства многообразия типов исходных магм и возникающих из них серий пород на основе диаграмм состояния модельной системы *Аб-Ан-Фо-Фа-Ди-Гед-Мт-Кв-H_2O* смоделированы 120 теоретически возможных трендов фракционной кристаллизации бескалиевых исходных расплавов, варьирующих по составу от базальтовых до пикритовых с широким диапазоном петрохимических характеристик.

Показано, что тренды дифференциации определяются, прежде всего, исходными валовыми составами расплавов, которыми задаются как начальная позиция тренда в объеме диаграммы состояния, так и значения главных «регуляторных» петрохимических характеристик - $f_{расп}^{норм}$, $an_{расп}^{норм}$, *Пл/(Мпр+Мт)*. Внешние же факторы, важнейшими их которых можно считать скорость потери тепла, степень окисления железа, масштабы гравитационного или кинематического фракционирования фаз, интенсивность диффузионного массообмена между интрузивными камерами и вмещающими породами, лишь усложняют естественный ход дифференциации.

Дана новая трактовка механизма воздействия P_{O_2} на тренды дифференциации базальтоидных магм. В отличие от ставших почти каноническими представлений Осборна и его последователей, связывающих с влиянием P_{O_2} прямое изменение топологии диаграммы состояния, обосновано опосредованное воздействие P_{O_2} на процесс кристаллизации через изменение $f_{расп}^{норм}$.

Определены краевые условия для реализации феннеровского и боуэновского типов трендов дифференциации базальтоидных магм. Показано, что накопление железа при фракционной кристаллизации, являющееся диагностической особенностью феннеровского тренда, может происходить только при достаточно высоком значении $f_{расп}^{норм}$ исходного расплава и определенном порядке выделения породообразующих минералов:

$$Ол \rightarrow (Ол+Пл) \rightarrow (Ол+Пл+Мпр) \rightarrow (Ол+Пл+Мпр+Опр)$$

По боуэновскому тренду дифференцируют расплавы с низким исходным значением $f_{расп}^{норм}$ при следующем порядке кристаллизации:

$$Ол \rightarrow (Опр \pm Ол) \rightarrow (Опр+Пл) \rightarrow (Опр+Пл+Мпр) \rightarrow (Опр+Пл+Мпр+Кв)$$

Все остальные варианты трендов, которые в природе встречаются чаще, будут отличаться как от феннеровского, так и от боуэновского.

Из бонинит-марианитовых магм, возникающих в виде промежуточных продуктов при определенных условиях фракционной кристаллизации мантийных высокомагнезиальных пикритовых расплавов, в результате дифференциации на малых глубинах могут

формироваться 6 типов трендов и соответствующих им серий безоливиновых пород:

Опр→(Опр+Пл)→(Опр+Пл+Мпр)→(Опр+Пл+Мпр+Кв)
Опр→(Опр+Мпр)→(Опр+Мпр+Пл)→(Опр+Мпр+Пл+Кв)
Опр→(Опр+Кв)→(Опр+Кв+Пл)→(Опр+Кв+Пл+Мпр)
Опр→(Опр+Кв)→(Опр+Кв+Мпр)→(Опр+Кв+Мпр+Пл
Опр→(Опр+Пл)→(Опр+Пл+Кв)→(Опр+Кв+Пл+Мпр
Опр→(Опр+Мпр)→(Опр+Мпр+Кв)→(Опр+Мпр+Кв+Пл)

Из 120 рассмотренных трендов выделено шесть, соответствующих наиболее распространенным петрохимическими и петрографическими сериям плутонических ультраосновных-основных пород, и на их примере рассмотрены принципы составления универсальной номенклатуры магматических серий. В качестве пробного варианта предложена следующая номенклатура главных серий мафитов-ультрамафитов:

а) гарцбургит-норитовая
оливинит (дунит)-гарцбургит-оливиновый норит-оливиновый габбро-норит);
б) гарцбургит-вебстеритовая (клинопироксенитовая)
оливинит (дунит)-гарцбургит-вебстерит (клинопироксенит)-оливиновый габбро-норит;
в) троктолит-норитовая
оливинит (дунит)-троктолит-оливиновый норит-оливиновый габбро-норит;
г) троктолит-габбровая
оливинит (дунит)-троктолит-оливиновое габбро-оливиновый габбро-норит;
д) верлит (клинопироксенит) - габбровая
оливинит (дунит)-верлит (клинопироксенит)-оливиновое габбро-оливиновый габбро-норит;
е) верлит (клинопироксенит)-вебстеритовая
оливинит (дунит)-верлит (клинопироксенит)-вебстерит-оливиновый габбро-норит.

Опираясь на накопленный опыт разработки петрохимических классификаций горных пород, автор предпринял попытку унификации критериев и основных принципов систематики магматических серий горных пород с применением базовых принципов минальной классификации химического состава алюмосиликатных пород [Дубровский, 1987б, 1993]. Предложен единый алгоритм диагностических процедур для однообразного разбиения породных ассоциаций от иерархического уровня классов

серий (плутонических и вулканических) до таксонов низшего ранга - групп, отрядов, рядов, семейств, родов и видов.

Как и при классификации пород, в сериальной систематике таксоны на уровне групп и рядов предлагается выделять по степени насыщенности Al_2O_3 и SiO_2. Деление пород на группы осуществляется по наличию индикаторных миналов *Кв, Ол, Нф, Лц, Клф, Са-Чер, Лар, Монт, Пер и Вю.* Среди петрографических групповых ассоциаций следует различать полевошпатовые, полевошпат-фельдшпатоидные и фельдшпатоидные. Полевошпатовые серии могут быть только одно- и двугрупповыми (оливиннормативные, кварцнормативные и оливин- и кварцнормативные), тогда как две другие совокупности могут включать до пяти групп. Разделение ассоциаций на *Ca* и *Fe-Mg* может однозначно выполнено по индексу $Ca'/(Mg+Fe^{2+'})$, имеющему в *Ca* отряде значение >1. Для разбиения породных совокупностей на ряды по щелочности предлагается применять $K_{щел}^{Al}$. Дальнейшая разбраковка выборок внутри таксонов, выделенных по отрядным, и рядно-групповым критериям, осуществляется по уклонным параметрам F_{am}, *an* и *n*.

