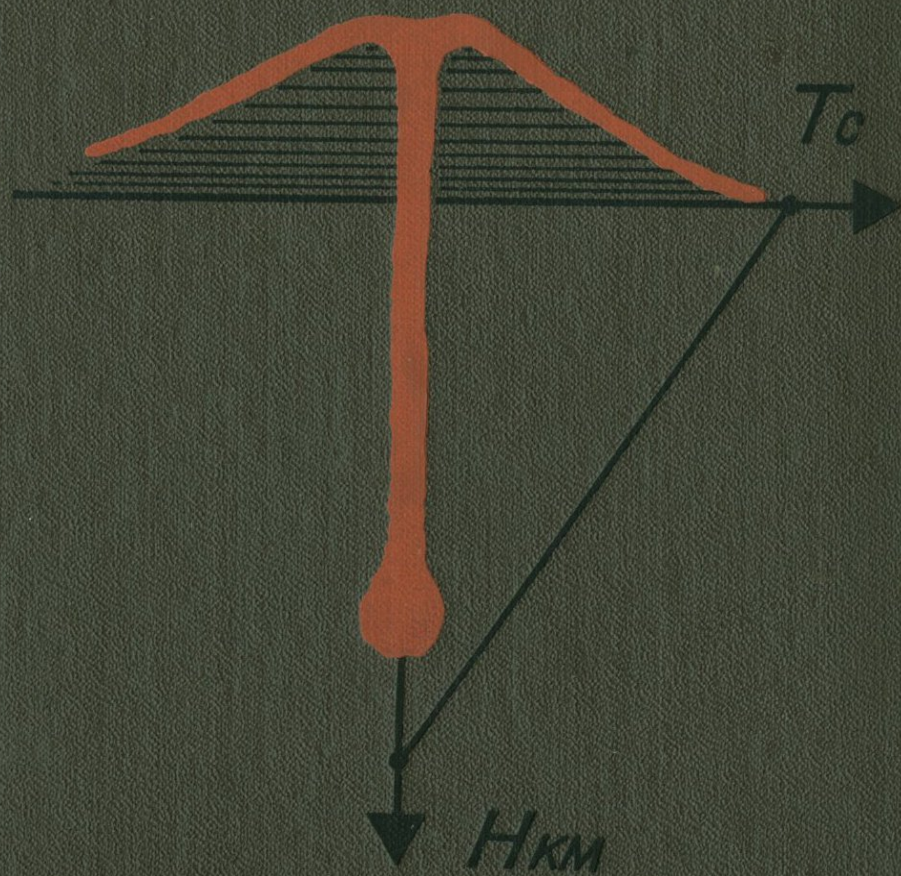


МАГНЕТИЗМ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ИЗВЕРЖЕННЫХ ГОРНЫХ ПОРОД



АКАДЕМИЯ НАУК СССР

Ордена Ленина Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта

МАГНЕТИЗМ
И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ
ИЗВЕРЖЕННЫХ ГОРНЫХ
ПОРОД

1583



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Москва 1975



Магнетизм и условия образования изверженных горных пород.
М., "Наука", 1975.

В работе рассмотрены некоторые вопросы магнетизма изверженных горных пород, связанные с их происхождением. Выделены термодинамические условия, необходимые для образования определенных магнитных минералов, их изменений и восстановления первичного состава. Проведена оценка глубины магматических очагов в пределах рифтовых зон, платформ и островных дуг.

Табл. 19. Илл. 99 + 10 табл. микрофото. Библ. 403 назв.

Авторский коллектив:

Д.М. ПЕЧЕРСКИЙ, В.И. БАГИН, С.Ю. БРОДСКАЯ,
З.В. ШАРОНОВА

Ответственный редактор

Г.Н. ПЕТРОВА

МАГНЕТИЗМ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ИЗВЕРЖЕННЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

Утверждено к печати Ордена Ленина Институтом физики Земли им. О.Ю.Шмидта
Академии наук СССР

Редактор Т.Ю. Маренина, Редактор издательства И.М. Ерофеева

Художники: О.И. Белозерский, Т.К. Самигулин. Художественный редактор В.А. Чернецов
Технические редакторы Г.П. Каренина, Е.К. Полукарова

Подписано к печати 6/VI - 1975 г. Т - 10909. Усл.печ.л. 18,0. Уч.-изд.л. 20,0.
Формат 60x90 1/16. Бумага офсетная № 1. Тираж 1300 экз. Тип. зак. 156

Цена 2 р. 24 к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
1-я типография издательства "Наука". 199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

ВВЕДЕНИЕ

В развитии современной науки все ярче проявляется противоречивый процесс: с одной стороны, это — все более узкая специализация научных направлений, с другой, — все более широкий охват, перекрытие каждым направлением сопредельных отраслей науки.

Наглядным примером такой тенденции является магнетизм горных пород. Стремление перенести физические исследования в области ферромагнетизма на природные объекты привело к рождению новой отрасли науки — магнетизма горных пород. Родившись на стыке физики, геофизики и геологии, это, казалось бы, узкое направление физики с неимоверной скоростью начало расширяться, вторгаясь в сопредельные, а подчас неожиданные, отрасли науки: от проблем образования солнечной системы, строения и эволюции земного ядра до проблем эволюции жизни. Так, например, появилась гипотеза П.Г. Гарриса и Д.К. Тозера о роли магнитного притяжения частиц железа газово-пылевого протопланетного облака в образовании планет солнечной системы.

Исследования магнитных свойств метеоритов помогают решению задач планетологии. Благодаря феноменальному свойству магнитной памяти магнитных¹ минералов оказалось возможным исследовать величину и направление геомагнитного поля во времени (археоманетизм, палеоманетизм); это явилось важным этапом в изучении природы магнитного поля Земли, а через него — познания внутреннего строения Земли, процессов, происходящих в ядре и мантии Земли (геофизика). Исследования геомагнитного поля во времени тесно связаны с проблемой геологического времени, проблемой одновременности геологических процессов.

Соответственно, развитие палеоманетизма тесно связано с отраслями геологии — геохронологией, стратиграфией, палеоклиматологией. Пространственная характеристика геомагнитного поля, как современного (магнитометрия), так и древнего (палеоманетизм), теснейшим образом связана с геотектоникой. Возрождение идей мобилизма обязано именно палеоманетизму.

¹ Здесь и в дальнейшем магнитными называются минералы, обладающие ферро-, ферримагнитными и т.п. свойствами.

Совместные палеомагнитные, стратиграфические и палеонтологические исследования последних лет показали, что между изменениями полярности (инверсиями) геомагнитного поля и изменениями фауны существует определенная корреляция. Таким образом, наметилась связь магнетизма и биологической эволюции.

Магнитные минералы, помимо информации о геомагнитном поле времени их образования, через различные магнитные характеристики несут информацию о геологических условиях их образования, о составе и структуре, а это — уже область петрологии, минералогии. Аномалии земного магнитного поля отражают закономерности в распределении магнитных минералов в земной коре и мантии и определяются, следовательно, строением и развитием этих частей планеты, тектоническими процессами, магматизмом, процессами метаморфизма и т.д., познание которых является областью таких наук, как магматическая геология, петрохимия, тектоника. С другой стороны, изучение условий образования магнитных минералов, условий их кристаллизации невозможно без привлечения кристаллографии, кристаллохимии, термодинамики и кинетики.

Говоря о магнетизме горных пород, мы охватили далеко не все отрасли, соприкасающиеся с ним, намеренно подчеркнув тенденцию развития магнетизма горных пород в направлении геологических наук. Это связано с задачей, поставленной в настоящей работе: рассмотреть магнитные свойства изверженных горных пород в связи с геологическими условиями образования последних.

Магнитные характеристики изверженных горных пород определяются присутствующими в них магнитными минералами. Поэтому, чтобы понять происхождение магнитных свойств пород и минералов, необходимо исследовать условия образования самих магнитных минералов магматических пород. Это, во-первых, состав среды, из которой образуется расплав (магма); в этой среде должны присутствовать такие компоненты, как железо, кислород, титан, магний, сера, которые должны попасть в расплав. В связи с этим необходимо рассмотреть условия образования магм. Во-вторых, необходимо рассмотреть термодинамические свойства магнитных минералов, с которыми связаны необходимые физико-химические условия их кристаллизации из магмы; в-третьих — кинетику реакции и диффузию, определяющие процесс образования магнитных минералов. В сумме пункты второй и третий являются необходимыми и достаточными условиями для возникновения определенных магнитных минералов. В-четвертых, чтобы понять сущность процесса, необходимо знать геохимические особенности элементов, входящих в состав магнитных минералов, их физические свойства, что в совокупности определяет состав, структуру образующихся минералов, их термодинамические свойства и, самое главное, их магнитные свойства.

В соответствии со сказанным работа состоит из четырех частей: в первой части приведены исходные сведения о магнитных минералах, типичных для изверженных пород, их физико-химическая характеристика, магнитные свойства, устойчивость (окисление, распад),

возможность восстановления их первичного состава. Все это необходимо для выяснения связи магнитных свойств магнитных минералов с условиями образования изверженных горных пород.

Во второй части охарактеризованы современные представления об условиях образования магм и кристаллизации из них магнитных минералов. Далее, в третьей части показано, как отражаются условия образования магнитных минералов на магнитных свойствах минералов и горных пород, подробнее рассмотрены естественная намагниченность и точка Кюри магматических пород. Прослежена их тесная связь с геологическими условиями образования и кристаллизации магм, в частности, с тектонической обстановкой, глубиной магматического очага и др. (части третья и четвертая). Среди магматических пород наибольшее внимание в работе уделено породам основного состава, а среди них — молодым вулканическим образованиям. Последние особенно широко распространены, наименее изменены последующими процессами и сохраняют в момент кристаллизации условия, наиболее близкие к исходному состоянию в магматическом очаге; состав пород близок к составу исходного расплава.

Выполнение поставленной задачи было невозможно без широких полевых и экспериментальных работ, соответственно, их нельзя было выполнить в одиночку и за короткий срок. Поэтому, естественно, что настоящая работа является плодом труда большого коллектива в течение 1967–1973 гг. Это, прежде всего, коллектив Лаборатории главного геомагнитного поля ИФЗ АН СССР в составе В.И. Багина, К.С. Буракова, С.Ю. Бродской, Т.С. Гендлер, А.В. Лыкова, Г.Н. Петровой, Д.М. Печерского, Э.В. Шароновой, который работал в тесном контакте с сотрудниками других организаций: О.М. Алыповой, О.А. Богатиковым, Р.В. Боярской, В.В. Гусевым, В.А. Жиляевой, К.И. Карапетяном, О.В. Карповой, И.П. Лапутиной, Е.Г. Мирлиным, Е.А. Назаровой, А.В. Сухорадой, Э.Х. Харазяном и В.С. Якуповым.

Разнонаправленность исследований определила широкие связи и сотрудничество с рядом организаций и специалистов. Электронное микрозондирование, минераграфические и электронномикроскопические исследования проведены в содружестве с ИГЕМом АН СССР; мессбауэровские исследования выполнены Т.С. Гендлер на установках МГУ; опыты с гомогенизацией титаномагнетита частично выполнены в ГИНе АН СССР (в лаборатории М.С. Маркова); опыты в режимах высоких P – T выполнены в содружестве с ГЕОХИ АН СССР (в лаборатории Н.И. Хитарова) и т.д.

Широкий охват исследованиями различных геологических объектов оказался возможным благодаря содружеству с коллективами геологов ИФЗ, ИГЕМ, ГЕОХИ, ИО АН СССР, Института вулканологии и СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, Института геологии АрмССР, ВНИИ ЯГГ МГ СССР, институтами Академий наук Болгарии, Венгрии, Польши, Чехословакии.

Помимо собственных сборов каменного материала при исследованиях авторы воспользовались коллекциями горных пород и результатами их химических анализов, собранными и выполненными А.А. Ада-

мян, О.А. Богатиковым, Э.И. Бломштейном, В.И. Гоньшаковой, Л.В. Дмитриевым, В.П. Еремеевым, А.А. Красновым, Н.Н. Незнановым, В.Ф. Остапенко, С.Ф. Соболевым, А.Я. Салтыковским, В.И. Финько, Э.Х. Харазяном, В.Н. Шиловым.

Участием и советом содействовали выполнению настоящей работы Н.А. Беляевский, Л.В. Колесников, В.П. Петров, А.В. Рябов, Т.Н. Симоненко, Г.М. Сосунов, Е.К. Устиев, В.Д. Фадеев, Ю.М. Шейнманн.

Монография написана коллективом авторов: В.И. Багиным (главы II и III части первой), С.Ю. Бродской (главы I и V части первой), Д.М. Печерским (введение, части вторая, третья и четвертая и заключение), З.В. Шароной (глава IV части первой). Были использованы также материалы В.Кропачека, Т.С. Гендлер, А.В. Лыкова, Я.Кручик, М.Хофмекль и Б.Еленьской, включенные в монографию с любезного согласия их авторов.

Всем прямым и косвенным участникам работы авторы приносят глубокую благодарность и, в первую очередь, Г.Н. Петровой.

МАГНИТНЫЕ МИНЕРАЛЫ ИЗВЕРЖЕННЫХ
ГОРНЫХ ПОРОД, ИХ ИДЕНТИФИКАЦИЯ
И ФАЗОВЫЕ ПРЕВРАЩЕНИЯ

Глава I

ОСНОВНЫЕ МАГНИТНЫЕ МИНЕРАЛЫ
ИЗВЕРЖЕННЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

Носителями магнетизма горных пород являются магнитные минералы. Исследования показали, что в магнитные минералы входят в основном ионы Fe^{2+} , Fe^{3+} , Ti^{4+} , O^{2-} , а также небольшое количество примесей Mg^{2+} , Mn^{2+} , Al^{3+} , Cr^{3+} , V^{3+} .

Основные магнитные минералы, встречающиеся в изверженных горных породах, их состав и основные свойства представлены в табл. 1.

Таблица 1
Основные свойства магнитных минералов

Минерал	Химическая формула	Плотность	Постоянная решетки, Å	Точка Кюри, °С T_c	$t^{\circ} \text{Нееля, } ^{\circ}\text{C}$	$\frac{I_s}{H_c} \cdot \text{см}^3$ г
Магнетит	Fe_3O_4	5,20	8,39	578	-	92-93
Ульвошпинель	Fe_2TiO_4	4,78	8,53	-	-153	-
Магнезиоферрит	Fe_2MgO_4	4,52	8,38	-	-	-
Якобит	Fe_2MnO_4	4,87	8,51	-	-	-
Гематит	$\alpha-Fe_2O_3$	5,20	Тригональная структура	675	-	0,5
Маггемит	$\gamma-Fe_2O_3$	4,88	8,35	740	-	85
Ильменит	$FeTiO_3$	4,70	Тригональная структура	-	-205	-

Составы основных групп магнитных минералов удобнее всего рассмотреть на тройной диаграмме $\text{FeO} - \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{TiO}_2$ (рис. 1). В нее попадают все основные минералы (без примесей), которые представляют интерес для магнетизма горных пород за исключением сульфидов и гидроокислов железа.

На синтезированных образцах установлено, что FeO , TiO_2 и Fe_2O_3 образуют три серии твердых растворов:

- I. $\text{Fe}_3\text{O}_4 - \text{Fe}_2\text{TiO}_4$ – титаномagnetитовая со шпинельной структурой;
- II. $\text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{FeTiO}_3$ – ильменито-гематитовая с ромбоэдральной структурой;
- III. $\text{Fe}_2\text{TiO}_5 - \text{FeTi}_2\text{O}_5$ – псевдобрукитовая с орторомбической структурой.

Изучение магнитных и химических свойств минералов этой системы проводилось главным образом на синтезированных образцах.

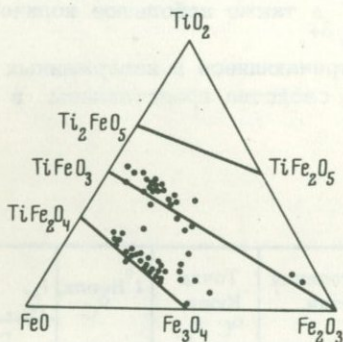


Рис. 1. Тройная диаграмма $\text{FeO} - \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{TiO}_2$ и химический состав естественных минералов, мол. %

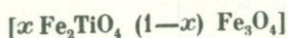
Впервые такими исследованиями занимался Е. Пуйлард (1950), в течение последних десяти лет эти серии изучались многими исследователями. Оказалось, что помимо указанных трех серий существуют катион-дефицитные титаномagnetиты – титаномagnetиты, образующиеся при низкотемпературном окислении титаномagnetитов (Нагата, 1965).

Псевдобрукитовая серия возникает при высокотемпературном окислении минералов гематитовой серии. Хотя члены этой серии встречаются в горных породах и являются показателями высокотемпературной истории породы, мы не будем уделять им особого внимания, так как псевдобрукиты являются парамагнетиками вплоть до температуры порядка -190°C .

В зависимости от примесей в кристаллической решетке магнетита в горных породах могут присутствовать различные феррошпинели, которые будут относиться к рядам магнетит – магнезиоферрит, магнетит – яacobит и др. В породах, прошедших очень высокие давления

и температуры, встречаются пикроильмениты – промежуточные члены серии ильменит – гематит – гейкелит. Однако для пород, которые будут рассматриваться ниже, наиболее характерными являются титаномагнетиты и гемоильмениты, поэтому следует более подробно остановиться на этих двух сериях.

Титаномагнетитовая серия



Магнетит Fe_3O_4 – крайний член серии, типичный ферримагнетик, является наиболее распространенным минералом. Он присутствует во всех видах пород: в изверженных, осадочных и метаморфических. Его основные свойства приведены в табл. 1. Точка Кюри магнетита 578°C ; примеси в кристаллической решетке снижают T_C . Магнетит обладает кубической структурой обращенной шпинели, но при -154°C его структура переходит в орторомбическую, что сопровождается увеличением H_C при почти не отличающейся от значения при комнатной температуре величине I_S . Температура -146°C носит название изотропной точки. При этой температуре первая константа магнитной анизотропии превращается в 0. При приближении к этой точке уменьшаются H_C и I_{rs} и увеличивается восприимчивость κ .

Ульвошпинель – Fe_2TiO_4 – второй крайний член серии, обладает кристаллической структурой обращенной шпинели, парамагнетик при комнатной температуре, становится антиферромагнетиком при $T^\circ = 120^\circ\text{K}$. Эта температура получена методом экстраполяции. В породах ульвошпинель встречается только в виде тонких прорастаний при распаде титаномагнетитов.

Титаномагнетиты – это промежуточные члены серии, твердые растворы магнетита и ульвошпинели. Впервые синтез титаномагнетитов был осуществлен С.Акимото, Т.Кацурой и М.Иосидой (Акимото а. о., 1957).

При увеличении процентного содержания ульвошпинели постоянная кристаллической решетки увеличивается от 8,39 до 8,53, точка Кюри уменьшается от 578°C до -153°C (рис. 2), магнитный момент насыщения убывает и точка низкотемпературного фазового перехода смещается в область температур ниже жидкого азота. Зависимость магнитного момента насыщения от состава серии по результатам разных авторов показана на рис. 3, 4 (Нагата, 1965).

Титаномагнетиты являются основными ферромагнитными минералами изверженных пород.

Наиболее интересны для магнитологов титаномагнетиты с температурами Кюри выше комнатной температуры. Кроме титана, в титаномагнетитах часто присутствуют Mg, Mn, Al, Cr и другие элементы, но их суммарное содержание мало и обычно не превышает 10%.

Возможная форма растворения серии $\text{Fe}_3\text{O}_4 - \text{Fe}_2\text{TiO}_4$ рассматривалась многими исследователями, однако наиболее правильной счи-

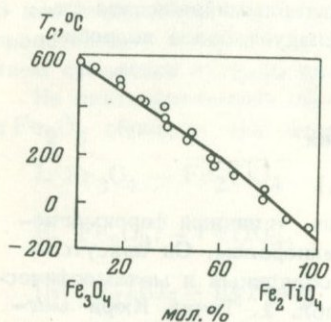


Рис. 2. Зависимость точек Кюри от химического состава титаномagnetитов

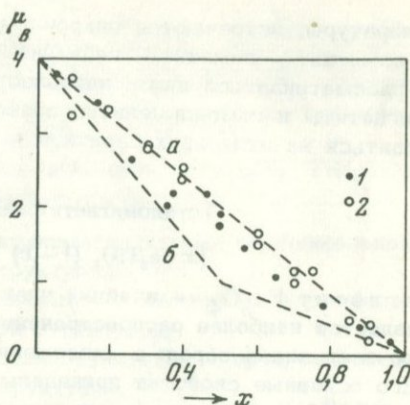


Рис. 3. Зависимость магнитного момента насыщения от состава титаномagnetитов

а - модель Акимото, б - модель Нееля-Шевалье; 1 - экспериментальные значения μ_B , полученные Акимото; 2 - результаты Стефенсона (Bleil, 1971)

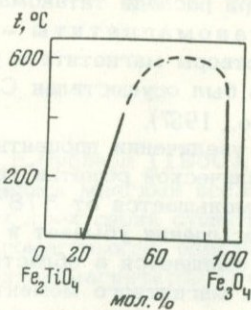
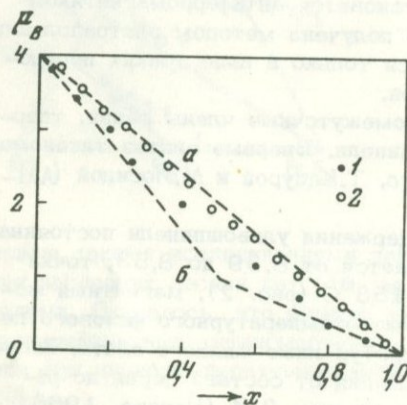


Рис. 4. Зависимость магнитного момента насыщения от состава титаномagnetитов

а - модель Акимото, б - модель Нееля-Шевалье; 1 - экспериментальные результаты Банерджи-О'Рейли; 2 - результаты Блейла (Bleil, 1971)

Рис. 5. Диаграмма растворимости бинарной серии $Fe_3O_4-Fe_2TiO_4$

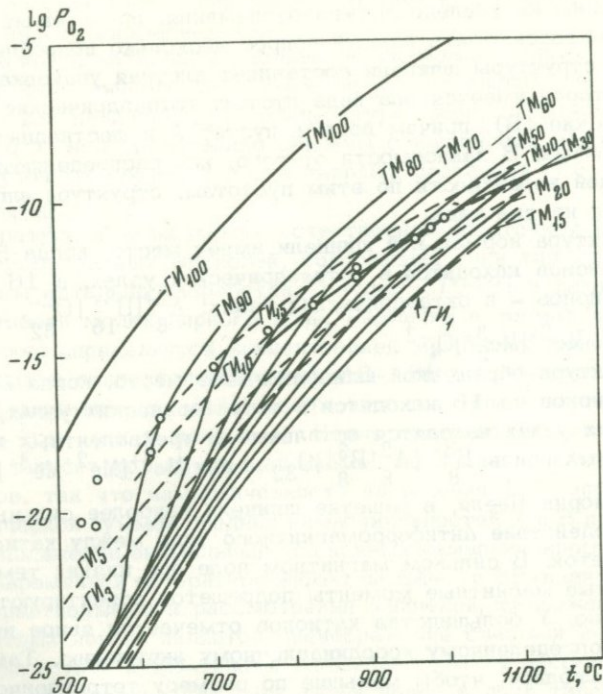


Рис. 6. Кристаллизация титаномagnetитов и гематитов в зависимости от температуры и летучести кислорода

Точки — эксперименты, проведенные с лавой

тается диаграмма состояния, уточненная Е.Бастой (Basta, 1960; рис. 5). Из этой диаграммы видно, что большая часть составов титаномagnetитов может возникнуть лишь при высоких температурах. Эти составы являются метастабильными в условиях поверхности Земли (T около 20°C).

Титаномagnetиты возникают практически во всех изверженных породах на разных стадиях магматического процесса. Чаще всего такие титаномagnetиты имеют значения $x = 0,2-0,8$. А.Баддингтон классифицировал породы по содержанию TiO_2 в титаномagnetитах, при этом был сделан вывод о зависимости состава титаномagnetита от глубины кристаллизации, температуры и летучести кислорода. Результаты по экспериментальным данным приведены на рис. 6 (Buddington, Lindsley, 1964).

Чтобы лучше понять связь изучаемых магнитных свойств с составом минералов титаномagnetитовой серии и динамику фазовых превращений, следует рассмотреть их катионное распределение. Поскольку ни в одной монографии по магнетизму горных пород этому

распределению не уделено должного внимания, представляется целесообразным рассмотреть данный вопрос несколько подробнее.

Основу структуры шпинели составляет плотная упаковка кислорода, в которой имеется два вида пустот: тетраэдрические (А) и октаэдрические (В), причем восемь пустот А и шестнадцать В заняты катионами. В зависимости от того, как распределяются катионы различной валентности по этим пустотам, структура шпинели подразделяется на два типа.

1. Структура нормальной шпинели имеет место, когда 8 двухвалентных ионов находятся в тетраэдрических узлах, а 16 трехвалентных ионов – в октаэдрических узлах: $A_8^{2+}[B_{16}^{3+}]O_{32}^{2-}$, в общем виде – $Me_2^{2+}[Me_2^{3+}]O_4^{-2}$.

2. Структура обращенной шпинели имеет место, когда 8 трехвалентных ионов из 16 находятся в тетраэдрических узлах, а в октаэдрических узлах находятся остальные 8 трехвалентных и все 8 двухвалентных ионов: $B_8^{3+}[A_8^{2+}B_8^{3+}]O_{32}$ или $Me_3^{3+}[Me_2^{2+}Me_3^{3+}]O_4$.

Согласно теории Нееля, в решетке шпинели наиболее сильным является взаимодействие антиферромагнитного типа между катионами А и В подрешеток. В сильном магнитном поле при низких температурах атомные магнитные моменты подрешеток ориентируются антипараллельно. У большинства катионов отмечается явное предпочтение к определенному координационному окружению. Так, энергетически выгоднее, чтобы меньшие по размеру тетраэдрические узлы были заняты меньшими по радиусу трехвалентными ионами железа Fe^{3+} . Ионы титана чаще всего располагаются в октаэдрических узлах. Однако это распределение часто нарушается.

Результирующий момент насыщения равен разности намагниченностей подрешеток А и В.

Катионное распределение магнетита соответствует (Shull а. о., 1951) структуре обращенной шпинели $Fe_3^{3+}[Fe_2^{2+}Fe_3^{3+}]O_4^{-}$. Поскольку трехвалентные ионы поровну распределены между подрешетками А и В, их магнитные моменты компенсируются, и магнитный момент магнетита равен магнитному моменту ионов Fe^{2+} , т.е. 4μ (μ – магнетон Бора).

Ульвошпинель по катионному распределению представляет собой нормальную шпинель $Fe_2^{2+}[Fe^{2+}Ti^{4+}]O_4^{-}$.

Катионное распределение в маггемите, который можно рассматривать как продукт окисления магнетита, было получено Е.Дж.М.Вервеем (Verwey а. о., 1948). По этому распределению маггемит имеет структуру обращенной шпинели, причем 1/9 катионных позиций в октаэдрических узлах является вакантной $Fe_8^{3+}[Fe_{13,33}^{3+} \square_{2,67}]O_{32}$. Магнитный момент при $0^\circ K$ был получен $1,18\mu$ Бора.

Определение катионного распределения в титаномагнетитах, т.е. распределение ионов Fe^{2+} , Fe^{3+} и Ti^{4+} по тетра- и октаэдрическим позициям в структуре шпинели, является одной из важнейших

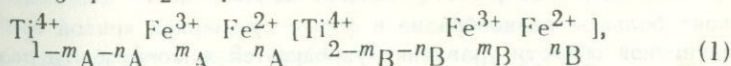
задач при восстановлении первичного состава измененных в различных условиях титаномагнетитов¹.

В принципе о катионном распределении можно судить исходя из измерений намагниченности насыщения и определения температуры Кюри, так как величина μ_s , температура Кюри, а также форма кривых $I_s(t^0)$ непосредственно связаны с катионным распределением в промежуточных составах серии твердых растворов $x\text{Fe}_2\text{TiO}_4 - (1-x)\text{Fe}_3\text{O}_4$.

Температурная зависимость естественной остаточной намагниченности ферромагнитных шпинелей, содержащих один тип магнитных ионов, была детально разработана Неелем (1948) в рамках Вейссовской теории молекулярного поля. Различие в формах кривых $I(t^0)$ в этой теории определяется концентрацией магнитных ионов в А и В подрешетках и относительной силой АВ-, ВВ- и АА-взаимодействий. При рассмотрении шпинелей, содержащих два типа магнитных ионов Fe^{3+} и Fe^{2+} , как в магнетите, Неель предположил, что взаимодействие зависит только от занимаемой позиции в решетке, но не от типа ионов, так что намагниченность насыщения I_s определяется геометрической суммой средних намагниченностей А и В подрешеток. В таком приближении аномальный ход кривых намагниченности приписывается в современной литературе эффектам АА- и ВВ-взаимодействий.

Альтернативным при рассмотрении шпинелей, содержащих два типа магнитных ионов, является пренебрежение слабыми внутриподрешеточными АА- и ВВ-типами взаимодействий и рассмотрение только АВ-взаимодействия для двух типов ионов в двух типах положений. В таком приближении А.Стефенсон (Stephenson, 1972) получил расчетную формулу для концентрационной зависимости температуры Кюри титаномагнетитов, а также показал возможность получения всех типов Неелевских кривых² только за счет АВ-взаимодействия.

В общем виде катионное распределение стехиометрических титаномагнетитов, т.е. промежуточных членов серии твердых растворов $(1-x)\text{Fe}_3\text{O}_4; x\text{Fe}_2\text{TiO}_4$, может быть представлено следующим образом:



где ионы в квадратных скобках находятся в октаэдрических позициях, а ионы вне скобок – в тетраэдрических; m_A, m_B, n_A, n_B

¹ Для определения катионного распределения обычно используется анализ интенсивностей рентгеновских дифракционных линий. Однако надежный результат может быть получен только в случае резкого различия в атомных факторах рассеяния для различных катионов в решетке. Кроме того, этот метод дает лишь распределение ионов железа по подрешеткам без различия в валентности.

² Подробно о Неелевских кривых, т.е. о разном типе зависимости I_s двухподрешеточных ферромагнетиков от температуры см., например, Т.Нагата (1965).

обозначает концентрацию ионов Fe^{3+} и Fe^{2+} в А- и В-положениях. Если рассматривать только АВ-взаимодействие, то на эти ионы действуют четыре молекулярных поля H_{1A} , H_{1B} , H_{2A} и H_{2B} , где H_{iAB} выражаются уравнениями:

$$\begin{aligned} H_{1A} &= -W[m_B l_{1B} + \sigma_1 n_B l_{2B}], \\ H_{1B} &= -W[m_A l_{1A} + \sigma_1 n_A l_{2A}], \\ H_{2A} &= -W\sigma_1[m_B l_{1B} + \sigma_2 n_B l_{2B}], \\ H_{2B} &= -W\sigma_1[m_A l_{1A} + \sigma_2 n_A l_{2A}], \end{aligned} \quad (2)$$

где W , σ_1 , σ_2 — положительные константы; l_{1A} ... и т.п. — вклад в намагниченность А-подрешетки (на единицу объема) от одного Fe^{3+} — иона на формульную единицу.

Намагниченность подрешеток в присутствии внешнего поля H_e дается тогда следующим образом:

$$\begin{aligned} l'_{1A} &= NM_{1A} B_s \left[\frac{M_{1A} [H_{1A} + H_e]}{kT} \right] \\ l'_{1B} &= NM_{1B} B_s \left[\frac{M_{1B} [H_{1B} + H_e]}{kT} \right] \quad \text{и т.д.,} \end{aligned} \quad (3)$$

где N — число формульных единиц на единицу объема; B_s — функция Бриллюэна; $S_{1,2}$ — спиновое квантовое число, равное $5/2$ для ионов Fe^{3+} , и 2 — для ионов Fe^{2+} ; M_{1A} и M_{2A} — атомные магнитные моменты равны 5 и 4μ соответственно.

Общая намагниченность I_s равна сумме четырех намагниченностей: $I_{1A} + I_{1B} + I_{2A} + I_{2B}$, где $I_{1A} = m_A l'_{1A}$ и т.п. Из этого и возникает большое разнообразие в форме суммарной кривой $I_s(t^0)$. В парамагнитной области уравнения упрощаются и могут быть разрешены алгебраически. Подстановка $1/\kappa = 0$, где $\kappa = \partial I / \partial H$ дает выражение для точки Кюри. Конкретно для титаномagnetитов, как стехиометрических, так и катион-дефицитных, оно имеет следующий вид (Stephenson, 1972):

$$T_c = 700 \left(\frac{8 \cdot 4}{a} \right)^{1/3} \sqrt{D - \frac{\Lambda}{D}}, \quad (4)$$

где a — параметр решетки; $\Lambda = 0,0583 m_A m_B n_A n_B$; $D = m_A \cdot m_B + +0,451(m_A n_B + n_A m_B) + 0,0438 n_A n_B$.

Таким образом, видно, что катионное распределение непосредственно определяет величину I_s , форму кривых $I_s(t^0)$ и температуру Кюри.

В настоящее время в литературе рассматриваются в основном три модели катионного распределения титаномагнетитов. Первая модель, предложенная С.Акимото (Bleil, 1971), предполагает линейное изменение концентрации ионов Fe^{3+} и Fe^{2+} по А- и В-подрешеткам во всей области изменения x :

$$Fe^{3+}_{1-x} Fe^{2+}_x [Fe^{3+}_{1-x} Fe^{2+}_x Ti^{4+}_x] O^{2-}_4 \quad (5)$$

Согласно этой модели намагниченность насыщения также меняется линейно с составом (см. рис. 3).

Вторая модель катионного распределения была выдвинута Л.Неелем (Neel, 1955) и Шевалье и др. (Bleil, 1971). Они приняли во внимание предпочтение ионов Fe^{3+} для тетраэдрических позиций и предположили, что в целой области составов все ионы Fe^{3+} расположены в этих позициях:

$$Fe^{3+}_{2-2x} Fe^{2+}_{2x-1} [Fe^{2+}_{2-x} Ti^{4+}_x] O^{2-}_4 \quad \text{для} \quad x \geq 0,5 \quad (6)$$

$$Fe^{3+} [Fe^{3+}_{1-2x} Fe^{2+}_{1+x} Ti^{4+}_x] O^{2-}_4 \quad \text{для} \quad x \leq 0,5.$$

Магнитный момент насыщения должен меняться при этом следующим образом:

$$\mu = 2-2x \quad \text{для} \quad x \geq 0,5 \quad (7)$$

$$\mu = 4-6x \quad \text{для} \quad x \leq 0,5$$

Расхождение экспериментальных значений с теоретическими для этих двух моделей, которое видно из рис. 4, а, б, привело В.О.Рейли, С.К. Банерджи и П.В. Ридмана (O'Reilly, Banerjee, 1967; O'Reilly, Readman, 1971) к построению еще одной модели катионного распределения, в которой серия твердых растворов разбивается на три области:

$$I. Fe^{3+}_1 [Fe^{3+}_{1-2x} Fe^{2+}_{x+1} Ti^{4+}_x] O^{2-}_4 \quad 0 \leq x \leq 0,2$$

$$II. Fe^{3+}_{1,2-x} Fe^{2+}_{x-0,2} [Fe^{3+}_{0,8-x} Fe^{2+}_{1,2} Ti^{4+}_x] O^{2-}_4 \quad 0,2 \leq x \leq 0,8$$

$$III. Fe^{3+}_{2-2x} Fe^{2+}_{2x-1} [Fe^{2+}_{2-x} Ti^{4+}_x] O^{2-}_4 \quad 0,8 \leq x \leq 1,0 \quad (8)$$

В областях I и III эта модель подобна модели Нееля-Шевалье, т.е. ионы Fe^{3+} предпочитают тетраэдрические позиции, в то время как в области $0,2 \leq x \leq 0,8$ это предпочтение значительно ослаблено.

Все три модели предполагают, что ионы Ti^{4+} занимают только октаэдрические позиции. Для объяснения отклонения эксперименталь-

ных результатов измерения μ от первых двух теорий С.Акимото и А.Гортер предположили, что часть ионов Ti^{4+} может занимать А-положения (Bleil, 1971).

Детальное изучение экспериментальных результатов по намагниченности насыщения для стехиометрических титаномагнетитов показало, что наблюдаемый разброс значений μ непосредственно связан с условиями синтеза, а именно с температурой закалки. Отсюда ясно, что катионное распределение в титаномагнетитах зависит от температуры (Bleil, 1971; Stephenson, 1972).

Равновесное значение m_B , которое может быть использовано как параметр катионного распределения, выражается следующим уравнением в функции температуры:

$$m_B = \frac{1-3\gamma}{2(1-\gamma)} - x + \left[\left(\frac{1+\gamma}{2(1-\gamma)} \right)^2 - x(1-x) \right]^{1/2}, \quad (9)$$

где $\gamma = \exp\left(-\frac{\Delta E}{kT}\right)$; ΔE - энергия, требуемая для перехода тетраэдрического Fe^{3+} -иона в В-положение (октаэдрическая позиция) одновременно с переходом октаэдрического Fe^{2+} -иона в А-положение (тетраэдрическая позиция). ΔE положительна, так как Fe^{3+} -ионы предпочитают А-положения. Выражение (9) получено при следующих предположениях: 1) все ионы Ti^{4+} занимают В-позиции; 2) максимальное число ионов Fe^{3+} в В-позициях равно единице; 3) число ионов Fe^{2+} в В-позициях, участвующих в обмене, равно $1 - m_B$.

При высоких температурах, вблизи точки плавления, было обнаружено, что ΔE приближается к 0, так что $\gamma \rightarrow 1$. Мы приходим к беспорядочному распределению, определяемому $m_B = 1 - x$, что соответствует катионному распределению, предложенному Акимото (см. рис. 3). При $T \rightarrow 0$ $\gamma \rightarrow 0$, и существуют две области значений m_B :

$$\begin{aligned} m_B &= 1 - 2x & x \leq 0,5, \\ m_B &= 0 & x > 0,5. \end{aligned}$$

Таким образом, катионное распределение наиболее упорядоченного состояния соответствует модели Нееля-Шевалье; см. (6).

Для промежуточного катионного распределения при условии, что все ионы Ti^{4+} находятся в В-позициях (т.е. $m_A + n_A = 1$), зависимость магнитного момента насыщения от температуры выразится следующим образом (Bleil, 1971):

$$\mu = 2 \left[1 + \frac{1-3\gamma}{2(1-\gamma)} - 2x \pm \sqrt{\left(\frac{1+\gamma}{2(1-\gamma)} \right)^2 - x(1-x)} \right] \quad (10)$$

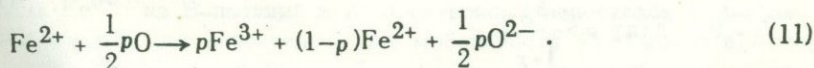
Оказалось, что величины энергии активации ΔE , определенные из экспериментальных значений μ для одного и того же состава

при фиксированных, но различных температурах закалки, существенно отличны. При закалке от 1150°C энергия активации была определена равной 0,21eV (Akimoto a. o., 1957), в случае же закалки от 1300°C энергия активации, вычисленная по данным У.Блейла (Bleil, 1971) для того же состава с $x = 0,5$, равна 0,04eV. Такой значительный разброс величин ΔE наблюдается для титаномагнетитов всех составов (Bleil, 1971). Можно лишь отметить тенденцию относительного увеличения ΔE с уменьшением x . Последнее обстоятельство связано с тем, что катионное распределение в магнетите ($x = 0$) не зависит от температуры.

Таким образом, детальный анализ разброса экспериментальных данных приводит к предположению, что энергия активации ΔE не является постоянной величиной. Так как она увеличивается от ульвошпинели к магнетиту, т.е. включает компоненты, чувствительные к распределению катионов, то, следовательно, энергия активации зависит и от температуры. Явный вид ΔE как функции температуры и состава пока не ясен, поскольку наблюдается значительный разброс в экспериментальных данных. По-видимому, этот разброс происходит из-за трудностей синтеза и различия в методах определения μ .

В настоящее время открыты однофазные катион-дефицитные титаномагнетиты (титаномаггемиты), образующиеся при низкотемпературном окислении стехиометрических титаномагнетитов.

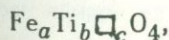
Окисление титаномагнетитов с сохранением шпинельной структуры - однофазное окисление - связано с переходом части ионов Fe^{2+} в Fe^{3+} за счет отдачи внешнего $6d$ -электрона оболочки иона Fe^{2+} для ионизации поглощенного атома кислорода. В связи с этим можно ввести параметр окисления p , дающий долю общего количества первоначальных ионов Fe^{2+} в образце, перешедшем в Fe^{3+} , т.е.:



Таким образом, химический состав катион-дефицитных титаномагнетитов определяется двумя параметрами: x и p . По условиям сохранения электронейтральности решетки переход иона Fe^{2+} в Fe^{3+} должен сопровождаться появлением структурных вакансий в согласии с соотношением (Третьяков, 1967):



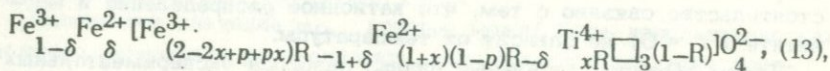
В связи с этим химическая формула однофазных окисленных титаномагнетитов (катион-дефицитных) записывается следующим образом:



где $a + b + c = 3$.



Распределение катионов и вакансий по тетра- и октаэдрическим подрешеткам шпинельной структуры также неоднозначно и зависит от катионного распределения первичного неокисленного титаномагнетита и механизма низкотемпературного окисления (Readman, O'Reilly, 1972; Stephenson, 1972). Общая формула катионного распределения в окисленных титаномагнетитах при условии, что все ионы Ti и вакансии сосредоточены в В-позициях, может быть записана следующим образом:



где R- фактор увеличения числа формульных единиц в образце за счет окисления $R = 8/[8+p(1+x)]$; δ -число ионов Fe^{2+} на формульную единицу, находящуюся в тетраэдрических позициях. Для данного состава $(x, p)\delta$ является параметром, характеризующим катионное распределение, а изменение δ с изменением p характеризует механизм окисления, для которого в литературе рассматривается также несколько моделей.

Первая модель (Verhoogen, 1962) предполагает, что первоначально все ионы Fe^{3+} локализованы в А-позициях. Это происходит за счет энергии предпочтения ионов Fe^{3+} для А-позиций, так как связано с понижением общей энергии решетки благодаря образованию ковалентных связей. В несколько модифицированном виде это означает, что все новые ионы Fe^{3+} образуются за счет ионов Fe^{2+} в А-позициях и располагаются также в тетраэдрических пустотах. Уменьшение числа ионов Fe^{2+} на формульную единицу дается следующей формулой (Readman, O'Reilly, 1972):

$$\delta = [\delta_0 - (1+x)p]R \quad \text{для} \quad p < \frac{\delta_0}{1+x},$$

$$\delta = 0 \quad \text{для} \quad p > \frac{\delta_0}{1+x}, \quad (14)$$

где δ_0 - первоначальное значение δ для стехиометрического титаномагнетита (n_A) в формуле (1). Зависимость намагниченности насыщения от p по этой модели показана на рис. 7, а-в - кривые 1.