Проанализированы причины часто возникающих затруднений при диагностике сериального типа магматических ассоциаций, образованных в ходе дифференциации основных и ультраосновных оливиннормативных магм, по критериям Осборна-Мияширо для выделения толеитовых и известково-щелочных серий. На модельных примерах и на конкретных петрографических сериях показано, что выделение только двух типов серий неоправданно сужает реальное многообразие трендов и служит в большей мере данью традициям, чем средством адекватного свертывания информации. В систематике, построенной по группово-рядному принципу, ранг рассматриваемых общеупотребимых сериальных терминов не соответствует таксону «серия» и должен быть понижен до уровня «уклона». В качестве однозначного критерия для выделения *Fe-Ca* (толеитового) и *Mg-Na* (известково-щелочного) уклонов предлагается использовать соотношение F_{am} и *an* или "сериальный индекс Дубровского" *SID* и бинарные диаграммы типа F_{am} *-(100 - an).*

Анализ трендов эталонных толеитовых и известково-щелочных вулканические серий Каскадных гор, Тингмули и Тонга с применением принципов группово-рядной систематики позволил выявить сложную двухрядную структуру ассоциации Каскадных гор, на которую не обращали ранее внимание при использовании ее в качестве мирового эталона известково-щелочных серий. Подтверждено принципиальное различие эталонных ассоциаций по главным уклонным параметрам (*Fe-Ca*-уклон у «толеитов» Тонга и Тингмули, *Mg-Na* у известково-щелочной ассоциации Каскадных гор) и выявлен ряд специфических особенностей внутри однотипных серий толеитов. С учетом данных по моделированию трендов обращено внимание исследователей на то, что «эталонные» серии

представляют собой редкие примеры крайнего выражения особых условий фракционирования, тогда как большинству вулканических серий присущи комбинированные тренды со сменой уклонов в процессе дифференциации.

Аналогичное сравнительное исследование петрохимических особенностей эталонных плутонических комплексов дало возможность более полно охарактеризовать черты сходства и различия расслоенных плутонов с разной металлогенической специализацией и рудопродуктивностью, а также позволили извлечь из существующих массивов петрохимических данных дополнительную информацию о происхождении исходных магм и условиях становления плутонов.

Породная ассоциация Скергаардского интрузива отнесена к петрохимическим сериям нормальной щелочности с *Fe-Ca*-уклоном, соответствующим в петрографической или формационной систематике троктолит-габбровому типу серий. Уточнена оценка вероятного состава исходной магмы и путем сопоставления реального распределения пород и минералов в вертикальном разрезе плутона с модельными диаграммами состояния выявлен механизм взаимосвязи состава исходного расплава с порядком кристаллизации минералов, обусловившим проявление в породной серии плутона феннеровского тренда, осложненного исчезновением оливина в средней зоне и рекуррентным появлением его в верхах разреза. Получены ориентировочные оценки флюидного и температурного режима в камере плутона (P_{H_2O} ≈ 0,5-1,5 кбар, P_{O_2} на уровне *Мт-Кв-Фа* буфера, температурный интервал кристаллизации 1000-800°С), согласующиеся с представлениями о гипабиссальности плутона, обоснованными Уэйджером и Брауном [1970].

Стиллуотерский комплекс представлен сложной двугрупповой (*Ол-* и *Кв*-нормативной) петрохимической серией низкой и нормальной щелочности, соответствующей гарцбургит-норитовой петрографической формации. Породная серия сформировалась в гипабиссальной камере при P_{H_2O} ≈ 1-1,5 кбар в интервале T 1100-950°С из исходного расплава типа низкожелезистого базальта. Переинтерпретация опубликованных материалов по петрографии и петрохимии плутона с применением авторских физико-химических моделей базальтоидных систем не дала оснований для поддержки гипотезы [Raedeke, McCallum, 1984] о значительной роли «цикличных инъекций» в образовании расслоенности. Представляется более реальной классическая модель однофазного внедрения магмы с последующей кумулятивной отсадкой ранних минералов по [Уэйджер, Браун, 1970]. В развитие этой модели охарактеризован возможный механизм влияния градиента давления и интенсивности конвективного перемешивания на распределение плагиоклаза в разрезе плутона, а также показана возможность увязки проявлений ликвации с флуктуациями в распределении рудных элементов и рекуррентного оливина.

Расслоенный комплекс Бушвельдского плутона классифицирован как двугрупповая петрохимическая серия нормальной щелочности со смешанным уклонным трендом - низы разреза относятся к *Mg-Na*-субсерии, верхняя зона - к *Fe-Ca*-субсерии (ранее по критерию Осборна-Мияширо усредненный тренд комплекса в целом интерпретировался как «толеитовый»). Как и стиллуотерский комплекс, бушвельдская серия соответствует гарцбургит-габбро-норитовой петрографической формации. Получены ориентировочные оценки вариации *P-T*-параметров в камере интрузива ($P_{H_2O} \leq 1{,}5$ кбар, $P_{лит}$ от 0,75 кбар у кровли до 2 кбар у дна, температурный диапазон кристаллизации на собственно магматической стадии - от 1200 до 800°С), что согласуется с геологическими по реконструкции глубины формирования комплекса - 3-8 км [Уэйджер, Браун, 1970]. Сравнительный анализ реальных и модельных рядов кристаллизатов показал, что расслоенная серия Бушвельда не могла кристаллизоваться из исходного расплава бонинитового состава, как предполагали [Irvine, Sharpe, 1982; Hess, 1989]; более вероятной является гипотеза о пикрито-базальтовом составе исходной магмы, отличающейся от «габбрового» варианта Уэйджера и Брауна [1970] более низкими значениями $f_{расп}^{норм}$ и $an_{расп}^{норм}$.

Специальное рассмотрение вопроса о причинах образования в расслоенных плутонах Стиллуотера и Бушвельда "критических" зон и платиноносных "рифов" выявило возможность непротиворечивой увязки их с закономерным изменением состава исходного пикрито-базальтового расплава при фракционной кристаллизации до базальтового, достижением предела растворимости в последнем серы и локальными проявлениями ликвации гомогенного расплава на алюмосиликатный и сульфидно-железоокисный на средних и верхних уровнях разреза. Из этой петрогенетической модели следует, что появление аномальных рудоносных горизонтов в расслоенных интрузивах гарцбургит-габбро-норитовой формации при наличии серы в исходной магме неизбежно и строго детерминировано. Альтернативный механизм образования критических зон по «модели дополнительных инъекцией исходной магмы» (или какой-либо другой) имеет более жесткие ограничения по совокупному проявлению нескольких факторов (время инъекции относительно стадии кристаллизации, состав расплавов на данной стадии, объем инъецирующей магмы и достаточно высокое содержание в ней серы и платиноидов), что существенно снижает вероятность значительной роли данного механизма в формировании платиноносных рифов.

Расслоенная серия Мончегорского плутона определена как двугрупповая петрохимическая серия нормальной щелочности с *Mg-Na*-уклоном, соответствующая гарцбургит-норит-гранитной петрографической серии. Переинтерпретация данных с применением мультикомпонентных диаграмм состояния подтвердила

правомерность генетических модели Е.К.Козлова [1973], согласно которой интрузив сформировался в гипабиссальных условиях (P_{H_2O}≤1,5 кбар, температурный интервал кристаллизации 1100-900°С) в результате одноактной инъекции исходной магмы пикрит-базальтового состава. С помощью ее тренд-анализа показано, что исходная магма мончегорской серии была менее железистой и более насыщенной серой по сравнению с исходными расплавами Стиллуотера и Бушвельда, что отразилось и в металлогенической специализации формационно однотипных комплексов: для Мончегорского комплекса характерно сульфидное *Cu-Ni*-оруденение промышленного масштаба при низких уровнях концентрации платиноидов. Обосновано предположение о проявлении в Мончегорском плутоне двух рудоконцентрирующих механизмов: один из них аналогичен механизму формирования продуктивных рифов Бушвельда (в Мончегорском плутоне по нему образован рудный пласт Сопчи), а второй связан с контактово-обменными процессами взаимодействия магмы с ксенолитами вмещающих пород (критический горизонт Нюда).