Второй механизм окисления учитывает различие в подвижности ионов А- и В-подрешеток, поскольку ионы в А-подрешетке имеют ковалентные связи, а в В - ионные. По этой модели окисление происходит в основном за счет ионов Fe^{2+} и идет в две стадии. На первой осуществляется окисление ионов Fe^{2+} в В-позициях, при этом вновь образовавшиеся ионы Fe^{3+} и вакансии сосредоточены также в В-позициях. Тетраэдрические ионы на этой стадии остаются неизменными. Окисление ионов Fe^{2+} начинается только после полного окисления Fe^{2+} в В-позициях - это соответствует второй стадии.

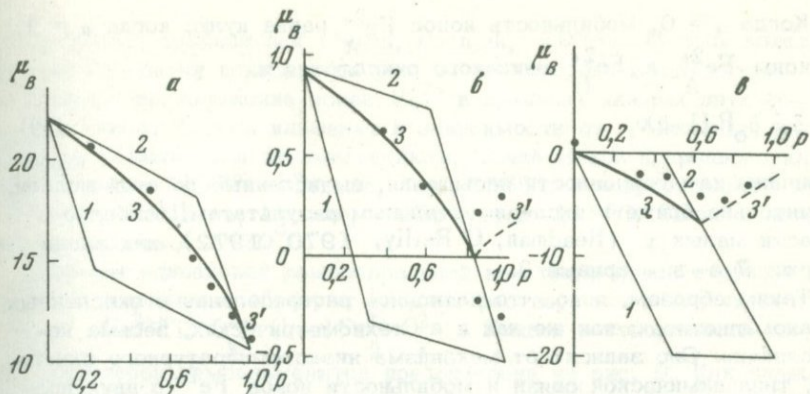


Рис. 7. Изменение магнитного момента μ_B , как функция степени окисления титаномagnetитов

Состав титаномagnetитов: а - $x=0,4$; б - $x=0,7$; в - $x=1,0$;
 p - параметр окисления. Пояснение 1-3 см. в тексте

По этому механизму:

$$\delta = \delta_0 \quad p < \frac{8(1+x-\delta_0)}{(1+x)(8+\delta_0)}, \quad (15)$$

$$\delta = (1+x)(1-p)R \quad \text{для более высоких } p.$$

Зависимость $\mu(p)$ по этой модели показана на рис. 7, а-в - кривые 2.

Данная модель не принимает во внимание вероятности диффузии ионов Fe^{3+} из В-позиций в А, электронных перескоков в А-позициях и некоторой вероятности для мобильности Fe^{2+} ионов в А-положении. Если ввести фактор f , как часть вновь образующихся ионов Fe^{3+} за счет окисления Fe_A^{2+} , то с учетом электронных перескоков (Readman, O'Reilly, 1970; Readman, O'Reilly, 1972):

$$\delta = [\delta_0 - fp(1+x)]R. \quad (16)$$

f является функцией концентрации:

$$f = \frac{\delta}{(1+x)(1-p)R}. \quad (17)$$

Тогда, подставляя (17) в (16), получаем:

$$\delta = \frac{\delta_0(1-p)R}{1-p+ap}, \quad (18)$$

где a - фактор собственной способности ионов Fe_A^{2+} к окислению.

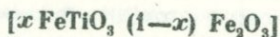
Когда $a = 0$, подвижность ионов Fe_A^{2+} равна нулю; когда $a = 1$, то ионы Fe_A^{2+} и Fe_B^{2+} одинаково окисляются и

$$\delta = \delta_0 R (1-p). \quad (19)$$

Величины намагниченности насыщения, вычисленные по этой модели, значительно ближе к экспериментальным результатам, особенно в области малых x (Readman, O'Reilly, 1970, 1972), как видно из рис. 7, а-в — кривые 3.

Таким образом, ясно, что катионное распределение в окисленных титаномагнетитах, так же как и в стехиометрических, весьма неоднозначно. Оно зависит от механизма низкотемпературного окисления, типа химической связи и подвижности ионов Fe^{2+} в двух под-решетках шпинельной структуры.

Гемоильменитовая серия



Гематит — $\text{Fe}_2^{3+}\text{O}_3^{2-}$ — крайний член ряда, широко распространен в природе, являясь слабым ферромагнетиком, обладает малой величиной I_s — на два порядка меньшей, чем у магнетита. Вопрос о природе магнетизма гематита долго являлся спорным. По последним представлениям (Дзялошинский, 1957), спины ионов Fe^{3+} в чередующихся плоскостях кристаллической решетки гематита составляют угол $< 180^\circ$, за счет чего суммарная $I_s \neq 0$ в направлении, перпендикулярном плоскости спинов. Гематит имеет ромбоэдральную кристаллическую структуру с параметром решетки $a = 5,427 \text{ \AA}$ и ромбическим углом $a_{rh} = 55^\circ 15,8'$. Магнитный момент при температурах выше -23°C лежит в главной плоскости кристалла, ниже этой температуры становится направленным вдоль его тройной оси. Температура -23°C является низкотемпературной точкой превращения гематита и называется точкой Морина, которая смещается в сторону более низких температур при добавлении примесей Ti^{4+} , Al^{3+} , Fe^{2+} , Mg^{2+} , Mn^{3+} . Превращения в точке Морина наблюдаются не во всех образцах, в которых присутствует гематит. Это зависит от структуры и величины зерна гематита. Точка плавления гематита лежит в интервале температур $1700\text{--}1800^\circ\text{C}$. Точка Кюри гематита 675°C . Монокристаллы гематита обладают сравнительно низкой коэрцитивной силой. Разрушающие поля H'_{CS} монокристаллов равны $\sim 40\text{--}60$ э. Однако тонкозернистые поликристаллические образования гематита, а также образцы, несущие тонкозернистый гематит, обладают очень высокой магнитной стабильностью (H_C — тысячи эрстед).

Ильменит — $\text{Fe}^{2+}\text{Ti}^{4+}\text{O}_3^{2-}$ — второй крайний член ряда, имеет также ромбоэдральную структуру с параметрами решетки $a = 5,523 \text{ \AA}$, $a_{rh} = 54^\circ 51'$. Кристаллическая решетка его представляет собой чередование катионных слоев железа и титана, располагающихся пер-

пендикулярно тройной оси (Barth, Posnjak, 1934). Модель кристаллической решетки показана на рис. 8, из которого видно антипараллельное расположение ионов Fe^{2+} в пределах каждых двух соседних слоев. Чистый ильменит в зависимости от t^0 является антиферромагнетиком или парамагнетиком. Точка Нееля природного ильменита равна $-205^{\circ}C$ (Bizette, Tsai, 1956), а искусственного на 13° ниже (Ishikawa, Akimoto, 1958), т.е. $-218^{\circ}C$. Точка плавления ильменита $-1470^{\circ}C$.

Обладая одинаковой ромбоэдральной кристаллической структурой, гематит и ильменит образуют твердые растворы — гемоильмениты — $xFe_2^{2+}Ti_3^{4+}O_2 - (1-x)Fe_2^{3+}O_3$. Кривая растворимости твердых растворов гемоильменитов представлена на рис. 9. Как видно из рисунка, ильменит и гематит смесимы при t^0 выше $950^{\circ}C$. На основании таких же экспериментов, а также выводов, получаемых при изучении некоторых месторождений, П.Рамдор (1962) считает, что гематит и ильменит изоморфны и смесимы в любых отношениях при температуре $600^{\circ}C$. Противоречивы мнения и по поводу пределов взаимной растворимости этих минералов при низкой температуре. П.Рамдор отмечает, что при обычной температуре в решетку ильменита входит не более 6 вес. % гематита. Он считает, что более часто встречаются твердые растворы с большим количеством $FeTiO_3$, чем Fe_2O_3 . Нераспавшиеся гемоильмениты с высоким содержанием Fe_2O_3 встречаются редко, но наблюдались неоднократно. Возможность кристаллизации гемоильменитов разных составов в зависимости от температуры и кислородного потенциала показана на рис. 5 (Buddington, Lindsley, 1964). Параметры решетки промежуточных членов серии изменяются от $a_{rh} = 5,42 \text{ \AA}$ для гематита до $a_{rh} = 5,54 \text{ \AA}$ для ильменита и от $a_{rh} = 55^{\circ}15'$ для гематита до $54^{\circ}51'$ для ильменита. Температура Кюри минералов меняется соответственно от $675^{\circ}C$ для гематита до $-205^{\circ}C$ для ильменита (рис. 10). При изменении гематита или ильменита на 1 мол. % T_c изменяется на $8,8^{\circ}$. Гемоильмениты с составом $1 > x \geq 0,45$ являются ферримагнетиками, а при $0,45 \geq x > 0$ — антиферромагнетиками со слабым ферромагнетизмом. Твердые растворы, которые при комнатной температуре являются ферримагнитными и обуславливают магнитные свойства пород, ограничены узким интервалом составов $0,75 > x \geq 0,45$. Часть твердых растворов, относящихся к граничной зоне между ферри- и антиферромагнетиками, способна приобретать намагниченность, обратную приложенному полю. С.Уеда определил эту область (Uyeda, 1957) так: $0,45 \leq x \leq 0,6$.

Предложено несколько моделей катионного распределения гематито-ильменитов, но ни одна из них полностью не удовлетворяет экспериментальным данным для синтетических составов гемоильменитов. На рис. 11 представлены кривые зависимости магнитного момента от состава по экспериментальным данным разных исследователей (Bozorth a. o., 1957; Ishikawa, Akimoto, 1958), а также расчетные данные на основе различных моделей катионного распре-

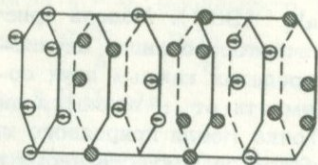


Рис. 8. Магнитная структура антиферромагнитного ильменита (Нагата, 1965)

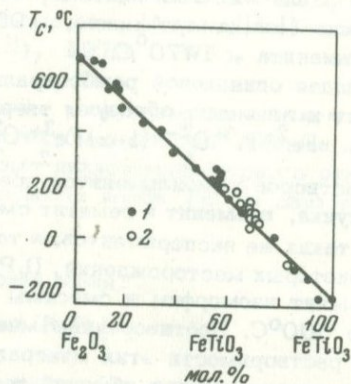
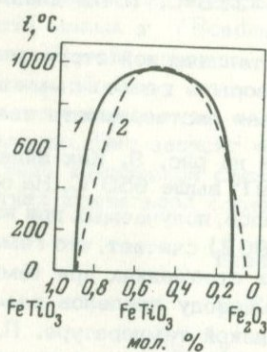


Рис. 9. Кривая растворимости твердых растворов гемейльменитовой серии

1 - по Уеда (Uyeda, 1957); 2 - по Кармайклу (Нагата, 1965)

Рис. 10. Зависимость точек Кюри от химического состава гемейльменитов (Нагата, 1965)

Образцы: 1 - синтетические, 2 - естественные

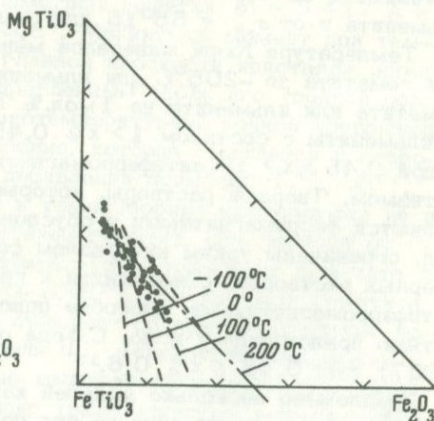
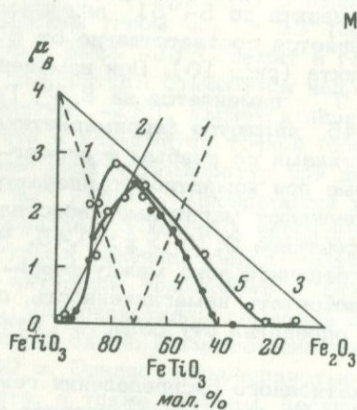


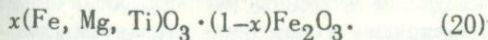
Рис. 11. Зависимость магнитного момента от химического состава гемейльменитов

1-5 - различные модели (Нагата, 1965)

Рис. 12. Зависимость точек Кюри от состава в системе ильменит - гейкилит - гематит (Нагата, 1965)

деления. Некоторые из них (линия 1) противоречат опытным данным (Куме, 1955). Куме полагал, что магнитный момент обусловлен разностью Fe^{2+} и Fe^{3+} , которые образуют отдельные антипараллельные подрешетки. Линия 2 соответствует упорядоченному состоянию, при котором магнитный момент соединения определяется Fe^{3+} . Это состояние соответствует составам, содержащим до 20 мол.% гематита. Прямая линия 3 соответствует упорядоченному состоянию во всех составах ряда, а магнитный момент состава определяется моментами ионов Fe^{2+} . Как можно видеть из рис. 11, наиболее полное совпадение расчетных и опытных данных получается, если принять, что ионы Fe^{2+} во всем интервале составов распределяются равномерно по двум антипараллельным подрешеткам, а ионы Fe^{3+} при содержании до 30 мол.% Fe_2O_3 располагаются в одной из них, а при более высоких содержаниях Fe_2O_3 - во второй (Колесников, 1970).

Если в гемойльмените происходит изоморфное замещение Fe^{3+} на $Mg^{2+} + Ti^{4+}$, образуются минералы - члены системы ильменит - гейкелит - гематит, так называемые пикроильмениты. Статистика показывает, что в пикроильменитах содержание ильменитового компонента более или менее постоянно, порядка 50-55 мол.% (рис. 12); (Колесников, 1965). Это позволяет записать систему в виде:



Изучение связи точек Кюри и состава пикроильменитов было проведено Л.В. Колесниковым и Е.В. Францессон (1970). Верхний предел T_c изученных пикроильменитов был $300^\circ C$. При $0 < x < 0,25$ T_c изменяется линейно с изменением содержания гематита (рис. 13). При $0 < x < 0,15$ T_c попадает в область отрицательных температур. Изменение содержания гематита в этой серии сказывается на T_c гораздо сильнее, чем в гемойльменитовой серии:

изменение содержания гематита на 1 мол.% изменяет точку Кюри на $28^\circ C$. Выведена эмпирическая формула для расчета точки Кюри пикроильменитов в зависимости от содержания гематита:

$$T_c = 28(a-15),$$

где a - содержание гематитового компонента в мол.%.

Таким образом, коротко рассмотрены некоторые свойства, а также возможные и наиболее вероятные модели катионных распределений основных магнитных минералов изверженных горных пород - титаномагнетитов и гемойльменитов. Встречающиеся расхождения

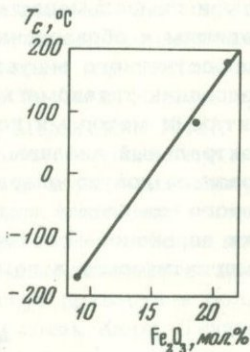


Рис. 13. Зависимость точек Кюри от содержания Fe_2O_3

расчетных и экспериментальных данных обусловлены трудностями исследования свойств этих твердых растворов, резко меняющихся в промежуточных областях составов ульвошпинель – магнетит, ильменит – гематит.

Глава II

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ СОСТАВА МАГНИТНЫХ МИНЕРАЛОВ И ИХ ПЕРСПЕКТИВНОСТЬ ПРИ РЕШЕНИИ ПОСТАВЛЕННОЙ ЗАДАЧИ

Исследование базальтового вулканизма методами магнитометрии – термодинамических условий зарождения и выхода на поверхность магм, эволюции магматических очагов, длительности существования лав на поверхности Земли – требует выявления закономерностей формирования и последующих изменений минералов титаномагнетитового и гемоильменитового рядов твердых растворов. Минералы обеих серий могут возникать на первых этапах кристаллизации расплавов. Будучи неустойчивыми в условиях земной поверхности, титаномагнетиты и гемоильмениты подвергаются всевозможным изменениям, приводящим к образованию очень сложных и труднодоступных для непосредственного визуального анализа ассоциаций минералов. При исследовании титаномагнетитов и гемоильменитов в комплексе с магнитными методами используются минералогический, химический и спектральный анализы. В настоящей главе представляется целесообразным кратко охарактеризовать возможности некоторого основного комплекса методов, применяемых в настоящее время для оценки первичного состояния и вторичных ассоциаций минералов титаномагнетитового и гемоильменитового рядов твердых растворов.

Магнитные методы

Магнитные методы определения состава можно условно разделить на две группы.

К первой группе следует отнести такие методы, которые используют физические параметры, зависящие только от состава и кристаллической структуры: намагниченность насыщения I_s , точка Кюри T_C .

Намагниченность насыщения I_s , измеряемая на магнитных весах, вибрационном магнитометре или баллистической установке (Нагата, 1965; Чечерников, 1963), связана с величиной удельной намагниченности σ_s соотношением: $\sigma_s = \frac{I_s}{d}$, где d – удельный вес вещества. В то же время $M_s = \frac{M \cdot \sigma_s}{N \mu_B}$, где M_s – магнитный момент, M – молекулярный вес, N – число Авогадро, μ_B – магнетон Бора. Построение эталонных зависимостей состав – σ_s , состав – M_s

позволяет при помощи измерения σ_s фракции определять состав и катионное распределение минералов. При известном составе и кристаллической структуре минерала с помощью измерения σ_s могут быть оценены количества микровключений. Однако для измерения σ_s требуется выделение мономинеральной фракции, что представляет значительную практическую трудность.

Определение точки Кюри не требует, как в случае σ_s , выделения мономинеральной фракции. В основе разнообразных методик нахождения точек Кюри лежат температурные изменения намагниченности насыщения I_s , остаточной намагниченности насыщения I_{rs} , магнитной восприимчивости κ , парциальной термоостаточной намагниченности I_{rpt} , вследствие которых указанные магнитные параметры меняются в точках или вблизи точек (блокирующие температуры) магнитных превращений второго рода (Белов, 1959; Нагата, 1965; Чечерников, 1963). Элементы-примеси, изоморфно входящие в структуру магнитных соединений, и вакансии изменяют их точки Кюри. Характер изменений определяется свойствами изоморфно входящих ионов, позициями ионов и вакансий в кристаллической решетке и их концентрациями. Детальное изучение зависимостей состав – точка Кюри для различных изоморфных рядов и серий природных ферритов-окислов проведено Л.В. Колесниковым (1965) и другими исследователями. Аналогичные исследования для минералов титаномагнетитового ряда выполнены различными зарубежными исследователями (Akimoto a. o., 1957; Creer, Stephenson, 1972; Ozima, Larson, 1969; Sanver, O' Reilly, 1970; Stephenson, 1972).

В результате подобных исследований было показано, что для качественных и количественных оценок состава изучаемых минералов необходимо не только построение характерных эталонных зависимостей состав – точка Кюри, примеси – состав – точка Кюри, но определение катионного распределения. Неточные сведения о катионном распределении исследуемого соединения могут привести к большим ошибкам при определении состава методом точек Кюри. Таким образом, первая трудность определения катионного распределения накладывает существенное ограничение на применение методов точек Кюри, как единственных при идентификации состава минералов титаномагнетитового и гемовильменитового рядов твердых растворов.

При определении точек Кюри многофазного соединения применение любого из методов в отдельности имеет свои преимущества и недостатки. Например, температурный ход намагниченности насыщения I_s двухфазного соединения будет определяться главным образом изменением намагниченности той фазы, которая преобладает в соединении. Разные количественные соотношения фаз в соединении и количественные различия в их намагниченностях насыщения приводят к тому, что потеря фазы с относительно малой намагниченностью насыщения при анализе кривой термомагнитного анализа становится еще более вероятной. С другой стороны, исследование температурного изменения намагниченности насыщения I_s имеет и свои преимущества. Во-первых, на кривой термомагнитного анализа $I_s(t^0)$ будут отсутствовать перегибы, обусловленные размером зерен, на-

пряженным состоянием и другими структурными неоднородностями подобного типа. Во-вторых, должны фиксироваться все вновь возникающие при нагреве фазы, намагниченность которых может наблюдаться на фоне сохранившейся при данной температуре суммарной намагниченности начальных фаз.

При определении точек Кюри с помощью термомагнитного анализа по остаточной намагниченности насыщения $I_{rs}(t^0)$ исчезают недостатки первого метода и приобретаются главным образом другие, от которых первый метод избавлен.

Приведенные примеры, касающиеся недостатков или преимуществ того или иного метода определения точек Кюри можно было бы продолжить, однако вывод ясен: наиболее целесообразно комплексное применение различных методик, например, $I_{rs}(t^0)$ и $I_s(t^0)$; $I_s(t^0)$ и I_{rpt} .

Перечисленные трудности являются главными, но далеко не полными при определении состава минералов титаномагнетитового и гемойльменитового рядов твердых растворов с помощью анализа точек Кюри. Однако высокие чувствительность и разрешающая способность данных методов делают их применение обязательным в комплексе различных исследований состава магнитных минералов. Термомагнитные методы могут применяться в широком интервале температур как высоких, так и низких. Использование данных методов при низких температурах открывает при анализе состава минералов титаномагнетитовой и гемойльменитовой серий новые возможности, поскольку кроме обнаружения низкотемпературных точек Кюри и отсутствия необратимых фазовых превращений могут быть выявлены переходы Морина или Вервея (Нагата, 1965).

Ко второй группе магнитных исследований определения состава ассоциаций минералов титаномагнетитового и гемойльменитового рядов твердых растворов следует отнести методы, связанные с температурными фазовыми превращениями данных соединений. Все они достаточно хорошо изложены в литературе по магнетизму горных пород, поэтому ограничимся лишь их перечислением: исследование температурных изменений параметров насыщения I_{rs} и H'_{cs} (Багин, 1966 а, б); определение повторных кривых $I_{rs}(t^0)$ и кривых охлаждения $I_{rs}(t^0)$ (Багин и др., 1969а; Нагата, 1965); длительные нагревы при определенных температурах (Багин, Бураков, 1969; Ozima, Larson, 1969). Перечисленные термомагнитные методы базируются на различной степени температурной устойчивости минералов титаномагнетитового и гемойльменитового рядов и продуктов их высоко- и низкотемпературных превращений.

Температурная стабильность может быть оценена по ряду характеристик, главными из которых являются следующие: температура или температурный интервал превращения, скорость превращения при определенных температурах. Исследования температурных фазовых превращений относительно при идентификации соединений, однако в ряде случаев могут дать существенные количественные оценки. Например, при помощи измерения скорости температурных превращений

титаномагнетитов была получена энергия активации миграции катионов (Creeg а. о., 1970а), которая является одной из важнейших характеристик при построении модели катионного распределения. Длительная выдержка титаномагнетитов и катион-дефицитных титаномагнетитов при температуре 400°C послужила основой для создания единственного метода точной идентификации последних в горных породах (Sanver, O'Reilly, 1970).

Наряду с большими преимуществами термомагнитные исследования фазовых превращений имеют ряд недостатков, связанных, как правило, со сложностью интерпретации полученных результатов. Благодаря недостаточной изученности влияния на магнитные характеристики явлений магнитных взаимодействий, возникновения и снятия напряжений при зарождении и росте новых фаз, неоднородностей магнитных зерен и других структурных дефектов интерпретация тонких изменений магнитных параметров неоднозначна а зачастую и просто невозможна.

Итак, рассмотренные в настоящем разделе методы исследования состава магнитных минералов с определенными ограничениями успешно могут быть использованы при анализе минералов титаномагнетитового и гематитового рядов твердых растворов.

Немагнитные методы

Среди методов изучения фазового состава титаномагнетитов и гематитов, кроме магнитных, широко применяются методы рудной и электронной микроскопии, сопоставления данных химического анализа и микрозондирования, мессбауэровской спектроскопии. Кратко остановимся на возможностях каждого метода.

Химический анализ. Применение химических анализов при идентификации химического и фазового состава титаномагнетитов, гематитов и продуктов их превращений сталкивается с большими трудностями. Главная трудность — выделение мономинеральной фракции. Методы выделения фракций (отбор зерен под бинокляром, просмотр и изучение полировок фракций) вызывают большие сомнения, поскольку: а) имеют низкую разрешающую способность; б) не могут выделить фазовые неоднородности, масштабы которых лежат за пределами световой оптики; в) не в состоянии выделить эффект примесей (Sanver, O'Reilly, 1970). Однако в ряде случаев, когда удается выделить чистые мономинеральные фракции, химические анализы на FeO , Fe_2O_3 и TiO_2 могут в принципе дать оценку степени нестехиометрии при исследовании титаномагнетитов. Анализ по отдельным элементам также возможен, однако в данном случае целесообразнее применять методы микрозондирования.

Рентгеноспектральный анализ (электронное микрозондирование)¹.
Электронное микрозондирование по сравнению с химическим анализом имеет то преимущество, что зерна минералов могут быть про-

¹ См. сб. "Современные методы минералогического анализа", 1969.

анализированы *in situ*. Кроме того, в отличие от химического анализа, где оценивается среднее содержание во фракции того или иного элемента, при помощи микрозонда можно исследовать неоднородности в распределении элементов в пределах каждого зерна.

Измерения концентрации железа и титана можно проводить двумя путями: а) точечные измерения узким зондом (1–2 мк) по профилю, пересекающему все зерно или его часть; б) определение среднего содержания элемента в зерне широким зондом (50–100 мк). По данным полного рентгено-спектрального анализа ряда образцов рассчитываются поправки на ЭВМ. На основании результатов обработки составляются графики зависимости величин поправок рядовых измерений интенсивностей титана и железа от относительной интенсивности излучения элемента (т.е. отношение интенсивности излучения элемента в породе к интенсивности излучения эталона). Величины поправок корректируются по данным измерений содержаний титана и железа в синтезированных титаномагнетитах с известным соотношением Fe и Ti. В дальнейшем вводятся поправки в относительные интенсивности для получения концентраций железа и титана по построенным таким образом графикам. По каждому профилю рассчитываются средние концентрации железа и титана, а также их концентрации в пределах отдельных фаз.

На синтезированных титаномагнетитах проверялось влияние изменений тока поглощения на результаты измерений. Обнаружено, что если собственно величины содержаний Fe и Ti зависят от тока поглощения, то относительные значения Fe/Ti зависят от тока заметно меньше. При учете этого оказывается возможным вести микрозондирование ненапыленных образцов, чтобы лучше видеть неоднородности зерен. При этом образцы помещаются в проводящую среду и ведется анализ зерен титаномагнетита, находящихся на контакте с проводящей средой или в непосредственной близости от нее. С учетом сказанного о меньшей зависимости относительных значений содержаний железа и титана от проводимости среды, результаты определений средних концентраций Fe и Ti переводятся, соответственно, в Fe_3O_4 и TiO_2 и сумма приводится к 100%. После этого в обратном порядке определяются относительные содержания железа и титана. Естественно, при таком подсчете несколько завышены содержания Fe и Ti, поскольку не учитывается содержание примесей.

Как известно, между составом титаномагнетита и его T_c существует линейная зависимость. Состав титаномагнетита определяется величиной x — соотношением в титаномагнетите магнетитового и ульвошпинелевого компонентов — $x\text{Fe}_2\text{TiO}_4 \cdot (1-x)\text{Fe}_3\text{O}_4$. Величину x проще всего определить по содержанию титана: $x = C_{\text{Ti}}/21,4$, где C_{Ti} — концентрация титана в вес.%, 21,4 — содержание титана в ульвошпинели. Зная x , можно получить расчетную T_c , характеризующую данный состав. При таком способе недоучет примесей не играет существенной роли, так как, как показали Крир и Иббетсон

(Creer, Ibbetson, 1970), ошибка в оценке T_c титаномагнетита без учета примесей не превышает 50° для титаномагнетита с $T_c < 225^\circ\text{C}$ (в среднем меньше 20°) и меньше 5° , если $T_c \geq 225^\circ\text{C}$. На современном этапе развития техники микросондирования пока невозможно определить отношение, необходимое для оценки степени нестехиометрии. Однако данный метод можно с успехом использовать при определении количества примесных элементов, внедренных в кристаллическую решетку (Creer, Stephenson, 1972).

Рудная и электронная микроскопия. При помощи рудного микроскопа и электронной микроскопии можно в принципе показать одноили многофазность соединения (Ade-Hall а. о., 1971; Sanver, O'Reilly, 1970), оценить степень его изменения. Разрешающая способность обычных рудных микроскопов не превышает $0,25$ мк. Электронная микроскопия имеет гораздо более высокую разрешающую способность.

При помощи рудной микроскопии может быть грубо оценена степень нестехиометрии титаномагнетитов, благодаря тому, что присутствие примесных элементов оказывает большее влияние на цвет стехиометрического титаномагнетита, чем присутствие вакансий. Для оценки степени нестехиометрии должна быть построена эталонная шкала отражений синтетических стехиометрических и катион-дефицитных титаномагнетитов. Исследования природных образцов проводятся в сравнении с эталонными.

Методы рудной и электронной микроскопии хорошо изложены в литературе, поэтому нет необходимости подробно останавливаться на них в данном разделе. Следует, однако, подчеркнуть, что при исследовании природных и синтетических катион-дефицитных титаномагнетитов, имеющих очень малый размер зерна, аналитические возможности методов современной микроскопии крайне ограничены.

Так как все минералы-носители остаточной намагниченности в изверженных горных породах являются железосодержащими, оказывается возможным использование для их изучения метода ядерного γ -резонанса на изотопе Fe^{57} (эффект Мёссбауэра). Эффект Мёссбауэра является единственным методом, позволяющим исследовать одновременно как структурные, так и магнитные превращения в твердом теле. Основная информация, получаемая из спектров, содержится в таких параметрах, как изомерный химический сдвиг $-\delta E$, квадратное расщепление $-\Delta E$, величина эффективного магнитного поля, действующего на ядра Fe^{57} в магнитоупорядоченных веществах, интенсивность линий.

Перечислим кратко как возможности, так и ограничения метода при исследовании минералов титаномагнетитового и гемойльменитового рядов.

1. Поскольку каждому химическому соединению соответствует свой спектр с присущим только этому соединению набором параметров, возможен фазовый анализ, т.е. идентификация как пара-, так и ферромагнитных компонент в гетерогенных системах. Так, например, спектры конечных членов рассматриваемых рядов совер-

Таблица 2

Параметры спектров конечных членов титаномагнетитовой и гемюильменитовой серий

Минерал	δE^* , мм/сек	ΔE , мм/сек	$H_{эфф}$, кэ
Гематит	$0,60 \pm 0,06$	$0,35 - 0,80$	515 ± 5
Ильменит	1,47	0,50	-
Магнетит	0,52	A - 0,0	A - 495 ± 5
"	0,87	B - 0,0	B - 460 ± 5
Ульвошпинель	1,26	1,70	-

* δE относительно стандартного поглотителя - $Na_2(CN)_5 \cdot 12H_2O$.

шенно различны (табл. 2), что делает их диагностику весьма надежной.

В отличие от химического и рентгеноспектрального анализов спектры дают сразу фазовый, а не элементный состав, требующий пересчета на определенное соединение. В связи с этим информативность спектров гораздо выше. Из соотношения площадей спектров, соответствующих различным фазам, возможно определение количественного соотношения фаз. Однако по целому ряду причин точность подобного определения в настоящее время не превышает точности химического анализа. Следует также отметить, что в отличие от термомагнитного анализа, обладающего избирательностью к магнитным компонентам, спектры ядерного гамма-резонанса могут быть нечувствительны к очень малым концентрациям ферромагнитных зерен, если они присутствуют в породе на фоне немагнитных железосодержащих минералов. В таком случае требуется выделение ферромагнитной фракции путем магнитной сепарации.

2. Систематическое изучение солей железа показало, что области величин δE и ΔE для ионов двух- и трехвалентного железа существенно различны (табл. 3).

Таблица 3

Параметры спектров для двух- и трехвалентного железа

Параметры спектров, мм/сек	Fe^{2+}	Fe^{3+}
δE	1,0 - 1,3	0,4 - 0,9
ΔE	1,5 - 3,7	0,0 - 1,0

Это позволяет определять валентное состояние железа и отношение Fe^{2+}/Fe^{3+} в каждой фазе, а, следовательно, степень окисленности рудных фракций. В частности, наличие трехвалентного железа в ильмените и гемоильмените в области составов $0,8 \leq x \leq 1$ определяется с точностью до $x = 0,02$. В случае быстрого электронного обмена между ионами Fe^{2+} и Fe^{3+} внутри подрешетки ($\tau \approx 10^{-7}$ сек) эти ионы раздельно не проявляются: наблюдается один спектр с усредненным изомерным сдвигом, характерным для валентности 2,5. Подобные явления отмечены в спектрах стехиометрического магнетита, титаномагнетитов и гемоильменитов для $0,02 < x < 0,5$ (сб. "Химические применения мессбауэровской спектроскопии", 1970; Banerjee а. о., 1967; Jensen а. о., 1971; Warner а. о., 1972).

3. Соотношение интенсивностей субспектров I_A/I_B от ионов Fe^{3+} в А-подрешетке и от ионов $Fe^{3+} + Fe^{2+}$ в В-подрешетке равно 0,53, отношение полуширин линий $\Gamma_A/\Gamma_B = 1$ для стехиометрического магнетита. Полученные соотношения находятся в соответствии с реальным распределением ионов железа по подрешеткам. Оба этих параметра очень чувствительны к отклонению состава от стехиометрического ($Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Fe^{3+}) \neq 0,5$) как за счет примесей, так и за счет вакансий (Гендлер, 1972; Романов, Чечерский, 1970). Наличие 0,5 вес.% примесей изменяет эти соотношения до 0,64 и 0,83 соответственно, а при введении 4% вакансий наблюдается почти полное выравнивание интенсивностей А- и В-линий. Изменение параметров I_A/I_B и Γ_A/Γ_B с увеличением количества изоморфной примеси нелинейно, изученная зависимость может служить для оценки степени нестехиометричности и магнетита и разделения по виду спектров механической смеси маггемита и магнетита от того или иного состава твердых растворов $Fe_3O_4 - \gamma Fe_2O_3$.

4. Структурная и магнитная неэквивалентность ионов железа в магнитных фазах приводит к появлению дополнительных субспектров. Анализ соотношения их интенсивностей с применением машинной обработки позволяет определить катионное распределение.

5. Температурная зависимость $H_{эфф}$ на ядрах Fe^{57} в магнитных фазах обычно повторяет ход $I(I^0)$ и используется для независимого определения точек Кюри (сб. "Химические применения мессбауэровской спектроскопии", 1970). Концентрационная зависимость $H_{эфф}$ дает возможность определить промежуточные составы твердых растворов $xFe_2TiO_4 - (1-x)Fe_3O_4$, $xFeTiO_3 - (1-x)Fe_2O_3$ с точностью не ниже $x = \pm 0,02$. Следует отметить, однако, что в случае многофазных систем твердых растворов наблюдается значительное перекрытие линий спектров, соответствующих каждой фазе, что значительно затрудняет их интерпретацию и требует привлечения других методов для однозначной расшифровки. Так, например, спектр гемоильменита состава $Fe_{1,7}Ti_{0,3}O_3$ при комнатной температуре по виду и параметрам близок к спектру нестехиометрического магнетита с отклонением от стехиометрии на 0,25 формульной единицы за счет введения примеси Me^{2+} (Mg, Ca). В подобных слу-

чаях необходимы данные по элементному составу или рентгенофазовый анализ.

Таким образом, среди методов, применяемых в настоящее время для анализа состава титаномагнетитов, гемоильменитов и продуктов их превращений, наиболее целесообразен следующий комплекс:

1. Определение состава стехиометрических титаномагнетитов и гемоильменитов может осуществляться термомагнитным анализом по $I_S(t^0)$, $I_{rS}(t^0)$ или любым другим при сопоставлении полученных результатов с расчетами по данным микрозондирования или химического анализа. Соответствие экспериментальных и расчетных точек Кюри свидетельствует о правильности полученного результата. Определенная таким образом точка Кюри может быть использована для определения состава минерала при помощи эталонной характеристики состав – точка Кюри.

Независимым образом состав титаномагнетитов и гемоильменитов может быть оценен при помощи мессбауэровской спектроскопии (сравнение экспериментальных и эталонных спектров) с точностью до $\pm 0,02$ х.

2. Определение состава катион-дефицитных титаномагнетитов требует применения, как и в первом случае, сопоставления результатов термомагнитного анализа и микрозондирования или химического анализа. Расхождение экспериментальных и расчетных данных может свидетельствовать о наличии катион-дефицитного титаномагнетита. Точная проверка может быть осуществлена двумя способами. В первом случае необходим синтез катион-дефицитных титаномагнетитов, построение эталонной зависимости первичный состав – степень окисления – точка Кюри и сравнение экспериментальных результатов с эталонными. Во втором случае, наиболее широко используемом в настоящее время, требуется прогрев минерала при температуре около 400°C . Неустойчивость соединения будет свидетельствовать о наличии катион-дефицитного титаномагнетита.

3. Продукты высокотемпературного окисления и распада титаномагнетитов и гемоильменитов могут идентифицироваться минералогическим анализом в сопоставлении с микрозондированием и применением комплекса термомагнитных методов (например $I_{rS}(t^0)$ и $I_S(t^0)$). Идентификация продуктов высокотемпературного окисления и распада титаномагнетитов и особенно гемоильменитов другими методами требует дальнейшего изучения.

Глава III

ПРЕВРАЩЕНИЯ ТИТАНОМАГНЕТИТОВ

В настоящее время можно считать доказанным, что титаномагнетиты в изверженных горных породах могут подвергаться всевозможным изменениям в процессе своего образования и существования. Геофизическая значимость исследований этих изменений несомненна,

поскольку: 1) многие определения изменений полярности и напряженности геомагнитного поля выполнены на изверженных горных породах; 2) исследования глубины очагов базальтовых магм и их эволюции требуют восстановления состава первичных титаномагнетитов.

В то же время превращения титаномагнетитов могут привести не только к образованию сложных и трудно диагностируемых ассоциаций минералов, но и к изменению величины и направления первичной термоостаточной намагниченности, используемой при палеомагнитных построениях (Creer, 1971).

Только быстрое охлаждение может обеспечить сохранность титаномагнетитов в породе. При медленном охлаждении изменения титаномагнетитов могут происходить в результате следующих процессов: 1) распада твердого раствора титаномагнетита, 2) высокотемпературного окисления, 3) низкотемпературного окисления, приводящего к образованию катион-дефицитных титаномагнетитов, 4) превращения катион-дефицитных титаномагнетитов.

Регулятором соотношения процессов распада и окисления является степень соответствия фактического значения P_{O_2} равновесному для данного состава титаномагнетита. При равенстве фактического и равновесного значения P_{O_2} или при недостатке кислорода изменения первичного титаномагнетита происходят в результате распада; при превышении фактического значения над равновесным первичный титаномагнетит окисляется на магматической стадии. При некоторых промежуточных условиях возможны оба процесса.

Распад титаномагнетитов

Из диаграмм растворимости твердых растворов (Нагата, 1965) следует, что с понижением температуры твердые растворы становятся нестабильными. Область однофазного существования твердых растворов серии $xFe_2TiO_4 - (1-x)Fe_3O_4$ лежит выше $600^\circ C$ для промежуточных членов ряда $0,5 < x < 0,8$ и резко падает для членов, близких к конечным. При медленном охлаждении в восстановительных условиях, которые могут возникать благодаря присутствию в расплаве водорода, сульфидов и углерода, твердый раствор титаномагнетита распадается. Распад идет только вдоль линии твердого раствора без привноса и выноса вещества зерна: $\Sigma Me/O = const$. В результате распада образуются две шпинельные фазы: титаномагнетит, близкий к ульвошпинели и близкий к магнетиту. Вообще говоря, при распаде твердого раствора конечные продукты распада — магнетит и ульвошпинель — могут образоваться не сразу. Распад может идти через промежуточные члены ряда ульвошпинель — магнетит или через стадии образования неравновесного твердого раствора, где в направлении потока диффузии наблюдается постепенный переход от магнетита к ульвошпинели (Жилиева и др., 1970).

Продукты распада образуют тонкие взаимные прорастания в плоскости (100). Обнаружить их методами рудной микроскопии не всег-

да удается. Электронная микроскопия обладает в этом смысле большими возможностями. Однако оба метода не дают надежных критериев количественных соотношений фаз. Определение состава продуктов распада и состава первичного титаномагнетита с помощью химического анализа может содержать большие ошибки, так как невозможно решить, являются ли миналы магнетита и ульвошпинели компонентами твердого раствора или образуют самостоятельные фазы. Термомагнитный анализ может дать состав и количественные соотношения образующихся при распаде магнитных фаз, а по ним можно рассчитать состав гомогенного титаномагнетита. Однако и эти расчеты не обладают высокой точностью, поскольку значения I_s и форма кривой $I_s(t^0)$ известны только для стехиометрических титаномагнетитов. Продукты распада, в частности ульвошпинель, еще менее устойчивы, чем титаномагнетит, и подвергаются дальнейшему разрушению и окислению, поэтому в реальных горных породах чаще встречаются магнетит с ильменитом, продуктом окисления ульвошпинели.

Высокотемпературное окисление

В окислительных условиях первичный титаномагнетит окисляется на магматической стадии, при этом образуются гемоильменит, близкий к ильмениту, и титаномагнетит, близкий к магнетиту. Ильменит выпадает в виде ламелл в плоскости (111) титаномагнетита. Процесс высокотемпературного окисления был непосредственно исследован в современных лавовых озерах (Sato, Wright, 1966) методами экспериментальной петрологии (Anderson a. o., 1971; Aoki, 1970) и с помощью комплекса методов рудной минералогии и магнитометрии (Ade-Hall a. o., 1971; Wilson, Haggerty, 1966; Wilson, Watkins, 1967). Основное внимание при исследовании высокотемпературного окисления титаномагнетитов было уделено анализу вариаций термодинамических параметров при охлаждении лавы (в первую очередь P_{O_2}), а также идентификации продуктов окисления. На основании изучения продуктов высокотемпературного окисления титаномагнетитов оказалось возможным: 1) выделить 6 классов окисления; 2) показать, что внутри каждого лавового потока и даже внутри отдельных зерен степень окисления сильно варьирует.

Неоднородность окисления была установлена также при исследовании превращений синтезированной ульвошпинели на воздухе при температуре 750°C (Никулова, 1970). Отмеченные две характерные особенности высокотемпературного окисления дают возможность отличить этот процесс от других превращений титаномагнетитов в горных породах.

Рассмотрим кратко 6 классов высокотемпературного окисления титаномагнетитов по классификации, данной в работе Дж.М. Эд-Холла, Х.Ц. Пальмера и Т.П. Хаббарда (Ade-Hall a. o., 1971).