Таким образом, практическое опробование «работоспособности» новых физико-химических моделей кристаллизации магм и принципов петрохимической классификации магматических серий на примере эталонных вулканических и плутонических комплексов показало, что предлагаемый «усовершенствованный инструмент» дает возможность повысить эффективность петрогенетического анализа дифференцированных комплексов, унифицировать понятийную базу в области систематики магматических пород и породных серий и повысить степень согласованности петрохимической и петрографической классификации пород.

ЛИТЕРАТУРА

Альмухамедов А.И. К геохимии серы в процессах эволюции в силикатных расплавах // Геохимия, 1974.- N 1.- С.756-62.

Альмухамедов А.И., Медведев А.Я., Перфильева Л.А., Тароев В.К. Экспериментальное исследование растворимости серы в базальтовых расплавах // Эксперимент в минералогии и петрографии. - М.: Наука, 1975. С.52-55.

Аносов В.Я., Озерова М.И., Фиалков Ю.Я. Основы физико-химического анализа. - М.: Наука, 1976. - 504 с.

Бабанский А.Д., Рябчиков И.Д., Богатиков О.А. Эволюция щелочно-земельных магм.- М.: Наука, 1983. - 96 с.

Бартенев И.С., Докучаева В.С. Геолого-структурные особенности и условия образования месторождения Нюд-II // Основные и ультраосновные породы Кольского полуострова и их металлогения. - Апатиты: Кольск. фил. АН СССР, 1975.-С.144-158.

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.: Наука, 1978. - 264 с.

Богатиков О.А., Косарева Л.В., Шарков Е.В. Средние химические составы магматических горных пород. - М.: Недра, 1987. - 152 с.

Борисова В.В., Дубровский М.И. Геологическое строение и петрогенезис троктолитов массива горы Каскамы (Кольский полуостров) // Изв. АН СССР. Сер.геол.1988. - № 8. - С.68-78.

Бородин Л.С. Петрохимия магматических серий. - М.: Наука, 1987. - 261 с.

Бородин Л.С. Петрохимическая классификация и эталонные составы гранитоидов // Геохимия, 1992. - N 1. - С.57-67.

Браун Д.М. Проблема разнообразия изверженных горных пород // Эволюция изверженных пород. - М.: Мир, 1983. - С.13-23.

Вартанова Н.С., Завьялова И.В., Щербакова З.В. Мезозойский интрузивный магматизм Юго-Западного Забайкалья. - Новосибирск, Наука, 1979. - 160 с.

Геологический словарь. Т.П. - М.: Недра, 1978. - 456 с.

Геология дня Филиппинского моря. - М.: Наука, 1980. - 261 с.

Гирнис А.В., Рябчиков И.Д., Богатиков О.А. Генезис коматиитов и коматиитовых базальтов. - М.: Наука, 1987. - 121 с.

Годлевский М.Н. Магматические месторождения // Генезис эндогенных рудных месторождений. - М.: Недра, 1968. - С.7-83.

Горбачев Н.С., Каширцева Г.А. Флюидно-магматическая дифференциация базальтовых магм и магматическое сульфидообразование // Эксперимент в решении актуальных задач геологии. - М.: Наука, 1986. - С.98-119.

Горбунов Г.И., Папунен Х. (отв. ред.). Медно-никелевые месторождения Балтийского щита. - Л.: Наука, 1985. - 329 с.

Грин Т.Х. Экспериментальное исследование генезиса анортозитов при высоких давлениях // Петрология верхней мантии. - М.: Мир, 1968. - С.228-255.

Грин Т.Х., Рингвуд А.Э. Происхождение магматических пород известково-щелочного ряда // Петрология верхней мантии. - М.: Мир, 1968а. - С.118-131.

Грин Т.Х., Рингвуд А.Э. Происхождение базальтовых магм // Петрология верхней мантии. - М.: Мир, 1968б. - С.132-227.

Грин Т.Х., Рингвуд А.Э. Происхождение серий изверженных щелочно-земельных пород // Происхождение главных серий изверженных пород по данным экспериментальных исследований. - Л.: Недра, 1970. - С.207-222.

Джексон Э.Д. Хромитовые месторождения комплекса Стиллуотер в Монтане // Рудные месторождения США. - М.: Мир, 1973. Т.2. - С.163-179.

Динамика внутрикамерной дифференциации базитовых магм // Отв.ред. А.А.Ярошевский. - М.: Наука, 1988. - 216 с.

Дир У.А., Хази Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т.5. Несиликатные минералы. - М.: Мир, 1966. - 408 с.

Докучаева В.С. Петрохимия ультраосновных-основных пород Мончегорского плутона // Основные и ультраосновные породы Кольского полуострова и их металлогения. - Апатиты: Кольск. фил. АН СССР, 1975. - С.76-90.

Докучаева В.С. Петрология и условия рудообразования в Федорово-Панском интрузиве // Геология и генезис месторождений платиновых металлов. - М.: Наука, 1994. - С.87-100.

Доливо-Добровольский В.В. Типы инвариантных точек физико-химических систем и геометрия порядка // Очерки физ.-хим. петрологии. Т.2. - М.: Наука, 1970. - С.281-296.

Дубровский М.И. Система альбит-анортит-ортоклаз // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978. - № 6. - С.20-32.

Дубровский М.И. Гранитные системы и граниты. - Л.: Наука, 1984. - 350 с.

Дубровский М.И. Парагенетический анализ минеральных ассоциаций гранитоидов. - Л.: Наука, 1987а. - 254 с.

Дубровский М.И. Петрохимическая классификация алюмосиликатных плутонических горных пород. - Апатиты: Кольск. фил. АН СССР, 1987б. - 38 с.

Дубровский М.И. Фазовая диаграмма части системы Лар-Фо-Нф-Кв (расширенный "базальтовый" тетраэдр) при 1 атм. - Апатиты: КНЦ АН СССР, 1989. - 34 с.

Дубровский М.И. Об опыте проведения Е.В.Шарковым парагенетического анализа пород расслоенных интрузий // ЗВМО. - 1992. 4. CXXI. № 5. - С.102-112.

Дубровский М.И. Физико-химические (P_{H_2O}-T-X) модели кристаллизации магматических оливиннормативных пород

нормальной щелочности. - Л.: Наука, 1993. - 216 с.

Дэвис Б.Т.К., Шерер Дж.Ф. Плавление в сечении диопсид-форстерит-пироп при 40 кбар и 1 атм // Петрология верхней мантии. - М.: Мир, 1968. - С.322-325.