Титаномагнетит класса 1. Минерал, не подвергнутый высокотемпературному окислению, региональным гидротермальным изменениям,

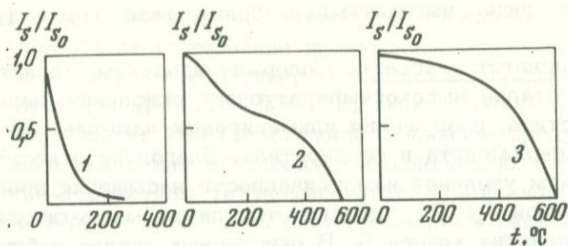


Рис. 14. Термомангнитная классификация высокотемпературного окисления
1-3 - термомангнитные кривые

имеет под микроскопом однородную светло-коричневую окраску. Электронное микронзондирование дает постоянное отношение Fe/Ti в пределах зерен. На термомангнитной кривой $I_s(t^0)$ отмечается одна низкая точка Кюри в интервале температур 0-200°C (рис. 14, кривая 1). Расчетная точка Кюри (согласно данным электронного микронзондирования) соответствует экспериментальной. Степень окисления по магнетиту равна единице¹ (Ade-Hall a. o., 1968).

Титаномагнетит класса 2 и 3. Титаномагнетит класса 2 и 3 характерен для умеренной стадии высокотемпературного окисления. Титаномагнетит класса 2 содержит небольшое число ильменитовых ламелл, ориентированных в направлениях, параллельных октаэдрическим плоскостям титаномагнетита. Титаномагнетит класса 3 отличается от предыдущих количеством ильменитовых ламелл и развитием зародышей шпинельной фазы, близкой по составу к магнетиту. На термомангнитной кривой (см. рис. 14, кривая 2) отмечается появление фазы с точкой Кюри 550-600°C. Для образцов горных пород, содержащих титаномагнетит класса 2 и 3, характерно наличие отдельных зерен как с менее, так и с более высокой степенью высокотемпературного окисления. Зерна с отсутствием следов окисления или с начальной стадией окисления должны соответствовать фазам с низкой точкой Кюри. В то же время вновь образованные в результате окисления зерна бедной титаном "магнетитовой" фазы должны обуславливать высокие точки Кюри. Благодаря относительно высокой удельной намагниченности насыщения "магнетитовой" фазы по сравнению с фазами, богатыми титаном, на кривой термомангнитного анализа $I_s(t^0)$ будут фиксироваться самые ранние этапы ее развития. Показано, что кривые термомангнитного анализа с двумя точками Кюри наблюдаются при степени окисления по магнетиту от 1 до 3,3. При степени окисления 3,3 и более высокой низкотемпературная точка Кюри исчезает и на кривой $I_s(t^0)$

¹ Классификация по степени окисления дана в работе Дж. М. Эд-Холла и др. (Ade-Hall a. o., 1968).

наблюдается лишь высокотемпературная фаза (рис. 14, кривая 3).

Титаномагнетит класса 4. Содержит продукты, характерные для дальнейших стадий высокотемпературного окисления: начала окисления магнетита, разрушения ильменитовых ламелл до тонких агрегатов гемоильменита и феррирутила. Благодаря относительно низким значениям удельной намагниченности насыщения продуктов окисления на кривой $I_s(t^0)$ фиксируется лишь "магнетитовая" фаза.

Титаномагнетит класса 5. В окисленных зернах наблюдаются широкие "острова" магнетита медово-коричневой окраски, содержащие темные шпинельные ламеллы и разделенные широкими окисленными ламеллами.

Титаномагнетит класса 6. Отмечены псевдоморфозы магнетита: гемоильменит, ферри-рутил и псевдобрукит.

Кроме титаномагнетитов, высокотемпературное окисление базальтов затрагивает зерна ильменита и силикатных минералов, образующихся в начальный период кристаллизации пород. Первичные ильмениты также проходят несколько стадий высокотемпературного окисления, однако данный процесс в настоящее время в должной степени не исследован. Тем не менее известно, что высокое P_{O_2} приводит к образованию гемоильменитов с большим содержанием P_2 гематита, псевдобрукита, рутила (Nagata, 1965; Reither, Voita, 1963; Westcott, Parry, 1968). При окислении гемоильменитов в 4-5 раз увеличивается коэрзитивная сила H_c , достигая 1000 э и более при тонких прорастаниях гематита и гемоильменита другого состава (Merril, 1968; Westcott, Parry, 1968). Поведение намагниченности насыщения сложнее: она может как возрасти, так и падать в зависимости от начального состава гемоильменита. Высокотемпературное окисление силикатных минералов приводит к образованию магнетита и гематита (Haggerty, Baker, 1967). Отмечено также появление железосодержащих фаз (имеющих переменную от серой до черной окраску), состав которых еще не выяснен в настоящее время.

Итак, в разделе кратко рассмотрены характерные особенности высокотемпературного окисления титаномагнетитов — основных магнитных минералов изверженных горных пород. В природных условиях процесс высокотемпературного окисления может быть осложнен многими явлениями, в частности, гидротермальными процессами. Обсуждение данных вопросов выходит за рамки настоящей монографии.

Низкотемпературное окисление

Исследованию низкотемпературного (однофазного) окисления уделяется большое внимание, поскольку прежде всего с устойчивостью продуктов низкотемпературного окисления связано время жизни сохранившихся в горных породах титаномагнетитов. Впервые низкотемпературное окисление продемонстрировано на магнетите (Colombo a. o., 1964; Elder, 1965). Низкотемпературное окисление маг-

нетита приводило к образованию маггемита. В континентальных изверженных породах существование продуктов низкотемпературного окисления было доказано М.Санвером и В.О'Рейли (Sanver, O'Reilly, 1970). И, наконец, М.Озима и Е.Е. Ларсон (Ozima, Larson, 1969; Ozima, Ozima, 1971) доложили о наличии продуктов низкотемпературного окисления в подводных океанических базальтах. Открытие катион-дефицитных титаномагнетитов¹ привело многих исследователей к попытке создать синтезированные эквиваленты. Несмотря на большие трудности, обусловленные специфическими условиями синтеза, катион-дефицитные титаномагнетиты были созданы и исследованы в лабораторных условиях (Readman, O'Reilly, 1970; Sakamoto, Ozima, 1969).

Исходя из условий синтеза и лабораторного изучения свойств окисленных продуктов можно было определить следующие основные черты низкотемпературного или однофазного окисления.

1. При температурах ниже 300°C необходима очень большая скорость реакции окисления, в противном случае не может сохраниться шпинельная структура. Большая скорость реакции осуществима лишь на чрезвычайно мелких зернах и при условии высокой степени не-совершенства кристаллической структуры.

2. В процессе окисления принимает участие адсорбированная вода.

3. В результате низкотемпературного окисления титаномагнетитов возникают однородные катион-дефицитные титаномагнетиты. Устойчивость катион-дефицитных титаномагнетитов к различным воздействиям зависит от степени окисления и состава первичных титаномагнетитов. Наличие в горной породе катион-дефицитной шпинели прежде всего может быть обнаружено термомагнитным анализом. На рис. 15 показано изменение намагниченности насыщения I_s при последовательных нагревах и охлаждениях образца синтезированного катион-дефицитного титаномагнетита ($x=0,8$). Можно видеть, что при первом охлаждении от температуры 270°C наблюдается резкое возрастание намагниченности. После повторного нагрева до температуры 430°C намагниченность насыщения продолжает резко возрастать при охлаждении. Лишь десятиминутная выдержка образца при температуре 680°C приводит к уменьшению намагниченности. На приведенном рисунке видно также, что точка Кюри, вначале составившая 80-90°C, последовательно, по мере увеличения температуры прогрева образца, смещается в сторону более высоких значений.

П.В. Ридман и В.О. О'Рейли (Readman, O'Reilly, 1970) показали, однако, что в бедных титаном катион-дефицитных титаномагнетитах наблюдается уменьшение намагниченности насыщения после первого прогрева до температуры Кюри и охлаждения (рис. 16, 17). Степень же изменения намагниченности (скорость и степень увеличения или уменьшения) для различных составов зависит от степени низкотемпературного окисления. К.М. Крир и его соавторы (Creeg a. o.,

¹ Подробно о катионном распределении в титаномагнетитах см. стр. 11.

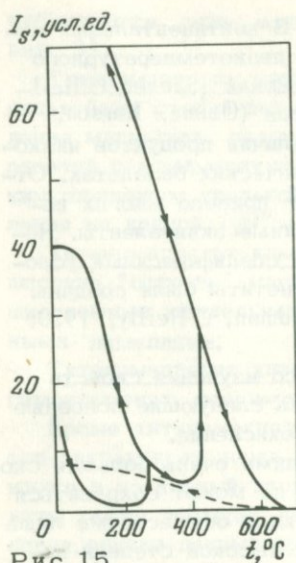


Рис. 15

Рис. 15. Температурные превращения катион-дефицитных титаномагнетитов (Readman, O'Reilly, 1972)
Стрелками показаны нагрев и охлаждение

Рис. 16. Температурные превращения катион-дефицитных титаномагнетитов (Readman, O'Reilly, 1972)

Рис. 17. Температурные превращения катион-дефицитных титаномагнетитов (Readman, O'Reilly, 1972)

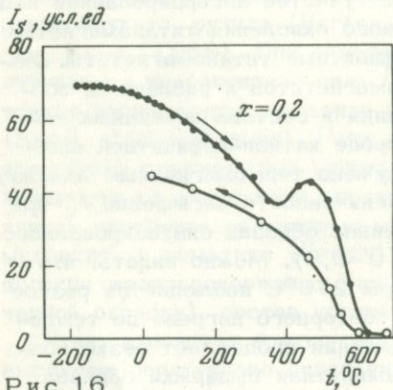


Рис. 16

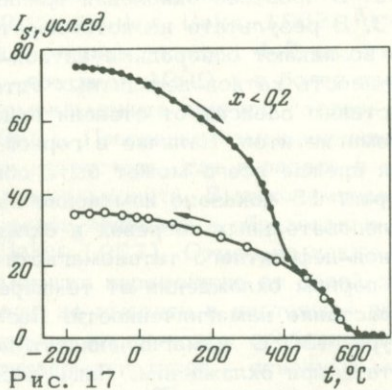


Рис. 17

1970а), анализируя экспериментальные и расчетные точки Кюри, обнаружили существенное их расхождение для случая катион-дефицитных титаномагнетитов. Опираясь на исследования П.В. Ридмана и В.О. О'Рейли (1970) и собственные эксперименты с различными базальтами, К.М. Криру и его соавторам (Creer a.o., 1970 а) удалось построить диаграмму состав – степень окисления для различных катион-дефицитных титаномагнетитов (рис. 18, 19).

А.Стефенсон (Stephenson, 1972), используя экспериментальные результаты изучения свойств синтезированных катион-дефицитных титаномагнетитов, теоретически рассчитал зависимость состав – степень окисления для катион-дефицитных титаномагнетитов (рис. 20)

Рис. 18. Точки Кюри катион-дефицитных титаномагнетитов

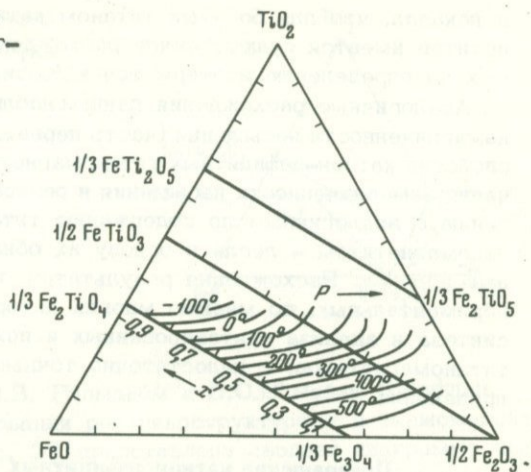


Рис. 19. Состав катион-дефицитных титаномагнетитов, встречающихся в естественных базальтах (Creer, Ibbetson, 1970)

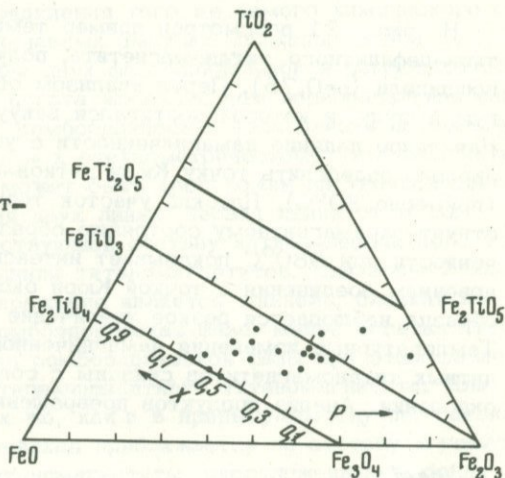
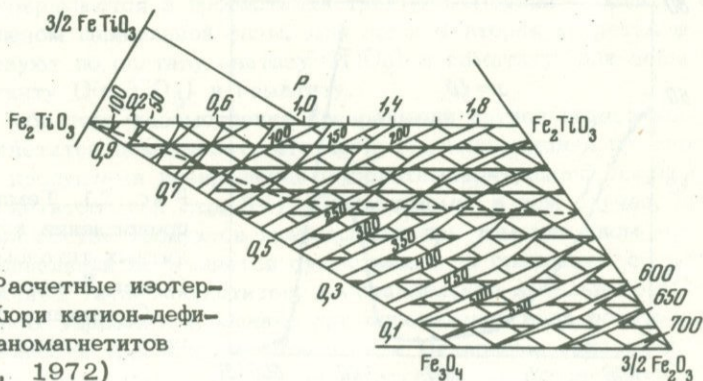


Рис. 20. Расчетные изотермы точек Кюри катион-дефицитных титаномагнетитов (Stephenson, 1972)



и показал, что для богатых титаном катион-дефицитных титаномагнетитов имеется существенное расхождение экспериментальных данных по определению изотерм точек Кюри.

Аналогичные расхождения данных наблюдаются при исследовании намагниченности насыщения (часть первая, гл. I). Таким образом, два свойства катион-дефицитных титаномагнетитов – температурные изменения намагниченности насыщения и резкое отличие точек Кюри по сравнению с аналогичным по содержанию титана стехиометрическим титаномагнетитом – легли в основу их обнаружения и анализа в горных породах. Расхождения результатов как теоретических, так и экспериментальных, по мнению многих авторов, связаны с трудностями синтеза и анализа синтезированных и природных катион-дефицитных титаномагнетитов, с недостаточно точными оценками катионного расщепления.

Преобразование катион-дефицитных титаномагнетитов

На рис. 21 рассмотрен пример температурного превращения катион-дефицитного титаномагнетита, полученного при окислении ульвошпинели ($\rho=0,75$). Перед анализом образец помещался в кварцевую ампулу, в которой достигался вакуум порядка 10^{-5} мм рт.ст. Начальное падение намагниченности с увеличением температуры позволило определить точку Кюри катион-дефицитного титаномагнетита (примерно 80°C). Плоский участок термомагнитной кривой соответствует парамагнитному состоянию образца. Быстрый рост намагниченности при 380°C показывает интенсивное превращение, с возникновением соединения с точкой Кюри около 570°C . При охлаждении образца наблюдается резкое увеличение намагниченности насыщения. Температурные изменения намагниченности насыщения катион-дефицитных титаномагнетитов связаны с содержанием титана и степенью окисления. Анализ продуктов превращения катион-дефицитных тита-

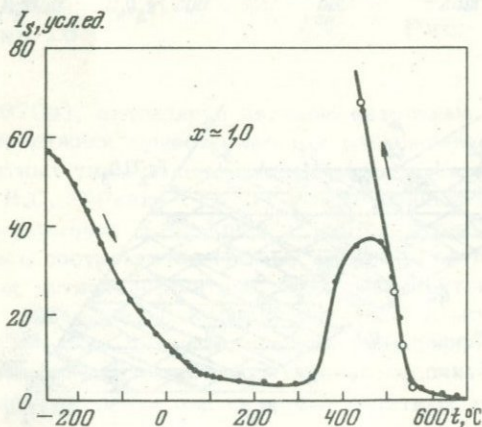
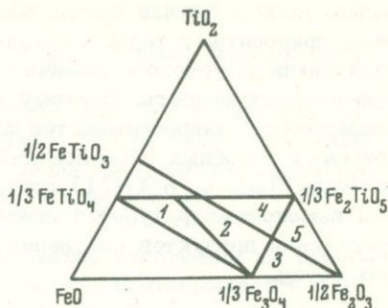


Рис. 21. Температурные превращения катион-дефицитных титаномагнетитов (Creer, Ibbetson, 1970)

Стрелками показаны нагрев и охлаждение

Рис. 22. Диаграмма продуктов превращения катион-дефицитных титаномагнетитов (Creeg, Ibbetson, 1970)

1-5 - зоны (пояснения см. в тексте)



номагнетитов выполнен П.В. Ридманом и В.О.О' Рейли (Readman, O'Reilly, 1970) на основании рентгеноструктурных и термомангнитных исследований. На рис. 22 представлена сводная диаграмма превращения катион-дефицитных титаномагнетитов в стабильные к температурным воздействиям соединения того же самого химического состава. При нагревах в откаченных ампулах образцы из зон 1, 2, 3 превращаются в прорастания двух фаз: шпинельной и ромбоэдрической, причем первая более богата железом, чем первоначальная шпинельная фаза. Для зоны 1 ромбоэдрическая фаза близка по составу к ильмениту, а шпинельная - к стехиометрическому титаномагнетиту.

По составу последний может быть расположен на тройной диаграмме в точке пересечения двух линий: первая линия от точки FeTiO_3 до точки, соответствующей составу катион-дефицитного титаномагнетита, вторая - линия титаномагнетитов. Для зоны 2 характерным продуктом превращения является шпинель, близкая по составу к магнетиту, и ромбоэдрическая фаза, менее богатая титаном, чем ильменит. Состав ромбоэдрической фазы при этом зависит от начального состава катион-дефицитного титаномагнетита. Для зоны 3 шпинельная фаза так же, как и в предыдущем случае, близка к магнетиту, а ромбоэдрическая приближается по составу к гематиту. Катион-дефицитные титаномагнетиты, расположенные в зонах 4 и 5, превращаются в прорастания трех фаз. Первая - остатки богатой железом шпинельной фазы. Для зоны 4 вторая и третья фазы соответствуют по составу анатазу (TiO_2) и гематиту, для зоны 5 - псевдобрукиту (Fe_2TiO_5) и гематиту.

Таким образом, рассмотрение превращения катион-дефицитных титаномагнетитов показывает, что продукты превращения во многом сходны с продуктами превращения высокотемпературного окисления титаномагнетитов (см. стр. 34). По-видимому, в том случае, если химический состав продуктов превращения при том или ином механизме окисления не меняется существенно по сравнению с составом первичных титаномагнетитов, восстановление начального состава последних упрощается. Однако при определении вида остаточной намагниченности требуется точное знание механизма окисления, приводящего к образованию тех или иных стабильных прорастаний мине-

ралов. Если в случае высокотемпературного окисления возникающие фазы приобретают термоостаточную намагниченность, то в случае низкотемпературного — химическую или термохимическую остаточную намагниченность. Поэтому требуются дальнейшие, более тонкие, исследования закономерностей окисления титаномагнетитов. Один из примеров подобных исследований рассмотрен в работе Дж.М. Эд-Холла (Ade-Hall а. о., 1971), где показано, что характерным признаком высокотемпературного окисления является неоднородность распределения продуктов окисления в пределах образца и даже отдельных зерен.

Возможные процессы, приводящие к окислению титаномагнетитов

Рассмотрим возможные факторы и процессы, способствующие окислению первичных титаномагнетитов.

Важнейшим фактором окисления является летучесть кислорода P_{O_2} , на которую существенное влияние могут оказывать другие газовые компоненты в расплаве. Одним из таких компонентов является вода.

Магнетит в равновесии с гематитом находится при $P_{O_2} = 10^{-68,2}$ атм, если $T = 571^\circ\text{C}$ и при $10^{-3,4}$ атм, если $T = 1746^\circ\text{C}$. P_{O_2} в равновесии с H_2 и H_2O при $p=1$ атм составляет $10^{-27,9}$ атм при 571°C и $10^{-4,15}$ атм при 1746°C . Следовательно, при комнатной температуре вода будет окислять магнетит, в то время как при температуре 1746°C явится восстановителем.

Равновесие реакции образования синтезированных Fe-Ti-окислов при 1000°C достигается в гидротермальных условиях эксперимента за 1-2 часа (Buddington, Lindsley, 1964). Поэтому природные окислы при такой температуре находятся в равновесии с жидкой фазой. Так как P_{H_2O} на много порядков больше, чем P_{O_2} в случае магматических пород, то для значительных изменений P_{O_2} (от 10^{-10} до 10^{-20} атм) потребуется незначительное изменение количества воды при реакции $H_2O = H_2 + \frac{1}{2} O_2$.

Константа равновесия при диссоциации $2CO_2 = CO + \frac{1}{2} O_2$ близка к реакции с водой в интервале температур, близких к рассмотренным, так что добавление CO_2 к рассмотренной модели не скажется на P_{O_2} при охлаждении. Поскольку H_2O и CO_2 и продукты их диссоциации преобладают во флюидах пород, то предложенный Дж. Ферхугеном, А.Ф. Баддингтоном и Д.Х. Линдсли (Buddington, Lindsley, 1964; Verhoogen, 1962) механизм окисления в общем достоверен, хотя возможны исключения. Например, при температуре 1400°K $P_{O_2} = 3,7 \cdot 10^{-5}$ атм для чистой воды, но в присутствии серы $H_2O:S = 100:1$ (по молекулярному отношению), $P_{O_2} = 1,9 \cdot 10^{-5}$ атм. Та-

ким образом, понижение равновесного P_{O_2} в присутствии серы может являться причиной того, что в некоторых горных породах титаномагнетит не окислен.