Жариков В.А. Основы физико-химической петрологии. - М.: МГУ, 1976. - 420 с.

Заварицкий А.Н. Изверженные горные породы. - М.: АН СССР, 1956. - 480 с.

Заварицкий А.Н., Соболев В.С. Физико-химические основы петрографии изверженных горных пород. - М.: Госгеолтехиздат, 1961. - 384 с.

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.: Наука, 1967. - 382 с.

Ирвин Т.Н. Изверженные породы, состав которых обусловлен аккумуляцией и сортировкой кристаллов // Эволюция изверженных пород. - М.: Мир, 1983. - С.241-300.

Йодер Х. Образование базальтовой магмы. - М.: Мир, 1979. - 238 с.

Йодер Г.С., Тилли К.Э. Происхождение базальтовых магм. - М.: Мир, 1965. - 248 с.

Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии // Отв. ред. А.А. Кухаренко. - М.: Недра, 1965. - 550 с.

Карапетьянц М.Х. Введение в теорию химических процессов. - М.: Высшая школа, 1975. - 320 с.

Кеннеди Дж.К. Равновесие между летучими и окислами железа в изверженных породах // Вопросы физико-химии в минералогии и петрографии. - М.: ИЛ, 1950. - С. 113-132.

Классификация и номенклатура магматических горных пород: справочное пособие // Богатиков О.А. и др. - М.: Недра, 1981. - 160 с.

Козлов Е.К. Естественные ряды пород никеленосных интрузий и их металлогения (на примере Кольского полуострова). - Л.: Наука, 1973. - 288 с.

Конников Э.Г., Орсоев Д.А. О природе ритмически расслоенного горизонта массива Сопча в Мончегорском плутоне // Докл. АН СССР, - 1991. - Т.320. №3. - С.696-699.

Коржинский Д.С. Зависимость степени окисления железа в магме от щелочности // Докл. АН СССР. - 1978. Т.238. № 4. - С.948-950.

Куно Х. Серии изверженных пород // Химия земной коры. Т.2. - М.: Наука, 1964. - С.107-121.

Кусиро И. Фракционная кристаллизация базальтовой магмы // Эволюция изверженных пород. - М.: Мир, 1983. - С.172-202.

Кусиро И., Йодер Г.С., мл. Реакции между форстеритом и анортитом при высоких давлениях // Петрология верхней мантии. - М.: Мир, 1968. - С.294-299.

Кутолин В.А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. // Тр. / Ин-та геол. и геоф. СО АН СССР, 1972. - Вып. 189. - 208 с.

Лапин И.В., Луканин О.А., Кадик А.А. Влияние окислительно-восстановительного режима на кристаллизацию и дифференциацию базальтов Исландии в приповерхностных условиях // Геохимия. 1985. - № 6. - С.747-760.

Магматические горные породы // Отв. ред. О.А.Богатиков. - М.: Наука, 1983. Т.1, Ч.1 и 2 : Классификация, номенклатура, петрография. - 768 с.

Магматические горные породы // Отв. ред. В.А.Кононова. - М.: Наука, 1984. Т.2: Щелочные породы. - 418 с.

Магматические горные породы // Отв. ред. Е.В.Шарков. - М.: Наука, 1985. Т.3: Основные породы. - 488 с.

Магматические горные породы // Отв. ред. В.И.Коваленко. - М.: Наука, 1987а. Т.4: Кислые и средние породы. - 374 с.

Магматические горные породы: // Отв. ред. В.И.Коваленко. - М.: Наука, 1987б. Т.6: Эволюция магматизма в истории Земли. - 438 с.

Магматические горные породы // Отв. ред. Е.Е.Лазько, Е.В.Шарков. - М.:Наука, 1988. Т.5 : Ультраосновные породы. - 508 с.

Минералы. Справочник. Диаграммы фазовых равновесий. // Фазовые равновесия, важные для природного минералообразования. Вып.1. - М.: Наука, 1974. - 514 с.

Муан А. Кристаллизация в силикатных системах // Эволюция изверженных пород. - М.: Мир, 1983. - С.4-135.

Николаев В.А., Доливо-Добровольский В.В. Основы теории процессов магматизма и метаморфизма. - М.: Госгеолтехиздат, 1961. - С.338.

Ольшанский Я.И. Система Fe-FeS-FeO-SiO2 // Изв. АН СССР, 1951а. Сер. геол., № 6. - С.128-152.

Ольшанский Я.И. Растворимость FeS в железистых силикатных расплавах, содержащих добавки CaO, MgO, Al_2O_3.1951б. Тр. / Института геол. наук. - Вып.137. Петрограф. серия. № 40. - С.33-59.

Осборн Е.Ф. Экспериментальное исследование давления кислорода, содержания воды и порядка кристаллизации базальтов и андезитов // Химия земной коры. Т.II. - М.: Наука, 1964. - С.75-87.

Осборн Е.Ф. Реакционный принцип // Эволюция изверженных пород. - М.: Мир, 1983. - С.138-171.

Петрографический словарь. - М.: Недра, 1981. - 496 с.

Петрология Талнахской рудоносной дифференцированной трапповой интрузии // Отв.ред.В.С.Соболев. - Новосибирск: Наука, Сибирское отд., 1975. - 436 с.

Рингвуд А.Е. Состав и петрология мантии Земли. - М.: Недра, 1981. - 584 с.

Рябчиков И.Д., Богатиков О.А., Пилоян Г.О., Бабанский А.Д. Механизм генерации океанических толеитовых магм // Магматические и метаморфические породы дна океана и их генезис. - М.: Наука, 1983. - С.17-24.

Скиба В.И., Пушкарев Ю.Д. Физико-химическая природа расслоенности интрузивных тел // Докл. АН СССР, 1985. - Т.280. - № 2. - С.442-445.

Скрейнемакерс Ф.А. Нонвариантные, моновариантные и дивариантные равновесия. - М.: 1948. - 215 с.

Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. - М.: Недра, 1982. - 670 с.

Смит Ф.Г. Физическая геохимия. - М.: Недра, 1968. - 476 с.

Соболев В.С. Введение в минералогию силикатов. - Львов, 1949. - 332 с.

Стефанова М. Петрохимия магматических пород. - М.: Мир, 1980. - 402 с.

Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. - М.: ИЛ, 1961. - 592 с.

Уилли Р.Дж. Петрогенезис и физика Земли // Эволюция изверженных пород. - М.: Мир, 1983. - С.468-503.

Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. - М.: Мир, 1970. - 552 с.

Файф У. Несколько мыслей о гранитных магмах // Механизм интрузий магмы. - М.: Мир, 1972. - С.173-187.

Федотов Ж.А. Химический состав базальтосодержащих серий вулканических пород в свете экспериментальных данных по плавлению базальтов // Геохимия, 1978. №5. - С.680-690.