Итак, общий химический состав газовой фазы, ее количество, начальное отношение Fe_2O_3/FeO (при данной щелочности) в расплаве, скорость охлаждения по сравнению со скоростью реакции между газом и твердым телом влияют на состав (минералогию) $Fe - Ti$ -окислов.

Неустойчивость ульвошинели к окислению, следующая из термодинамических расчетов (см. выше и табл. 4), подтверждается и ее крайней редкой встречаемостью в изверженных породах. С другой стороны, титаномагнетиты с высоким содержанием Fe_2TiO_4 в растворе распространены значительно шире, особенно в быстро остывающих основных эффузивах. И это согласуется с термодинамическими расчетами: в твердом растворе ульвошинель более устойчива к окислению (Verhoogen, 1962).

На основе расчетов и данных опытов составлена табл. 4, на которой наиболее близка к минеральной ассоциации базальтов реакция 9.

Процесс окисления титаномагнетита в лавах очень сложен. Так, по данным изучения шлифов и величины Fe_2O_3/FeO пород остывающего потока Н. Уоткинс и С. Хэггерти (Watkins, Haggerty, 1967) утверждают, что окисление титаномагнетита возрастает к центральным участкам потока. При этом степень окисления титаномагнетита зависит от мощности потока и скорости внутреннего охлаждения лавы. Подобное распределение окисления, но с частными отклонениями, отмечается и в других работах (Ade-Hall а. о., 1968; Wright, Sato, 1966). Отмечаются случаи, когда Fe_2O_3/FeO не коррелирует с состоянием окисления титаномагнетита, отмеченным по аншлифам (Wilson а. о., 1968). В процессе окисления затвердевшие вулканические породы, имеющие $T = 200-600^\circ C$, могут испытать вторичный саморазогрев, зависящий от кислых паров, содержащихся в атмосфере и материале лав и шлаков. Особенно сильно окисление в среде с $pH > 3-4$. По данным изучения базальтовых даек (Haggerty, Watkins, 1966; Smith, 1967), титаномагнетит в них заметно менее окислен, чем в лавах. В общем больше фактов говорит в пользу того, что окисление титаномагнетитов в лавах связано с внутренними процессами, в частных случаях отмечается привнос кислорода воздуха, воды. Незакономерное распределение зон окисления скорее всего объясняется сложностью процесса остывания лав.

Низкотемпературное окисление реализуется, вероятнее всего, при гидротермальных изменениях горных пород (Ade-Hall а. о., 1971). В подводных базальтах доказано практически повсеместное существование катион-дефицитных шпинелей - продуктов низкотемпературного окисления. Не исключена возможность, что низкотемпературному окислению подвергаются горные породы в период своего остывания или после него.

Таблица 4
Значения $(-lgP_{O_2})$

№ п.п.	Реакция	298°K
1.	$2H_2O = 2H_2 + O_2; P = 1 \text{ атм}$	26,9
2.	$H_2O/S_2 = 100/1$	-
3.	$4Fe_3O_4 + O_2 = 6Fe_2O_3$	68,2
4.	$4FeTiO_3 + O_2 = 4TiO_2 + 2Fe_2O_3$	71,0
5.	$4FeTiO_3 + 2Fe_2O_3 + O_2 = 4Fe_2TiO_5$	-
6.	$4Fe_2TiO_4 + O_2 = 4FeTiO_3 + 2Fe_2O_3$	80,3
7.	$6Fe_2TiO_4 + O_2 = 2Fe_3O_4 + 6FeTiO_3$	86,0
8.	$3Fe_2SiO_4 + O_2 = 2Fe_3O_4 + 3SiO_2$	75,2
9.	$Mg_2SiO_4 + Fe_2SiO_4 + 2Fe_2TiO_4 + MgFe_2O_4 + O_2 =$ $= MgTiO_3 + Fe_3O_4 + FeTiO_3 + 2Fe_2O_3 + 2MgSiO_3$	-
10.	$4Mg_2SiO_4 + CaMgSi_2O_6 + 4FeTiO_3 = 2MgTiO_3 +$ $+ 2Fe_2O_3 + 8MgSiO_3 + 2CaTiO_3$	-
11.	$Mg_2SiO_4 + 3CaMgSi_2O_6 + 3Fe_2TiO_4 + O_2 =$ $= 2Fe_3O_4 + 3CaTiO_3 + 9MgSiO_3$	-
12.	$3Ca_2MgSi_2O_7 + 3Fe_2TiO_4 = 3CaTiO_3 + 3CaMgSi_2O_6 + 2Fe_3O_4$	-
13.	$3CaMgSi_2O_6 + 3Fe_2TiO_4 + O_2 = 2Fe_3O_4 + 3CaTiSiO_5 + 3MgSiO_3$	-
14.	$4CaMgSi_2O_6 + 4FeTiO_3 + O_2 = 2Fe_2O_3 + 4CaTiSiO_5 + 4MgSiO_3$	-
15.	$2Fe_3O_4 + 1/2O_2 = 3Fe_2O_3$	-
16.	$3FeO + 1/2O_2 = Fe_3O_4$	-
17.	$Fe + 1/2O_2 = Fe_3O_4$	-

Примечание. Реакции 1-8 - материалы Дж.Ферхугена (Vergoogen, 1962); реакции 9-14 - И.Кармайкла, Дж.Николса (Carmichael, Nichols,

Таким образом, изучение механизмов высоко- и низкотемпературного окисления позволяет надеяться, что в ближайшем будущем можно будет решить ряд геофизических задач, касающихся условий образования горных пород, их возраста, истории геомагнитного поля.

	700	800	900	1000	1100	1200	1300	1400	1500°K
	10,6	-	7,9	-	6,1	-	-	4,4	-
	23,5	-	17,8	-	14,0	-	-	9,8	-
	21,2	-	13,3	-	8,25	-	-	3,4	-
	26,2	21,3	17,1	14,6	12,0	10,1	8,3	6,8	5,2
	23,2	19,1	16,3	13,2	11,2	9,2	7,8	6,6	5,4
	27,5	-	18,3	-	13,0	-	-	-	-
	30,6	-	20,8	-	15,4	-	-	-	-
	26,4	21,7	18,1	15,3	12,9	11,1	9,4	7,9	6,5
	28,8	-	20,0	-	14,5	-	-	9,2	-
	28,6	23,5	19,2	16,6	14,0	12,1	10,3	8,7	7,5
	19,9	16,1	12,7	10,8	8,9	7,4	6,0	4,8	3,9
	22,3	18,3	15,2	12,8	10,8	9,2	7,8	6,4	5,2
	34,1	28,1	23,4	19,8	16,9	14,5	12,4	10,5	8,8
	26,3	21,6	18,0	15,2	13,0	11,1	9,4	7,9	6,5
	22,8	18,6	14,9	12,7	10,6	8,9	7,4	6,0	5,0
	-	-	-	4,5	3,4	2,1	1,1	-	-
	-	20,0	17,5	16,0	14,5	13,0	11,0	-	-
	-	18,7	17,0	15,3	13,7	12,3	11,1	9,7	-

1967); реакции 15-17 - Справочник химика, 1969.
В реакциях 15-17 температура дана в градусах Цельсия.

1. Уже в настоящее время показано, что благодаря неустойчивости титаномагнетитов, особенно катион-дефицитных, при температуре земной поверхности, они, как правило, не могут существовать длительное время в горных породах в первичном состоянии. Согласно оценкам (Стег а. о., 1970а), время сохранности титаномагнетитов гор-

ных пород не может превышать 3+6 млн. лет. Изучение реакций окисления и распада титаномагнетитов позволяет поэтому надеяться на возможность создания шкалы для определения возраста пород в указанном промежутке времени. Действительно, для ряда случаев подобные оценки могли бы быть выполнены.

В то же время показано, что в ряде случаев титаномагнетиты сохраняются в горных породах, возраст которых значительно превышает 6 млн. лет. Этот факт свидетельствует о недостаточности изученности факторов, препятствующих окислению и распаду титаномагнетитов, и требует дальнейших всесторонних исследований.

2. Сходство продуктов высоко- и низкотемпературного окисления титаномагнетитов позволяет по характерным ассоциациям минералов оценить состав первичного титаномагнетита. Возможность восстановления этого состава в горных породах, возраст которых значительно превышает 6 млн. лет, открывает новые перспективы при исследовании древнего вулканизма, эволюции магматических очагов и многих других вопросов.

3. Различия продуктов высоко- и низкотемпературного окисления, т.е. в конечном итоге выявление механизма окисления, позволяют решить множество задач магнетизма горных пород и палеомагнетизма, таких, как выделение вида остаточной намагниченности, ее изменения во времени, доказательства явлений самообращения (Creer a.o., 1970).

В заключение приведена классификация термомагнитных кривых $I_{rs}(t^0)$, основанная на большом фактическом материале (рис. 23).

Различия термомагнитных кривых обусловлены главным образом процессами высоко- и низкотемпературного окисления. На основании различий типов кривых $I_{rs}(t^0)$ (см. рис. 23) и изменений I_{rs} в результате нагрева образца до 500–600°C выделены шесть классов пород: класс А – кривая $I_{rs}(t^0)$ I типа, $T_c \leq 450^\circ\text{C}$, $I_{rs1} \geq I_{rs0}$;

класс Б – кривая $I_{rs}(t^0)$ II типа, $I_{rs1} > I_{rs0}$;

класс В – кривые $I_{rs}(t^0)$ III и IV типов, $I_{rs1} > I_{rs0}$;

класс Г – кривая $I_{rs}(t^0)$ V типа, $I_{rs1} \approx I_{rs0}$;

класс Д – кривая $I_{rs}(t^0)$ VI типа, чаще – IV типа, реже III и V типов. Как правило, классы А, Б, В соответствуют низкотемпературному окисле-

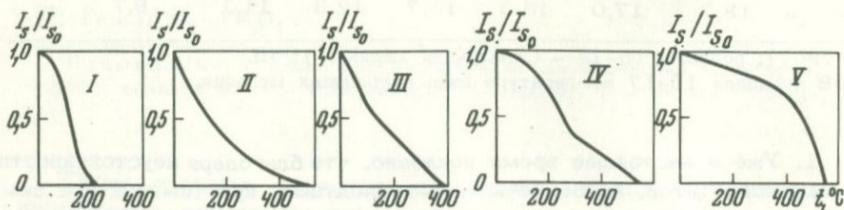


Рис. 23. Типы термомагнитных кривых
Пояснение I–V – см. в тексте

нию первичного титаномагнетита, классы Г,Д - высокотемпературному окислению, класс Е - низкотемпературному окислению, наложенному на продукты более раннего окисления. Данная классификация условна и носит в первую очередь информационный характер.

Глава IV

ВОССТАНОВЛЕНИЕ СОСТАВА ПЕРВИЧНОГО ТИТАНОМАГНЕТИТА

Возможные пути определения состава первичного титаномагнетита

Для выявления связи магнитных свойств магматических пород с условиями образования и кристаллизации магмы необходимо знать магнитные характеристики первичных магнитных минералов, т.е. минералов, кристаллизовавшихся непосредственно из расплава. Однако по различным причинам первичные магнитные минералы в горных породах часто оказываются измененными. Следовательно, либо нужно найти способы выделить из общей массы именно первичные магнитные минералы, либо уметь восстанавливать их. В настоящей главе разбираются возможности обоих путей решения этой задачи.

Поскольку преобладающая часть магнитных минералов изверженных горных пород - это титаномагнетиты, состав которых широко варьирует в зависимости от $P-T-P_{O_2}$ условий их образования, в данной главе основное внимание уделено титаномагнетитам.

Процессы распада и окисления ведут к разрушению первичного гомогенного титаномагнетита, и в момент исследования только в очень редких случаях обнаруживаются первичные титаномагнетиты, а, как правило, - продукты его разрушения. Определение состава первичных титаномагнетитов может осуществляться несколькими путями, выбор при этом определяется главным образом характером и степенью вторичных изменений, а также некоторыми другими факторами, такими, как представительность коллекции, технические возможности и др.

Один из путей определения состава первичных титаномагнетитов основан на использовании пород, содержащих гомогенные в смысле состава и структуры титаномагнетиты. Такие титаномагнетиты характеризуются оптической однородностью, единственной точкой Кюри и определенным, четко выраженным параметром решетки, соответствующим ряду магнетит - ульвошпинель. По имеющимся данным (стр. 99), высокотитанистые титаномагнетиты метастабильны, и даже если условия в расплаве предопределили их появление, то последующие нагревы могут разрушить эти минералы. Следовательно, сохранность подобных титаномагнетитов в породе свидетельствует об

отсутствии заметных изменений, в частности нагревов, и о возможности соответствия их состава составу первичного титаномагнетита. Критерием подобного соответствия является совпадение термоманнитного определения состава с химическим или рентгеноспектральным, т.е. совпадение измеренных и расчетных точек Кюри. Породы, содержащие такие титаномагнетиты, очень редки в природе. К тому же использовать критерий соответствия измеренных и расчетных T_c трудно технически.

Широкие термоманнитные исследования пород объекта и статистическая обработка результатов позволяют значительно расширить круг пород, применяемых для определения состава первичных титаномагнетитов. Для этой цели могут быть использованы породы, в которых титаномагнетиты несут заметные следы окисления и наряду с этим, содержат остатки первичных минералов; это нередко случается при высокотемпературном окислении. Такие породы, как правило, обладают несколькими точками Кюри.

При наличии достаточного количества статистических данных для оценки состава первичного титаномагнетита возможно построение гистограмм распределения магнитных фаз (титаномагнетита), оцененных по точкам Кюри. Относительная доля каждой из магнитных фаз в каждом образце определяется по кривой термоманнитного анализа. Соответственно, в случае образцов термоманнитного класса А доля магнитной фазы равна единице (или 100%); в случае же однофазных образцов классов В и Г, относительные доли магнитных фаз определяются степенью окисления титаномагнетита (чем больше окисление, тем меньше относительная доля магнитной фазы с малой T_c , тем больше доля магнетита). Относительные доли магнитных фаз суммируются по интервалам T_c (обычно 25°) и делятся на общее число образцов (умноженное на 100). В результате мы получаем гистограмму распределения магнитных фаз по T_c для определенного объекта (района, вулкана и т.п.) с учетом веса образцов различных термоманнитных классов. Образцы термоманнитного класса Д в такие гистограммы вообще не включаются, так как магнетит в изверженных породах является продуктом вторичного окисления минералов (Багин и др., 1969б; Печерский, Шаронова, 1970).

При построении гистограмм точек Кюри пород одного объекта все случайные факторы отбора и вторичных изменений должны распределиться возле значения T_c , наиболее вероятно соответствующего составу первичного титаномагнетита.

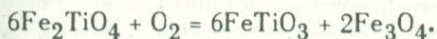
Как видно из гистограмм T_c различных объектов (часть четвертая), распределение T_c магнитных фаз в пределах объекта имеет сложную многомодальную форму, часто обладает положительной асимметрией, связанной с вторичными изменениями (окислением). Совпадение максимума распределения T_c (ее моды) по многофазным и однофазным образцам дает первое указание на возможность соответствия главной моды распределения составу первичного титаномагнетита.

Для более объективной оценки состава первичного титаномагнетита изучение распределения T_c по площади объекта должно сопровождаться изучением изменений ее в вертикальном разрезе потока, что позволит учесть неодинаковые условия застывания лавы. Как при подводных, так и при наземных излияниях, наиболее окисленный титаномагнетит находится в краевых частях лавового потока. В потоках океанических базальтов, начиная с 2–3 см от зоны закалки, состав титаномагнетитов весьма однороден, как показано ниже на рис. 70, а, б, T_c колеблется в незначительном интервале. В вертикальных разрезах толщ континентальных базальтов, несмотря на колебания T_c , основную фазу выделить в разрезе достаточно уверенно, как это иллюстрирует ниже рис. 70, в, е. Совпадение T_c основной фазы вертикального разреза с главной модой гистограммы дает дополнительное подтверждение соответствия найденного таким способом состава титаномагнетита первичному. Наконец, как и в случае гомогенных титаномагнетитов, критерием правильности определения состава первичного титаномагнетита является совпадение T_c , соответствующей максимуму распределения в данном объекте, с расчетными T_c по данным химического или локального рентгеноспектрального анализов многофазных и однофазных образцов.

Сочетание статистической обработки материала с определениями расчетных T_c может в принципе дать состав первичного титаномагнетита. Но статистический метод требует широкого отбора материала и обязательного присутствия в породах первичных минералов. Определения расчетных T_c по данным химического и локального рентгеноспектрального анализов содержат ошибки (стр. 27–28). Кроме того, единичные определения расчетных T_c по данным анализа не показательны, так как состав титаномагнетитов от зерна к зерну и от образца к образцу может заметно варьировать, соответственно нужна большая статистика данных и анализа.

Рассмотренный выше путь оценки состава первичного титаномагнетита – это путь выделения первичного титаномагнетита. Второй путь – восстановление состава первичного титаномагнетита – основывается на возможности регомогенизации титаномагнетитов с помощью термообработки.

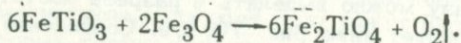
Из диаграмм растворимости магнетит–ульвошпинельных и гематит–ильменитовых твердых растворов следует, что для первых выше 600, а для вторых выше 1000°C находится область полной растворимости. Если распавшиеся и окисленные твердые растворы нагревать до соответствующих температур, можно привести их в гомогенное состояние. Однако устойчивость титаномагнетитов зависит от летучести кислорода. Если P_{O_2} выше равновесного значения, то титаномагнетиты окисляются согласно уравнению:



Равновесные значения $\lg P_{O_2}$ для данной реакции зависят от температуры:

$t, ^\circ\text{C}$	$\lg P_{O_2}$
25	- 86,5
425	- 30,6
625	- 20,8
825	- 15,4

При регомогенизации должна осуществиться обратная реакция:



Для этого необходимо, чтобы температура эксперимента была выше температуры, соответствующей области однофазного существования твердого раствора, и P_{O_2} ниже равновесного при данной температуре. Чтобы сохранить гомогенный титаномагнетит вплоть до комнатной температуры, охлаждение должно проводиться в режиме закалки.

Состав этого гомогенного твердого раствора, который можно характеризовать точкой Кюри, измеренной после термообработки образцов, при правильно поставленном эксперименте может соответствовать составу первичного титаномагнетита. Однако при постановке каждого отдельного эксперимента может иметь место несоответствие, обусловленное рядом причин: 1) изменением пород с момента их образования, сопровождающимся нарушением общего баланса вещества зерен; 2) изменением титаномагнетита в процессе термообработки, сопровождающимся привнесом - выносом материала зерна; 3) глубоко зашедшие изменения в пределах зерен титаномагнетита (например, развитие крупных ламелл ильменита) могут оказаться энергетически непреодолимыми; 4) несоответствием режима гомогенизации режиму кристаллизации первичного твердого раствора; 5) окислением образующихся гомогенных растворов за счет кислорода и других подвижных элементов.

Пункт 1 ограничивает круг пород, применяемых для данной цели. Все породы с признаками указанных вторичных изменений (в первом приближении по минералогическим данным) должны быть исключены.

Очень важное значение имеет пункт 2. Если изменения в процессе термообработки таковы, что они ведут к нарушению среднего состава зерна, то восстановление состава первичного титаномагнетита невозможно (оценку влияния таких изменений см. на стр. 74-75).

Уменьшить глубоко зашедшие изменения в пределах зерен титаномагнетита, отмеченные в пункте 3, можно, способствуя более полному протеканию диффузионного процесса гомогенизации повышением температуры и продолжительностью термообработки. Но, с другой стороны, чем продолжительнее процесс термообработки, тем больше скажется несоответствие режима опыта природному процессу.

Соответствие режима гомогенизации природному процессу определяется экспериментальными и геологическими данными об условиях кристаллизации пород и различных минералов в них. Точно учесть это нельзя. Отсюда вытекает необходимость экспериментального подбора условий термообработки.

Таким образом, каждый из приведенных путей определения состава первичного титаномагнетита имеет ряд недостатков и не дает полной уверенности, что определенный состав относится именно к первичному титаномагнетиту. Решить эту задачу позволяет только совокупность данных, полученных различными методами. Описание использования разнообразных путей восстановления состава первичных титаномагнетитов и их совокупности в применении к конкретным объектам даны в четвертой части. Здесь же более подробно остановимся на вопросе гомогенизации титаномагнетитов путем термообработки.

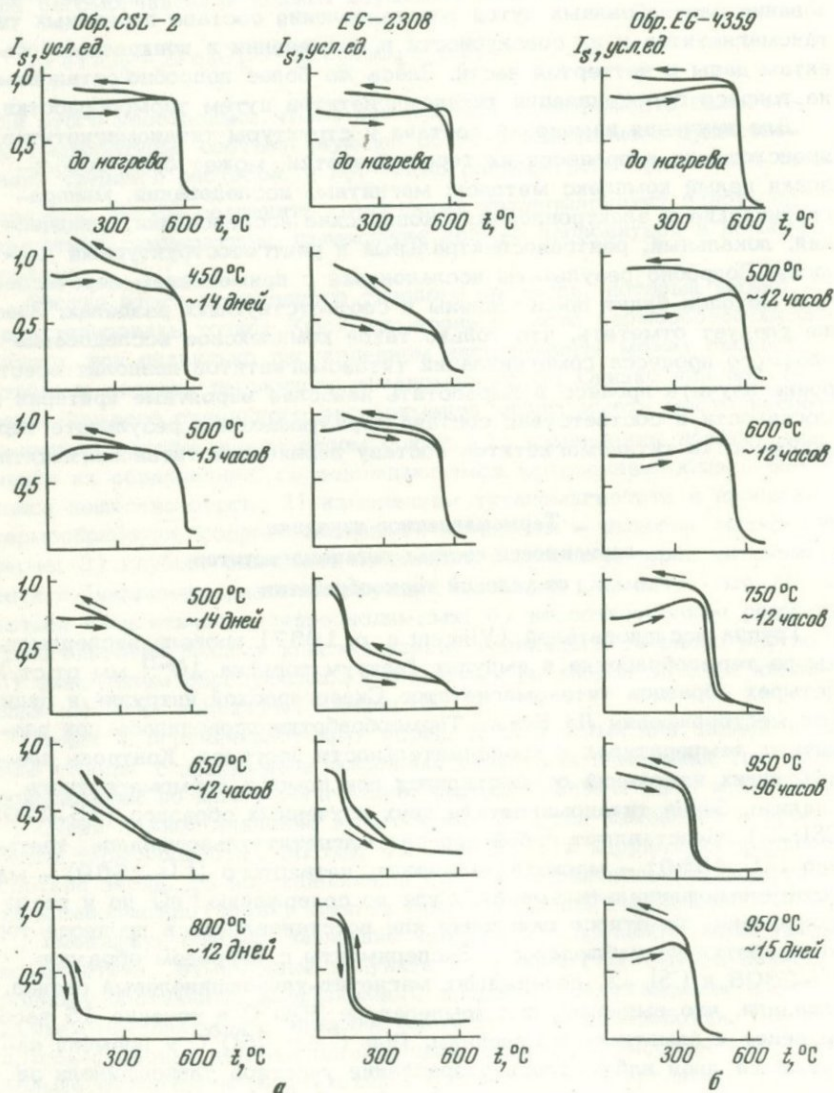
Для изучения изменений состава и структуры титаномагнетитов, происходящих в процессе их термообработки, может быть использован целый комплекс методов: магнитные исследования, минералогические и электронномикроскопические исследования, химический, локальный, рентгеноспектральный и рентгеноструктурный анализы. Подробно результаты исследований с применением перечисленных методов будут представлены в соответствующих разделах. Здесь же следует отметить, что только такое комплексное исследование сложного процесса гомогенизации титаномагнетитов позволит всесторонне изучить процесс и выработать наиболее вероятные критерии гомогенности и соответствия состава образующихся в результате термообработки титаномагнетитов составу первичного титаномагнетита.

Терромагнитное изучение зависимости состава титаномагнетитов от условий термообработки

Группа исследователей (Vincent a. o., 1957) провела эксперименты по термообработке в ампулах (вакуум порядка 10^{-5} мм рт.ст.) четырех образцов титаномагнетитов Скаергардской интрузии и рудных тел месторождения Ла Блаш. Термообработка проводилась при различных температурах и продолжительности прогрева. Контроль происходящих изменений осуществлялся при помощи терромагнитного анализа. Зерна титаномагнетита двух изученных образцов (EG-2308, CSL-2) представляют собой агрегат магнетит+ульвошпинель, третьего (EG-4359) — магнетит+ильменит, четвертого (EG-2569) — магнетит+ульвошпинель+ильменит. Судя по содержанию FeO до и после нагревания, заметного окисления или восстановления в процессе термообработки не наблюдалось. Эксперименты с нагревом образцов EG-2308 и CSL-2, содержащих магнетит-ульвошпинелевый распад, показали, что выдержка при температуре 500°C в течение 15 часов не ведет к заметным изменениям. При $t^{\circ} = 450^{\circ}\text{C}$ и времени нагрева 14 дней наблюдалось разрастание участков ульвошпинели за

счет магнетита. Этот процесс продолжается при $t^0 = 500^\circ\text{C}$ и времени нагрева 14 дней и при $t^0 = 650^\circ\text{C}$ и времени нагрева 12 часов. Кривые $I_S(t^0)$ изменяются в ходе термообработки, принимая на промежуточных этапах сложный, иногда вогнутый вид, так как магнетит, растворяясь в ульвошпинели, образует серию твердых растворов (рис. 24, а).

Полное растворение магнетита и ульвошпинели достигается при $t^0 = 800^\circ\text{C}$ и $t = 12$ дней (судя по оптическим данным и кривым



$I_s(t^0)$. Указанный процесс происходил быстрее в крупнозернистом обр. EG-2308.

В обр. EG-4359, содержащем прорастания ильменита в магнетите, изменений в структуре не отмечалось при $t^0 = 600^\circ\text{C}$ и $t = 12$ часов. По мере повышения температуры ($t^0 = 750^\circ\text{C}$, $t = 12$ часов) ламеллы ильменита растут вширь, светлеют, магнетит темнеет. Точка Кюри постепенно понижается по мере повышения t^0 нагрева, причем каждый раз на кривой $I_s(t^0)$ отмечается единствен-

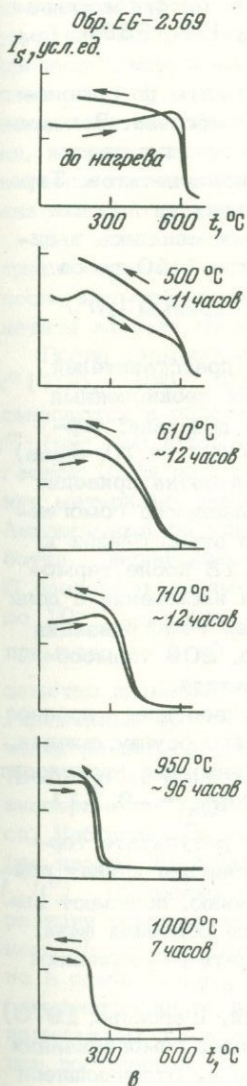


Рис. 24. $I_s(t^0)$ образцов Fe-Ti-окислов до и после термообработки

Содержание в образцах прорастаний:
а - магнетита + ульвошинели,
б - магнетита + ильменита,
в - магнетита + ульвошинели + ильменита

Рис. 25. $I_s(t^0)$ для образцов чешских базальтов

1 - исходное состояние. После нагрева:
2 - $t^0 = 1000^\circ\text{C}$, $t = 1$ час; 3 - $t^0 = 1000^\circ\text{C}$,
 $t = 2$ часа; 4 - $t^0 = 900^\circ\text{C}$, $t = 10$ часов; 5 -
 $t^0 = 1000^\circ\text{C}$, $t = 10$ часов

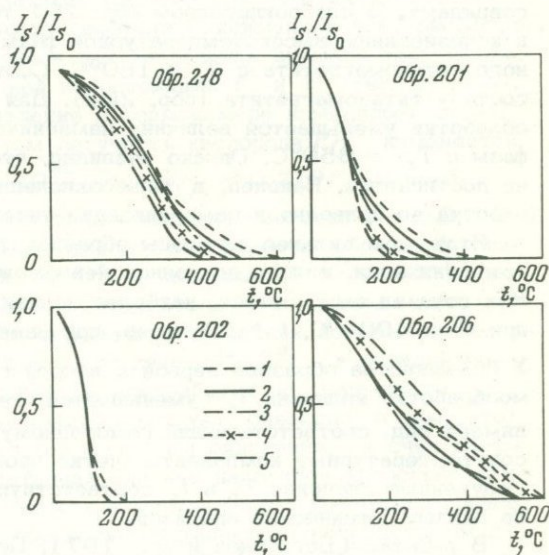


Рис. 25

ная четкая T_c (см. рис. 24, б). Процесс в этом случае представляется как переход Fe^{2+} , Ti^{4+} и O^{2-} из ламелл в шпинельную фазу. Состав титаномагнетита смещается в сторону ульвошпинели, ламелли ильменита немагнитны, поэтому термомагнитный анализ фиксирует одну шпинельную фазу. Полная гомогенизация магнетит-ильменитовых прорастаний не была достигнута при $t^0 = 950^\circ$ и $t = 3$ недели, попытки дальнейшего повышения t^0 приводили к окислению.

Обр. EG-2569, содержащий три фазы, при более низких температурах ведет себя подобно первому случаю (EG-2308 и CSL-2), а затем, когда достигается полное растворение магнетита и ульвошпинели, реакция идет как во втором случае (обр. EG-4359) (см. рис. 24, в).

В. Крочак (Крорасек, 1969) провел эксперименты по гомогенизации титаномагнетитов из базальтов Чешского массива. В исходном состоянии породы были разделены на четыре группы, различающиеся, в частности, степенью окисления титаномагнетитов. Термообработке подверглась титаномагнетитовая фракция пятидесяти образцов базальтов. Температура термообработки изменялась в интервале $800-1100^\circ C$, $lg P_{O_2} \sim -9, -11$, время - 1-10 часов.

Контроль происходящих реакций осуществлялся по кривым $I_s(t^0)$ и при помощи рентгеновского метода.

Результаты этих экспериментов для типичных представителей четырех групп пород представлены на рис. 25. На неокисленный обр. 202 термообработка не оказывает никакого действия: термомагнитные кривые до и после нее ($t^0 = 1000^\circ C$, $t = 10$ часов) совпадают. В слабоокисленном обр. 201 термообработка приводит к исчезновению высокотемпературной фазы и образованию гомогенного титаномагнетита с $T_c = 180^\circ C$. Состав его очень близок к составу титаномагнетита (обр. 202). Для обр. 218 после термообработки уменьшается величина намагниченности насыщения и доля фазы с $T_c = 350^\circ C$. Однако очевидно, что полная гомогенизация не достигается. Наконец, в сильноокисленном обр. 206 термообработка не приводит к гомогенизации титаномагнетита.

Итак, чем сильнее окислены образцы, тем труднее идет процесс гомогенизации, вплоть до полной невозможности его осуществления. Как показал эксперимент, наиболее полная гомогенизация происходит при $t^0 = 1000^\circ C$, $t = 10$ часов, при значении $lg P_{O_2} = -9, -11$.

У большинства образцов первой и второй групп в результате термообработки величина I_s уменьшается, термомагнитная кривая принимает вид, соответствующий гомогенному состоянию, исчезают высокотемпературные компоненты, четко проявляется основная фаза. Полученные значения T_c и I_s соответствуют расчетным значениям по данным химических анализов.

В работах (Богатиков и др., 1971; Печерский, Шаронова, 1970) изучение влияния условий термообработки на процесс гомогенизации титаномагнетитов дало результаты, принципиально не отличающиеся

от данных, полученных в рассмотренных работах (Vincent a. o., 1957, Kgoraček, 1969). Исследование проводилось на нескольких образцах основных магматических пород, содержащих в качестве ферромагнитного компонента крупнозернистый титаномагнетит, подвергшийся различной степени распада и окисления. Внутренняя структура зерен титаномагнетита этих пород характеризуется наличием выделения ульвошпинели и ильменита, качественные соотношения и форма выделения которых не одинаковы у различных образцов.

Образцы подвергались термообработке: а) в термовакуумной установке, где нагрев образца производился при непрерывном удалении газовой фазы из термокамеры; б) в эвакуированных ампулах, удаление воздуха из которых производилось до нагрева образца. В процессе эксперимента варьировались температура — t^0 , время — t и давление — P . Для контроля состава и степени гомогенности титаномагнетитов, образующихся при различных условиях термообработки, и сравнения их с исходными использовались методы термоманнитного анализа и коэрцитивных спектров, рентгеноспектрального анализа и γ -резонансной спектроскопии.

Как показали данные термоманнитного анализа, магнетит, являющийся основной магнитной фазой образцов в исходном состоянии, после термообработки исчезает. Состав образующегося титаномагнетита зависит от условий (t^0 , t , P) и способа термообработки.

После термообработки с непрерывной откачкой при различных t^0 (700, 800, 900, 1000°C) и одинаковых t и P кривые $I_{rs}(t^0)$ смещаются в область более низких температур по мере повышения t^0 (рис. 26, а, б), при этом наиболее гомогенное состояние достигается (судя по термоманнитным кривым) при частичном плавлении материала, когда скорость диффузии максимальна (см. рис. 26, в). Аналогичный результат получен при увеличении времени термообработки с непрерывной откачкой и постоянных t^0 и P (рис. 27, а-б). В данном эксперименте давление в термокамере изменялось от 10^{-3} до 10^{-5} мм рт.ст., при этом летучесть кислорода P_{O_2} изменяется примерно от $3 \cdot 10^{-7}$ до $3 \cdot 10^{-9}$ атм ($P_{O_2} = 0,21P/760$ атм) и заметно превышает равновесную для титаномагнетитов с $x = 0,3-0,4$ (примерный состав титаномагнетитов в исследуемых образцах). Значение равновесной P_{O_2} при 1000°C — порядка $10^{-10} - 10^{-12}$ атм (Buddington, Lindsley, 1964). Следовательно, в условиях данного эксперимента титаномагнетиты указанного состава должны окисляться. Наблюдаемое, однако, смещение кривых $I_{rs}(t^0)$ в область более низких значений t^0 после термообработки по сравнению с $I_{rs}(t^0)$ исходных образцов свидетельствует, очевидно, о том, что реакция гомогенизации идет быстрее, чем окисление, за счет внешнего кислорода, так как материал для нее находится непосредственно в самом зерне. Независимость в определенных пределах процесса гомогенизации от внешней среды подтверждается экспериментом с изменением давления в термокамере от 10^{-3} до 10^{-5} мм рт.ст. при постоянных t^0 и t . Уменьшая давление, мы тем самым уменьшаем

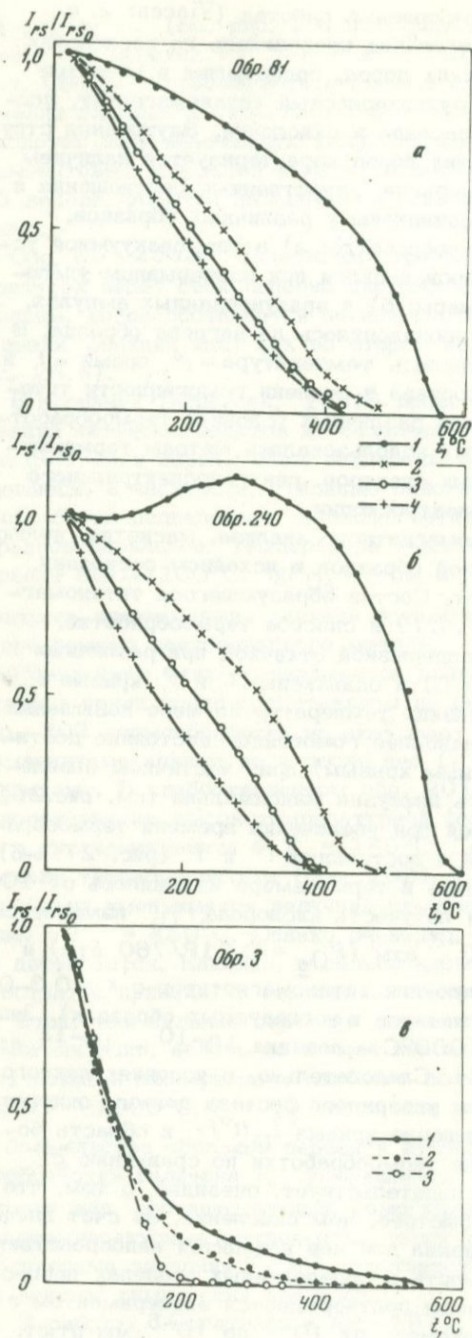


Рис. 26. $I_{rs}(t^0)$ изверженных пород основного состава при различных температурах нагрева в вакууме с непрерывной откачкой
а, б - изверженные породы основного состава.

1 - исходное состояние. После нагрева:
2 - $t^0 = 700^\circ\text{C}$, $t = 4$ часа, $P = 10^{-3}$ мм рт.ст;
3 - $t^0 = 900^\circ\text{C}$, $t = 4$ часа, $P = 10^{-3}$ мм рт.ст;
4 - $t^0 = 1000^\circ\text{C}$, $t = 4$ часа, $P = 10^{-3}$ мм рт.ст.

в - оливиновый базальт, Сирия.

1 - исходное состояние. После нагрева:
2 - $t^0 = 1100^\circ\text{C}$, $P = 10^{-4}$ мм рт.ст;
3 - $t^0 = 1200^\circ\text{C}$ (частичное плавление), $t = 10-15$ мин., $P = 10^{-4}$ мм рт.ст.

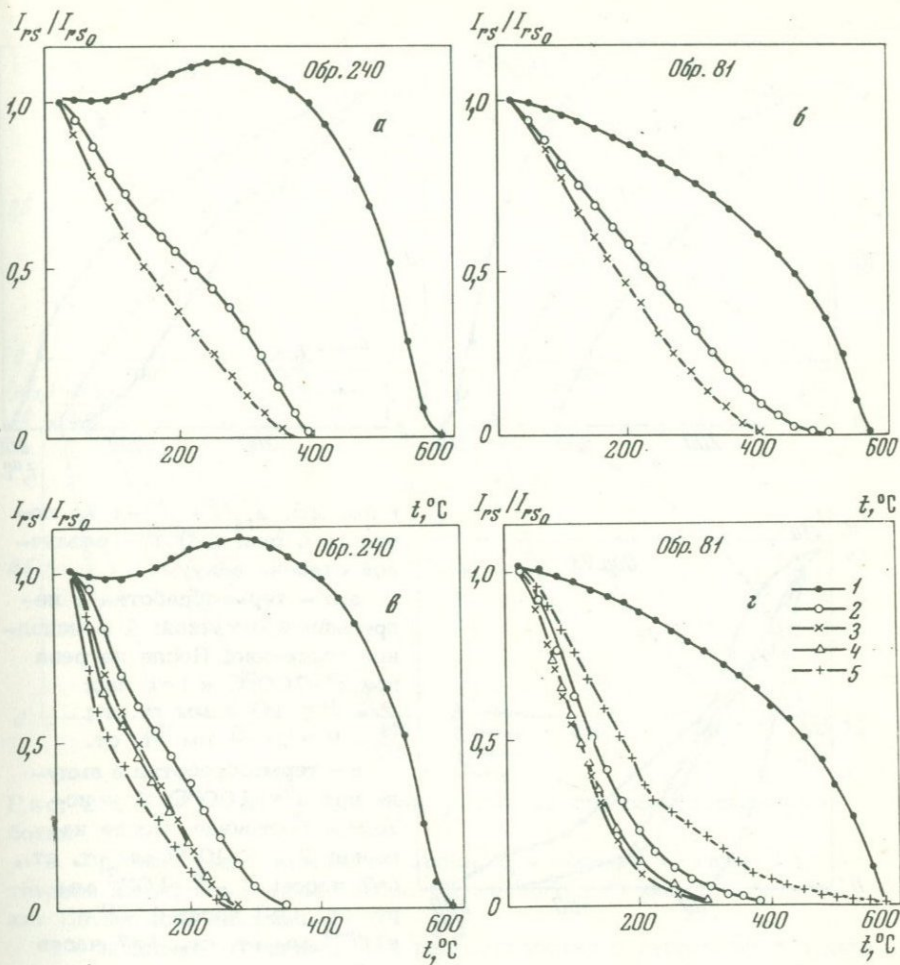


Рис. 27. $I_{rs}(t^0)$ тех же пород (см. рис. 26) при различном времени термообработки

а, б - термообработка с непрерывной откаткой: 1 - исходное состояние. После нагревания: 2 - $t=15$ минут, $t^0=1000^\circ\text{C}$, $P=10^{-3}$ мм рт. ст.; 3 - $t=4$ часа, $t^0=1000^\circ\text{C}$, $P=10^{-3}$ мм рт. ст.

в - термообработка в ампуле: 1 - исходное состояние. После нагрева: 2 - $t=15$ минут, 3 - $t=2$ часа, 4 - $t=15$ часов, 5 - $t=38$ часов при $t^0=1200^\circ\text{C}$, $P=10^{-5}$ мм рт. ст.

г - термообработка в ампуле: 1 - исходное состояние. После нагрева: 2 - $t=30$ минут, 3 - $t=3$ часа, 4 - $t=7$ часов, 5 - $t=40$ часов при $t^0=1150^\circ\text{C}$, $P=10^{-5}$ мм рт. ст.