Ферхуген Дж., Тернер Ф., Вейс Л., Вархафтиг, Файф У. Земля: введение в общую геологию. Т.1. - М.: Мир, 1974. - 392 с.

Ферштатер Г.Б. Петрология главных интрузивных ассоциаций. - М.: Наука, 1987. - 232 с.

Химические анализы минералов Кольского полуострова. - Апатиты: Кольск. фил. АН СССР, 1970. - 508 с.

Хуан У.Т. Петрология. - М.: Мир, 1965. - 576 с.

Хьюджес Ч. Петрология изверженных пород. - М.: Недра, 1988. - 320 с.

Чалмерс Б. Теория затвердевания. - М.: Мир, 1968. - 288 с.

Четвериков С.Д. Руководство к петрохимическим пересчетам. - М.: Госгеолтехиздат, 1956. - 246 с.

Шарков Е.В. Ритмичная слоистость в расслоенных интрузиях и механизм ее формирования // Изв. АН СССР, Сер. геол., 1971. № 12. - С. 66-74.

Шарков Е.В. Опыт парагенетического анализа основных и ультраосновных пород расслоенных интрузий // Зап. Всесоюзн. мин. об-ва, 1975. № 4. - С.380-388.

Шарков Е.В., Синдеев А.С. Дифференциация известково-щелочных серий в рамках системы *Ol-Or-Pl-Q* // Зап. Всесоюзн. мин. об-ва, 1979. № 1. - С.60-64.

Шарков Е.В. Петрология расслоенных интрузий. - Л.: Наука, 1980. - 186 с.

Шарков Е.В. Анортозитовые ассоциации Кольского

полуострова // Анортозиты Земли и Луны. - М.: Наука, 1984а. - С.5-61.

Шарков Е.В. Физико-химические аспекты образования анортозитов // Анортозиты Земли и Луны. - М.: Наука, 1984б. - С.235-245.

Шарков Е.В. Происхождение главных типов магматических серий океанских островов и континентальных рифтовых областей с позиций кристаллизационной дифференциации // Геохимия, 1984в. № 7. - С. 1002-1013.

Шарков Е.В. Происхождение критических зон крупных расслоенных интрузивов //Геология и генезис месторождений платиновых металлов. - М.: Наука, 1994. - С. 35-48.

Шинкарев Н.Ф. Физико-химическая петрология изверженных пород. - Л.: Недра, 1970. - 247 с.

Шинкарев Н.Ф., Иваников В.В. Физико-химическая петрология изверженных пород. - Л.: Недра, 1983. - 272 с.

Эволюция изверженных пород // Ред. Х.Йодер. - М.: Мир, 1983. - 527 с.

Яковлев Ю.Н., Докучаева В.С. Платинометалльное оруденение Мончегорского плутона (Кольский полуостров) // Геология и генезис месторождений платиновых металлов. - М.: Наука, 1994. - С.79-86.

Ярошевский А.А. О происхождении ритмических структур изверженных горных пород // Геохимия. - 1970. - № 5. - С.562-574.

Balashov Yu.A., Bayanova T.B., Mitrofanov F.P. Isotope data on the age and genesis of layered basic-ultrabsaic intrusions in the Kola Peninsula and Northern Karelia, North-Eastern Baltic Shield // Precambrian Res., 1993. V.64, №1-4. - P.197-205.

Bayanova T.B., Balashov Y.A. Geochronology of Palaeoproterozoic layered intrusions and volcanites of the Baltic/Fennoscandian Shield // D.Roberts, O.Nordgullen (Eds.) // Geology of the eastern Finmark - western Kola Peninsula region. Norges Geol. Undersokelse, Spec. Publ. №7. Trondheim, 1995. - P.75-80.

Heys D.F. Система известь-глинозем-кремнезем // Экспериментальная петрология и минералогия. - М.: Недра, 1971. - С.209-214.

Kushiro I., Yoder H.S. Экспериментальное изучение базальт-эклогитовой инверсии // Экспериментальная петрология и минералогия. - М.: Недра, 1971а. - С.75-81.

Kushiro I., Yoder H.S. Реакция между *Fo* и *An* при высоких давлениях // Экспериментальная петрология и минералогия. - М.: Недра, 1971б. - С.58-63.

Kullerud G. and Yoder H.S. Сульфидно-силикатные соотношения // Экспериментальная петрология и минералогия. - М.: Недра, 1969. - С.191-195.

Schairer J.F., Kushiro I. Система *Di-Sp* при атмосферном давлении и значение диопсид-шпинелевой ассоциации //

Экспериментальная петрология и минералогия. - М.: Недра, 1971. - С.63-66.

Yoder H.S. Изучение системы *Di-An-H_2O* при давлениях 5 и 10 кбар, в связи с проблемами эксплозивного вулканизма // Экспериментальная петрология и минералогия. - М.: Недра, 1971. - С.215-222.

Yoder H.S., Tilley C.E., Schairer J.F. Пироксеновый четырехугольник // Экспериментальная петрология и минералогия. - М.: Недра, 1969. - С.37-52.

Ballhaus C.G., Cornelius M., Stumpf E.F. The upper critical zone of the Bushveld complex and the origin of Merensky-type ores : A discussion // Econ. Geol.. - 1988. - V.83. - P.1082-1091.

Barnes S.J. The effect of trapped liquid crystallization on cumulus mineral composition in layered intrusions // Contrib. Miner. and Petrol.. - 1986. - V.93. - P.524-531.

Barnes S.J. Are Bushveld U-type parent magmas boninites or contaminated komatiites? // Contrib. Miner. and Petrol.. - 1989. - V.101, №4. - P.447-457.

Boninites // Crawford A.J. (Ed.). London: Unwin Human, 1989. - 445 p.

Boudreau A.E. Investigations of the Stillwater complex. IV. The role of volatiles in the petrogenesis of the J-M reef, Minneapolis section // Can. Miner. - 1988. - V.26. №1. - P.193-208.

Bowen N.L., Shairer J.F. The system MgO-FeO-SiO_2 // Am. J. Sci. - 1935. - V.29. - P.151-217.

Bowes D.R., Skinner W.R., Scinner D.L. Petrochemistry of the Stillwater igneous complex // Trans. Geol. Soc. S. Afr. - 1973. - V.76, p.2. - P.153-163.

Carmichael I.S.E. The petrology of Tingmuli, a Tertiary volcano in Eastern Iceland // J. Petrol. - 1964. - V.5. №3. - P. 435-460.

Carmichael I.S.E. The mineralogy of Tingmuli, a Tertiary volcano in Eastern Iceland // Am. Mineral. - 1967. - V.52. - P.1815-1841.

Carmichael I.S.E, Turner F.J., Verhoogen J. Igneous Petrology. - New York: McGraw Hill, 1974. - 739 p.

Cawthorn R.G., Davies G. Experimental data at 3 kbars pressure on parental magma to the Bushveld Complex // Contrib. Miner. and Petrol. - 1983. - V.83. №4. - P.128-135.

Crawford A.J., Falloon T.J., Green D.H. Classification, petrogenesis and tectonic setting of boninites // Boninites. London: Unwin Human, 1989. - P.1-49

Eggler D.H. Application of a portion of system $CaAl_2Si_2O_8$ - $NaAlSi_3O_8$ -SiO_2-MgO-Fe-O_2-H_2O-CO_2 to genesis of the calc-alkaline suite // Amer. J. Sci. - 1974. - V.274, №3, - P.297-315.

Eggler D.H., Osborn E.F. Experimental data for the system MgO-FeO-Fe_2O_3- $NaAlSi_3O_8$- $CaAl_2Si_2O_8$ and their petrological application // Am. Geophys. Union Trans. - 1969. - V.50. - P. 337.

Ewart A.A. A petrological study of the Tonga andesites and dacites,

and the olivine tholeites of Niua Fotou Island, South-Western Pacific // Contrib. Miner. and Petrol. - 1976. - V.58, №1. - P.1-21.

Ewart A., Bryan W.B., Gill J.B. Mineralogy and geochemistry of the Younger Volcanic Island of Tonga, S.-W. Pacific // J. Petrol. - 1973. - V.14. №3. - P.420-465.

Green D.H., Ringwood A.E. The stability field of aluminous pyroxene peridotite and garnet peridotite and their relevance in upper mantle structure // Earth Planet. Sci. Letter. - 1967. - V.3. - P.151-160.

Hall A.L. The Bushveld igneous complex of the Central Transvaal // Mem. Geol. Surv. Union of S. Africa. - 1932. №28. - 554 p.

Hatton C.J., Sharpe M.R. Significance and origin of boninite-like rocks associated with the Bushveld Complex // Boninites // Crawford A.J. (ed.). - London: Unwin Human, 1989. - P.174-207.

Hess H.H. Stillwater igneous complex, Montana: a quantayive mineralogical study // Mem. Geol. Soc. Am. - 1960. - V.80. - 236 p.

Hess H.H. Origin of igneous rocks. - Harvard: Univ. Press., 1989. - 384 p.

Hoover J.D. Petrologic features of the Scaergaard marginal border group // Washington: Carnegie Inst. - 1978. YB. 77. - P. 732-739.

Irvine T.N., Sharpe M.R. Source-rock composition and depths of origin of Bushveld and Stillwater magmas // Washington: Carnegie Inst. - 1982. YB. 81. - P.286-294.

Kennedy G.C. Some aspects of role of water in rock melts // Geol. Soc. Amer. Sp. Paper 62. - 1955. - P.489-503.

Komatiites. G.Allen and Unwin. - London, 1982. - 526 p.

Kuno H. Origin of Cenozoic petrogrphic province of Japan and surounding areas // Bull. Volcanol. Ser., 1959. V.20. №2. P.37-76.

Kuno H. High-alumina basalt // J. Petrol. - 1960. - №1. - P.121-145.

Kuno H. Fractional trends of basalt magmas in lava flows // J. Petrol. - 1965. - №6. - P.301-321.

Kuno H. Differentiation of basaltic magmas // Basalts. V.2. New York: Intersci. Publishers. - 1968. - P.623-688.

Kushiro I. On the nature of silicate melt and its significance in magma genesis: regularities in the shift of liquidus boundaries involving olivine, pyroxene and silica minerals // Am. J. Sci., 1975. V.275. P. 411-431.

Kushiro I. The system forsterite-diopside-silica with and without water at high pressures // Am. J. Sci. - 1969. - Shairer Vol.-267A. - P.269-294.

Le Maitre R.W. The chemical variability of some igneous rocks // J. Petrol. - 1976. - V.17. №4. - P.589-637.

Longhi J., Pan V. A reconnaissance study of phase boundaries in low-alkali basltic liquids // J. Petrol. - 1988. - V.29. - №1. - P.115-147.

Maale S., Wylie P. The join grossularite-pyrope at 30 kbar and its significance // Amer. J. Sci. - 1979. - V.279. - P.288-301.

McCallum I.S., Raedeke L.D. and Mather E.A. Investigations of the

Stillwater complex: Part 1. Stratigraphy and structure of the banded zone // Amer. J. Sci. - 1980. - V.280A. - P.59-87.

Miyashiro A. Volcanic rock series in Island area and active continental margins // Amer. J. Sci. - 1974. - V.274. - №4. - P.321-355.

Muan A., Osborn E.F. Phase equilibria at liquidus temperatures in the system MgO-FeO-Fe_2O_3-SiO_2 // J. Amer. Ceram. Soc. - 1956. - V. 39. - P.121-140.

Naldrett A.J., Gasparrini E.C., Barnes S.J., Gruenwaldt von G., Sharpe M.R. The Upper Critical Zone of the Bushveld complex and the origin of Merensky-type ores // Econ. Geol. - 1986. - V.81. - P.1105-1117.

Nockolds S.R., Allen R. The geochemistry of some igneous rock series. I // Geochem. et Cosm. Acta. - 1953. - V.4. - P.105-142.

Nockolds S.R., Allen R. The geochemistry of some igneous rock series. II // Geochem. et Cosm. Acta. - 1956. - V.5. - P.245-285.

Nockolds S.R., Allen R. The geochemistry of some igneous rock series. III // Geochem. et Cosm. Acta. - 1956. - V.9. - P.34-77.

Osborn E.F. Role of oxygen pressure in the crystallization and differentiation of basaltic magma // Amer. J. Sci. - 1959. - V.257. - P.609-647.

Raedeke L.D., McCallum I.S. Investigations in the Stillwater Complex. Pt. II: Petrology and petrogenesis of the ultramafic series // J. Petrol. - 1984. - V.25. - №2. - P.395-420.

Presnall D.C. The join forsterite-diopside-iron oxide and its bearing on the crystallisation of basaltic and ultramafic magmas // Amer. J. Sci. - 1966. - V.264. - №10. - P.753-809.

Presnall D.C., Dixon S.A., Dixon J.R., O'Donnell T.H., Brenner N.L., Schrock R.L., Dycus D.W. Liquidus phase relations on the join diopside-forsterite-anorthite from 1 atm to 20 kbar: bearing to the generation and crystallization of basaltic magma // Contib. Miner. and Petrol. - 1978. - V.66. - P.203-220.

Presnall D.C., Dixon J.R., O'Donnell T.H., Dixon S.A. Generation of mid-ocean ridge tholeiites: Part I / J. Petrol. - 1979. - V.20. - P.3-35.

Robie R.A., Hemingway B.S., Fisher J.R. Thermodynamic Properties of Minerals and Related Substances at 298.15 K and 1 Bar (10^5 Pascals) Pressure and at Higher Temperatures // US Geol. Surv. Bull. - 1978. - V.1452. - 456 p.

Roeder P.L., Osborn E.F. Experimental data for the system MgO-FeO-Fe_2O_3- $CaAl_2Si_2O_8$-SiO_2 and their petrologic implications // Am. J. Sci. - 1966. - V.264. - P.428-480.

Sharpe M.R. Noble metals in the marginal rocks of the Bushveld Complex // Econ. Geol. - 1982. - V.77. - №6. - P.1286-1295.

Todd S.G., Keith D.W., Le Roy L.W. et al. The J/M platinum-palladium reef of the Stillwater Complex, Montana: I. Stratigraphy and petrology // Econ. Geol. - 1982. - V.77. - №6. - P.1454-1480.

Umino S., Kushiro I. Experimental studies on boninite petrogenesis // Boninites. Crawford A.J. (Ed.). London: Unwin Human - 1989. - P.89-111.

Van der Laan S.R., Flower M.F.J.. Koster van Groos A.F. Experimental evidence for the origin of boninites: near-liquidus phase relations to 7.5 Kbar // Boninites. Crawford A.J. (Ed.). London: Unwin Human. - 1989. - P.112-147.

Wager L.R. A chemical definition of fractionation as a basis for comparison of Hawaiian, Hebridean and other basic lavas // Geochem. et Cosmochim. Acta. - 1956. - №9. - P.217-248.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
От редактора	6
От автора	7
Сокращения и символы	8
Глава 1. ВВЕДЕНИЕ: ОСНОВНЫЕ ПРОБЛЕМЫ И ЗАДАЧИ КЛАССИФИКАЦИИ МАГМАТИЧЕСКИХ СЕРИЙ БАЗИТОВ И ЛЬТРАБАЗИТОВ	11
Глава 2. КРАТКИЙ ОБЗОР ПРЕДЫДУЩИХ ИССЛЕДОВАНИЙ	14
Глава 3. ЧАСТНЫЕ СИСТЕМЫ И ИЗОБАРИЧЕСКИЕ ИЗОПЛЕТЫ СИСТЕМЫ *Аб-Ан-Фо-Фа-Ди-Гед-Мт-Кв-H_2O*, МОДЕЛИРУЮЩИЕ ТРЕНДЫ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ ОЛИВИННОРМАТИВНЫХ (БАЗИТОВЫХ И УЛЬТРАБАЗИТОВЫХ) МАГМ	27
3.1. Система *Фо-Фа-SiO_2*	32
3.2. Система *MgO-FeO-Fe_2O_3-SiO_2*	35
3.2.1. Подсистема *Фо-Фа-Мт-Кв-(H_2O)*	43
3.3. Частные системы и изоплеты системы *Фо-Фа-Ди-Гед-Мт-Кв-H_2O*	53
3.3.1. Система *Фо-Фа-Ди-Гед-Кв-H_2O*	53
3.3.2. Системы *Фо-Фа-Ди-Гед-Мт-H_2O* и *Эн-Фс-Ди-Гед-Мт-H_2O*	56
3.3.3. Изоплеты системы *Фо-Фа-Ди-Гед-Мт-Кв-H_2O*	59
3.4. Частные системы и изоплеты системы *Аб-Ан-Фо-Фа-Мт-Кв-H_2O*	61
3.4.1. Система *Фо-Фа-Ан-Кв-H_2O*	62
3.4.2. Система *Фо-Фа-Аб-Кв-H_2O*	64
3.4.3. Системы *Фо-Фа-Ан-Мт-H_2O* и *Фо-Фа-Аб-Мт-H_2O*	67
3.4.4. Железистые системы с *Ан* и *Аб*	68
3.4.5. Изобарические изоплеты системы *Аб-Ан-Фо-Фа-Ди-Гед-Мт-Кв-H_2O*	71
3.5. Заключение по главе 3	90
Глава 4. ИСХОДНЫЕ ОЛИВИННОРМАТИВНЫЕ (БАЗИТОВЫЕ И УЛЬТРАБАЗИТОВЫЕ) РАСПЛАВЫ, ТРЕНДЫ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ И ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ СЕРИИ МИНЕРАЛЬНЫХ АССОЦИАЦИЙ	92
4.1. Исходные малокалиевые оливиннормативные расплавы	92

Стр.

4.2. Тренды кристаллизационной дифференциации оливиннормативных магм при различных физико-химических условиях и теоретические серии минеральных (фазовых) ассоциаций..... 102
4.2.1. Тренды фракционной кристаллизации оливиннормативных расплавов системы *Аб-Ан-Фо-Фа-Ди-Гед-Кв-H_2O*..... 104
4.2.2. Тренды фракционной кристаллизации оливиннормативных расплавов системы *Аб-Ан-Фо-Фа-Мт-Кв-H_2O*..... 118
4.2.3. Тренды фракционной кристаллизации оливиннормативных расплавов системы *Аб-Ан-Фо-Фа-Ди-Гед-Мт-Кв-H_2O*..... 127
4.2.4. Тренды фракционной кристаллизации оливиннормативных расплавов при постоянном парциальном давлении кислорода..... 140
4.2.5. Теоретические тренды и природные магматические серии..... 147
4.3. Факторы, усложняющие равновесную фракционную кристаллизацию..... 152
4.3.1. Расслоенность..... 152
4.3.2. Окисление-восстановление железа..... 157
4.3.3. Увеличение-уменьшение давления флюида 158
4.3.4. Изменение состава расплава при поступлении новых порций расплава или ассимиляции вмещающих пород..... 158
4.3.5. Методические приемы выявления и учета действия усложняющих факторов при петрологическом анализе магматических серий..... 159

Глава 5. КЛАССИФИКАЦИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ СЕРИЙ И МЕСТО В НЕЙ ОЛИВИННОРМАТИВНЫХ АССОЦИАЦИЙ..... 163
5.1. Номенклатура, терминология..... 163
5.2. О классификациях магматических серий пород..... 166
5.3. Основные принципы классификации магматических серий пород..... 171
5.4. О критериях выделения и таксономическом ранге толеитовых и известково-щелочных серий базальтоидов..... 179
5.5. Заключение к главе 5 186

Стр.

Глава 6. ПЕТРОХИМИЧЕСКИЙ И ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗЫ ПРИРОДНЫХ ЭТАЛОННЫХ СЕРИЙ ПОРОД, ПРОИЗВОДНЫХ ОЛИВИННОРМАТИВНЫХ МАГМ НОРМАЛЬНОЙ ЩЕЛОЧНОСТИ..... 187
6.1. Вулканические серии..... 188
6.1.1. Петрохимический анализ..... 190
6.1.2. Физико-химический анализ..... 207
6.2. Бониниты - специфические вулканические породы и возможные исходные расплавы расслоенных базит-ультрабазитовых плутонов..... 208
6.3. Плутонические серии (комплексы) пород..... 225
6.3.1. Скергаардский интрузив..... 228
6.3.1.1. Петрохимический анализ..... 228
6.3.1.2. Физико-химический анализ..... 239
6.3.2. Стиллуотерский массив..... 247
6.3.2.1. Петрохимический анализ..... 248
6.3.2.2. Физико-химический анализ..... 257
6.3.3. Бушвельдский интрузив..... 266
6.3.3.1. Петрохимический анализ..... 267
6.3.3.2. Физико-химический анализ..... 275
6.3.4. К вопросу о сходстве и различиях эталонных плутонов..... 287
6.3.5. Мончегорский плутон..... 291
6.3.5.1. Петрохимический анализ..... 294
6.3.5.2. Физико-химический анализ..... 300
ЗАКЛЮЧЕНИЕ..... 313
ЛИТЕРАТУРА..... 321

CONTENTS

	Page
From the Editor	6
From the Author	7
Abbreviations and Symbols	8
Chapter 1. INTRODUCTION: MAIN PROBLEMS AND GOALS IN DEVELOPMENT OF CLASSIFICATION OF THE BASIC - ULTRABASIC MAGMATIC SERIES	11
Chapter 2. BRIEF REVIEW OF THE PREVIOUS STUDIES	14
Chapter 3. PARTIAL SYSTEMS AND THE ISOBARIC ISOPLETS OF THE SYSTEM *Ab-An-Fo-Fa-Di-Hed-Mt-Qu-H_2O* SIMULATING DIFFERENTIATION TRENDS OF THE OLIVINE-NORMATIVE BASIC AND ULTRABSIC MAGMAS	27
3.1.The system *Fo-Fa-SiO_2*	32
3.2.The system *MgO-FeO-Fe_2O_3-SiO_2*	35
3.2.1. The subsystem *Fo-Fa-Mt-Qu-(H_2O)*	43
3.3. The partial systems and isoplets of the system *Fo-Fa-Di-Hed-Mt-Qu-H_2O*	53
3.3.1. The system *Fo-Fa-Di-Hed-Qu*	53
3.3.2. The systems *Fo-Fa-Di-Hed-Qu-H_2O and En-Fs-Di-Hed-Mt-H_2O*	56
3.3.3. The isoplets of system *Fo-Fa-Di-Hed-Mt-Qu-H_2O*	59
3.4. The partial systems and isoplets of the system *Ab-An-Fo-Fa-Mt-Qu-H_2O*	61
3.4.1. The system *Fo-Fa-An-Qu-H_2O*	62
3.4.2. The system *Fo-Fa-Ab-Qu-H_2O*	64
3.4.3. The systems *Fo-Fa-An-Mt-H_2O and Fo-Fa-Ab-Mt-H_2O*	67
3.4.4. Ferruginous systems with *An* and *Ab*	68
3.4.5. The isobaric isoplets of the system *Ab-An-Fo-Fa-Di-Hed-Mt-Qu-H_2O*	71
3.5. Conclusion under chapter 3	90
Chapter 4. PRIMARY OLIVINE-NORMATIVE BASIC AND ULTRABASIC MELTS, THEIR DIFFERENTIATION TRENDS AND THE MODEL SERIES OF MINERAL ASSOCIATIONS	92
4.1. Primary low-potassium olivine-normative melts	92
4.2. Crystallization differentiation trends of the olivine-normative magmas under various conditions and the model series of mineral (phase) assemblages	102
4.2.1. Trends of fractional crystallization of the olivine-normative melts in the system *Ab-An-Fo-Fa-Di-Hed-Qu-H_2O*	104

Page

4.2.2. Trends of fractional crystallization of the olivine-normative melts in the system *Ab-An-Fo-Fa-Mt-Qu-H_2O*..... 118
4.2.3. Trends of fractional crystallization of the olivine-normative melts in the system *Ab-An-Fo-Fa-Di-Hed-Mt-Qu-H_2O*..... 127
4.2.4. Trends of fractional crystallization of the olivine-normative melts under permanent partial pressure of oxygen..... 140
4.2.5. The theoretical trends and the natural magmatic series..... 147
4.3. Additional factors affecting the equilibrium fractional crystallization..... 152
4.3.1 The layering..... 152
4.3.2. The oxidation-redaction of ferrum..... 157
4.3.3. The variation of a fluid pressure 158
4.3.4. The compositional changes in melts resulting of a new melt impregnation or a wall rock assimilation..... 158
4.3.5. The means to reveal and consider effects of additional factors at petrological study of magmatic series..... 159

Chapter 5. THE MAGMATIC SERIES CLASSIFICATION AND THE POSITION OF THE OLIVINE-NORMATIVE ASSOCIATIONS..... 163
5.1. The nomenclature and terminology..... 163
5.2. On the classifications of the magmatic rock series..... 166
5.3. Main principles of classification of the magmatic rock series..... 171
5.4. On criteria for identification and taxonomic ranging of the tholeiitic and calc-alkaline basaltic series..... 179
5.5. Conclusion under chapter 5..... 186

Chapter 6. THE PETROCHEMICAL AND PHYSICO-CHEMICAL ANALYSIS OF THE NATURAL REFERENCE ROCK SERIES DERIVED OF THE STANDARD ALKALIITY OLIVINE-NORMATIVE BASIC AND ULTRABASIC MAGMAS..... 187
6.1. The volcanic series..... 188
6.1.1. Petrochemical analysis..... 190
6.1.2. Physico-chemical analysis..... 207
6.2. The boninites as the specific volcanic rocks and the probable primary melts for the layered basic-ultrabasic plutons..... 208
6.3. The plutonic rock series (complexes)..... 225

Page

6.3.1. The Skergaard intrusion..... 228
6.3.1.1. Petrochemical analysis..... 228
6.3.1.2. Physico-chemical analysis..... 239
6.3.2. The Stillwater massif..... 247
6.3.2.1. Petrochemical analysis..... 248
6.3.2.2. Physico-chemical analysis..... 257
6.3.3. The Bushveld pluton..... 266
6.3.3.1. Petrochemical analysis..... 267
6.3.3.2. Physico-chemical analysis..... 275
6.3.4. On similar and difference features of the reference plutons..... 287
6.3.5. The Monchegorsk pluton..... 291
6.3.5.1. Petrochemical analysis..... 294
6.3.5.2. Physico-chemical analysis..... 300
Conclusions..... 313
Bibliography..... 321

М.И.Дубровский

ТРЕНДЫ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ ОЛИВИННОРМАТИВНЫХ МАГМ НОРМАЛЬНОЙ ЩЕЛОЧНОСТИ И СООТВЕТСТВУЮЩИЕ ИМ ПОРОДНЫЕ СЕРИИ

Редактор В.И.Хяргинен

Технический редактор В.А.Ганичев

Лицензия ПЛД № 54-12 от 18 августа 1995 г.

Подписано к печати 30.12.97.
Формат бумаги 70x108 1/16. Бумага офсетная. Печать офсетная.
Усл.печ.л. 29.75 Уч.-изд.л. 23.51 Усл.краско-от. 29.75
Заказ № 42. Тираж 300 экз.

Ордена Ленина Кольский научный центр им.С.М.Кирова РАН
184200, Апатиты, Мурманская область, ул.Ферсмана, 14