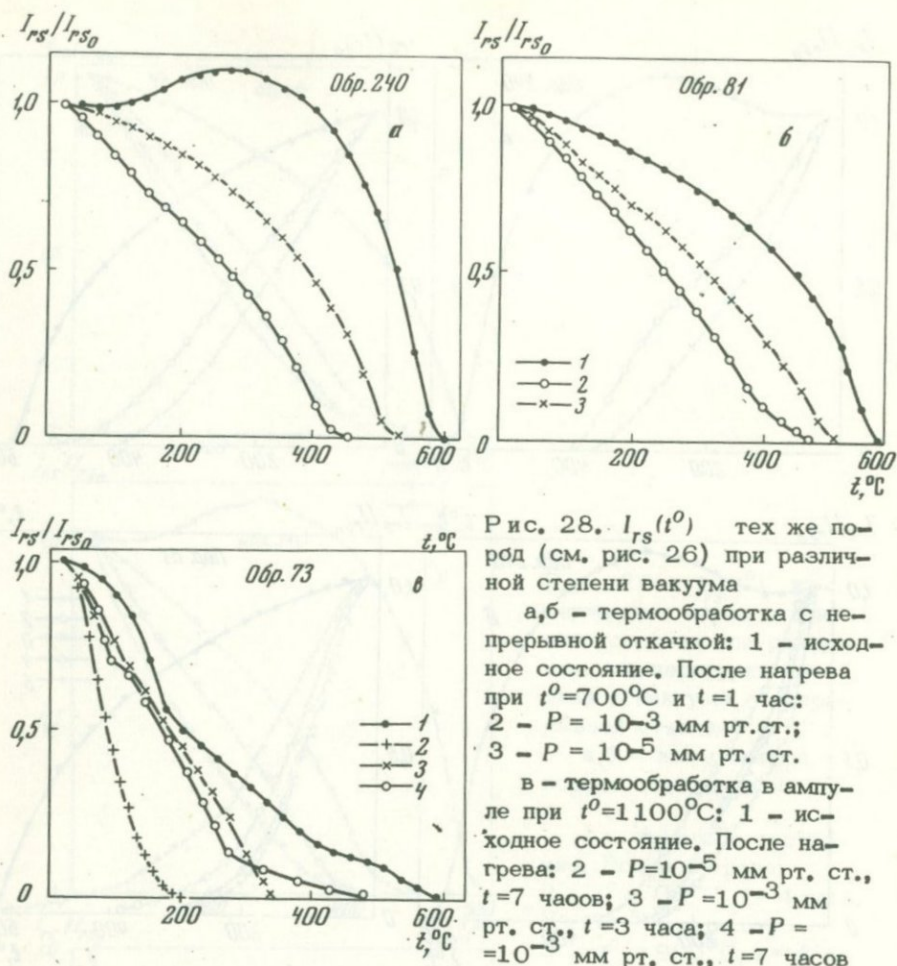


Рис. 28. $I_{rs}(t^0)$ тех же пород (см. рис. 26) при различной степени вакуума

а, б — термообработка с непрерывной откачкой: 1 — исходное состояние. После нагрева при $t^0=700^\circ\text{C}$ и $t=1$ час; 2 — $P=10^{-3}$ мм рт.ст.; 3 — $P=10^{-5}$ мм рт.ст.

в — термообработка в ампуле при $t^0=1100^\circ\text{C}$: 1 — исходное состояние. После нагрева: 2 — $P=10^{-5}$ мм рт.ст., $t=7$ часов; 3 — $P=10^{-3}$ мм рт.ст., $t=3$ часа; 4 — $P=10^{-3}$ мм рт.ст., $t=7$ часов

количество кислорода в термокамере, а термомагнитный анализ образцов после термообработки при $P=10^{-5}$ мм рт.ст и $t^0=700^\circ\text{C}$ дает более высокую T_c , чем после термообработки при $P=10^{-3}$ мм рт.ст и прочих равных условиях (рис. 28, а, б). Более существенное влияние, чем кислород внешней газовой фазы, оказывает на процесс гомогенизации внутренняя газовая фаза образцов, о чем более подробно будет сказано ниже.

При термообработке в ампулах влияние температуры аналогично вышеупомянутому. Влияние времени термообработки зависит от давления в ампуле. Смещение кривых $I_{rs}(t^0)$ в область более низких температур с увеличением времени термообработки наблюдается лишь до определенного предела. Увеличение t сверх этого предела может привести к заметному окислению образующегося титаномагнетита за

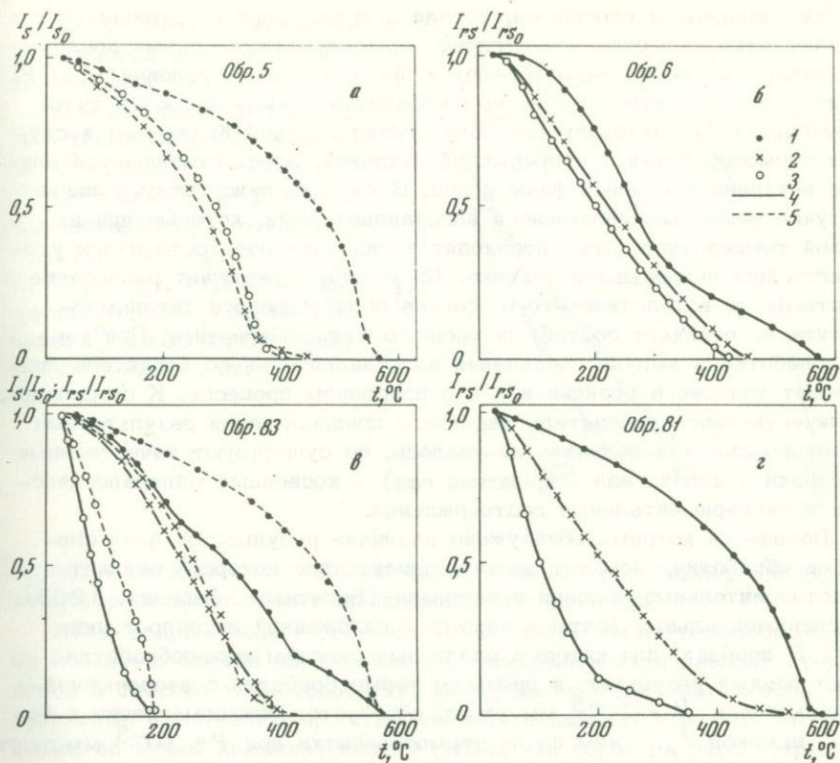


Рис. 29. $I_s(t^0)$ и $I_{rs}(t^0)$ при различных способах термообработки

а - рудный оливинит Лесной Сопки, б - образец из титаномангитовой жилы, в - рудное габбро Патынского массива, г - беербацит Патынского массива.

1 - исходное состояние; 2 - термообработка с непрерывной откачкой в течение 3 часов при $P=10^{-5}$ мм рт. ст.: а, б - $t^0=900^\circ\text{C}$, в, г - $t^0=1100^\circ\text{C}$; 3 - термообработка в ампуле: а - $t^0=950^\circ\text{C}$, $t=6$ часов, $P=10^{-5}$ мм рт. ст.; в - $t^0=1100^\circ\text{C}$, $t=3$ часа, $P=10^{-5}$ мм рт. ст.; 4 - I_{rs} ; 5 - I_s

счет кислорода, оставшегося в ампуле (рис. 27, г). Кривая $I_{rs}(t^0)$ становится многофазной, появляется T_c магнетита, при этом чем выше P , тем раньше возможно окисление. При $P=10^{-5}$ мм рт.ст и $t^0=1100^\circ\text{C}$ окисление наблюдалось после термообработки в течение 40 часов (см. рис. 27, г), при $P=10^{-3}$ мм рт.ст. и $t^0=1100^\circ\text{C}$ - после 3 часов (см. рис. 28, в).

Итак, отмеченные закономерности являются общими для обоих способов термообработки. Однако, если для одних пород (чаще вулканических) термомагнитные кривые совпадают после термообра-

ботки различными способами, то для других (чаще интрузивных) наблюдается существенное отличие термомагнитных кривых после различных способов термообработки при одинаковых условиях t^0, t, P (рис. 29). При этом после термообработки в ампуле состав титаномагнетита характеризуется более низкой точкой Кюри, чем в случае термообработки с непрерывной откачкой. Здесь сказывается влияние внутренней газовой фазы пород. В породах присутствуют легколетучие вещества, являющиеся восстановителями, которые при высокой температуре легко переходят в газообразное состояние и удаляются при непрерывной откачке. Их удаление нарушает равновесие системы, и, вследствие этого, состав образующегося титаномагнетита не отвечает составу первичного титаномагнетита. При термообработке в ампуле соединения восстановительного характера принимают участие в реакции как и в природном процессе. К сожалению, количественного доказательства этого предположения результатами газового анализа получить не удалось, но существуют качественные признаки — запах газа (сернистый газ) и косвенные минералогические и экспериментальные подтверждения.

Породы, в которых обнаружено различие результатов двух способов обработки, содержат апатит, присутствие которого создает восстановительные условия в расплаве (Богатиков, Лебедев, 1965). Экспериментальные факты в защиту предложенной интерпретации:

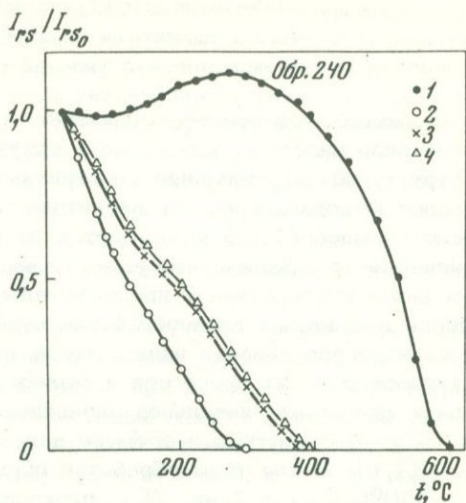
1. В породах, для которых различные способы термообработки дают разный результат, в процессе термообработки с непрерывной откачкой при $P = 10^{-5}$ мм рт.ст. образуется титаномагнетит с более высокой T_c , чем после термообработки при $P = 10^{-3}$ мм рт.ст. и прочих равных условиях (рис. 28, а, б). Очевидно, более высокая степень откачки способствует более интенсивному удалению газовой фазы породы, являющейся восстановителем.

2. Для нескольких пород, у которых термомагнитные кривые после термообработки двумя способами существенно различаются, были взяты парные образцы. Одни подвергались термообработке с непрерывной откачкой, другие — в ампуле. Затем образцы, которые прошли термообработку с откачкой, запечатывались в ампулы и проводилась их повторная термообработка при тех же t^0, t, P . Кривые $I_{rs}(t^0)$ после повторной термообработки в ампуле совпадают с кривыми $I_{rs}(t^0)$ после первой термообработки с откачкой (рис. 30). Таким образом, удаление газовой фазы породы путем откачки при первой термообработке нарушает равновесие системы, и повторная термообработка в ампуле не может изменить состав титаномагнетита и привести его к составу, соответствующему первой термообработке в ампуле.

Перечисленные результаты подчеркивают роль газовой фазы (легколетучих соединений) в равновесной реакции образования титаномагнетита. Отсюда следует, что в процессе гомогенизации равновесные условия не должны нарушаться. Следовательно, способ термообработки в ампуле, как закрытой системе, является более правильным для пород, содержащих легколетучие соединения. Для

Рис. 30. Влияние внутренней газовой фазы на процесс термообработки

1 — исходное состояние;
 2 — термообработка в ампуле: $t^0 = 1000^\circ\text{C}$, $t = 1$ час, $P = 10^{-4}$ мм рт. ст.; 3 — термообработка с откачкой: $t^0 = 1100^\circ\text{C}$, $t = 1$ час, $P = 10^{-4}$ мм рт. ст.; 4 — повторная термообработка в ампуле: $t^0 = 1100^\circ\text{C}$, $t = 1$ час, $P = 10^{-4}$ мм рт. ст.



пород, в которых роль газовой фазы незначительна, выбор способа термообработки не имеет принципиального значения.

Итак, в приведенных результатах магнетит после термообработки исчезает. Состав образующегося титаномагнетита зависит от условий и способа термообработки. Образование менее магнитного, по сравнению с магнетитом, титаномагнетита находит отражение в уменьшении величины намагниченности насыщения образцов после термообработки I_s ГОМ по сравнению с исходной величиной I_s . Сравнительное отношение измеренных величин I_s ГОМ / I_s ИСХ с его расчетным значением, можно оценить степень гомогенности титаномагнетита, полученного в результате термообработки. В качестве расчетного значения I_s ГОМ принимается величина намагниченности насыщения, соответствующая составу титаномагнетита, полученного по данным химического или рентгено-спектрального анализа, I_s ИСХ в этом случае — намагниченность насыщения магнетита.

Иные результаты получены при термообработке пород, в которых происхождение магнетита не связано с титаномагнетитом — гидротермальные руды, серпентиниты, содержащие магнетит немагматического происхождения, пироксеновые габбро Патынского массива, с титан-авгитом, характеризующимся большим количеством тонкодисперсного вторичного магнетита (Печерский, Шаронова, 1970). После термообработки магнетит в первых двух породах сохраняется полностью ($t^0 \approx 1000^\circ\text{C}$, $P = 10^{-4}$ мм рт.ст.) — $T_c = 575^\circ\text{C}$ остается на кривых $I_{rs}(t^0)$ и кривые становятся более выпуклыми, величина намагниченности очень близка к исходному значению. В Патынских пироксеновых габбро количество магнетита, наоборот, возрастает по мере повышения температуры и продолжительности нагрева. Величина I_s и доля фазы с $T_c = 575^\circ$ на кривых термомагнитного анализа также увеличиваются.

**Изменение структурно-чувствительных
магнитных характеристик
в зависимости от условий термообработки**

Поскольку процесс гомогенизации приводит к ликвидации не только неоднородностей состава, но и структуры, он находит отражение в структурно-чувствительных магнитных характеристиках. Если идет процесс гомогенизации, то магнитная жесткость H'_{CS} образцов после термообработки уменьшается по сравнению с исходным состоянием и тем больше, чем гомогеннее достигнутое состояние, т.е. чем выше температура и продолжительность нагрева (рис. 31, а). Иногда в процессе термообработки наряду с гомогенизацией одних зерен идет образование новых, тогда величина H'_{CS} определяется совокупностью обоих процессов и может не только не уменьшаться, а даже превышать начальное значение. В этом случае ее зависимость от температуры и времени нагрева имеет иной характер (см. рис. 31, б). После термообработки образца оливнивого габбро при $t^0 = 700^\circ\text{C}$ и $t = 1$ час H'_{CS} резко падает по сравнению с исходным состоянием, что, по-видимому, отражает процесс гомогенизации титаномagnetита при одновременном частичном растворении магнетита, присутствующего в пироксене. С ростом температуры обработки (кривая 1, рис. 31, б) H'_{CS} заметно возрастает. Рост H'_{CS} отражает процесс образования новых зерен, который ускоряется с увеличением t^0 . При продолжительности нагрева 4 часа (кривая 2, рис. 31, б) и $t^0 = 700^\circ\text{C}$ отсутствует такой резкий спад, который наблюдается для этой температуры при $t = 1$ час. Здесь эффект гомогенизации перекрывается эффектом выделения новых зерен, который при $t =$

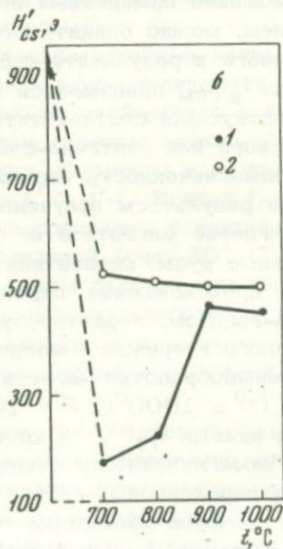
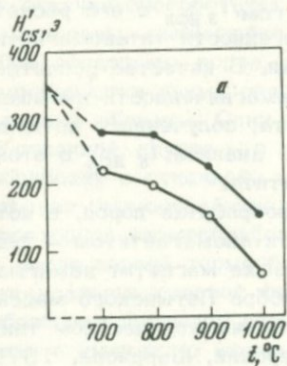


Рис. 31. Зависимость H'_{CS} от температуры и времени термообработки образцов в вакууме при $t^0 = 700^\circ\text{C}$ и $P = 10^{-4}$ мм рт. ст.

1 - $t = 1$ час, 2 - $t = 4$ часа

= 4 часа успевает пройти полностью, и дальнейшее повышение t^0 термообработки не меняет величины H'_{CS} . Это согласуется с данными термомагнитного анализа образцов после термообработки при различных температурах. По мере увеличения нагрева доля магнетита возрастает, при этом T_C титаномагнетита, полученного при термообработке, сохраняется (Богатиков и др., 1971).

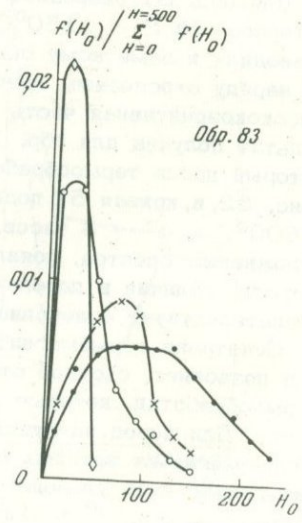
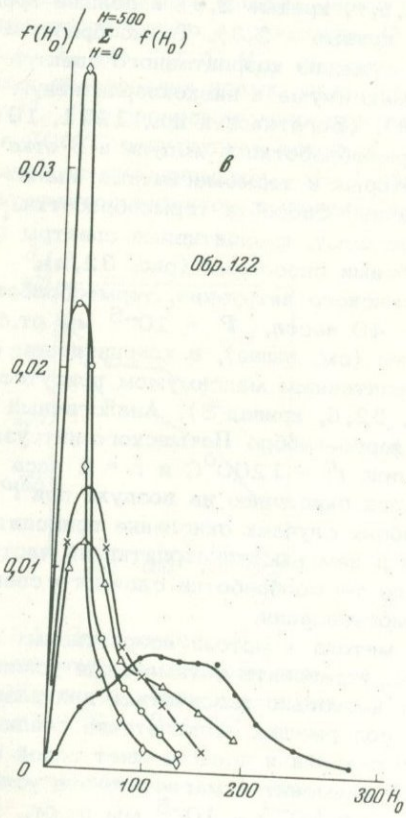
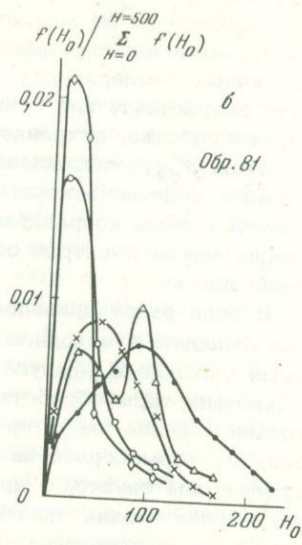
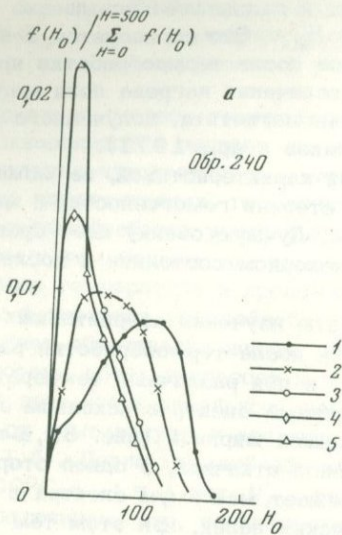
Итак, H'_{CS} , являясь интегральной характеристикой, не может служить количественным критерием степени гомогенности, а может отражать лишь направление процесса. Лучшую оценку дает сравнение коэрцитивных спектров образцов в исходном состоянии и после термообработки.

В ряде работ приведены результаты изучения коэрцитивных спектров образцов в исходном состоянии и после термообработки различными способами (ампула и откачка) и при различных температурах и времени термообработки. Коэрцитивный спектр в исходном состоянии образца характеризуется большой шириной (рис. 32, а-г, кривая 1). Термообработка с непрерывной откачкой, с одной стороны, сужает сам спектр, с другой, — смещает максимум спектра в сторону более низких значений критических полей, при этом тем больше, чем выше температура (рис. 32, б, г, кривые 2, 3) и больше время термообработки (см. рис. 32, а, кривые — 2, 3). Термообработка в ампуле приводит к дальнейшему сужению коэрцитивного спектра и к еще большему смещению его максимума в низкокоэрцитивную область (рис. 32, а-г, кривые — 4); (Богатиков и др., 1971, 1974).

Различные спектры после термообработки в ампуле и с откачкой обнаружены у тех пород, для которых и термомагнитный анализ дает различные результаты при различных способах термообработки. В породах, где такие различия отсутствуют, коэрцитивные спектры одинаковы после термообработки обоими способами (рис. 32, д).

Для обр. 81 беербахита Патынского интрузива, термообработка которого при $t^0 = 1150^\circ\text{C}$, $t = 40$ часов, $P = 10^{-5}$ мм рт.ст. приводила к заметному окислению (см. выше), в коэрцитивном спектре наряду с основным низкокоэрцитивным максимумом присутствует высококоэрцитивная часть (рис. 32, б, кривая 5). Аналогичный результат получен для обр. 122 ферро-габбро Патынского интрузива, который после термообработки при $t^0 = 1200^\circ\text{C}$ и $t = 2$ часа (рис. 32, в, кривая 5) подвергался окислению на воздухе при $t^0 = 600^\circ\text{C}$ и $t' = 8$ часов. В обоих случаях окисление приводит к усложнению спектра, появлению в нем высококоэрцитивной части. Отсюда наличие в породах после термообработки сложного спектра свидетельствует о неполной гомогенизации.

Сочетание термомагнитного метода и метода коэрцитивных спектров позволяет, с одной стороны, установить оптимальные условия термообработки, которые могут несколько различаться для разных пород. Для пород интрузивных, содержащих легколетучие соединения, титаномагнетит которых сильно окислен и представляет собой агрегат прорастаний ульвошпинель + ильменит + магнетит, эти условия таковы: ампула, $t^0 \approx 1100^\circ\text{C}$, $P = 10^{-4} - 10^{-5}$ мм рт.ст., $t \approx$



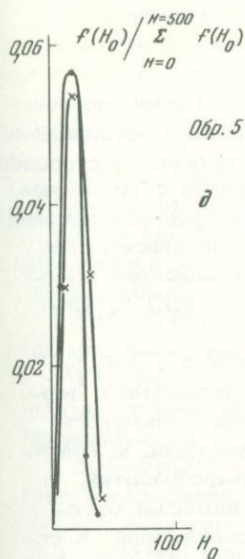


Рис. 32. Коэрцитивные спектры пород после различных режимов и способов термообработки

а: 1 - исходное состояние; 2 - откачка, $t^0 = 1100^\circ\text{C}$, $t = 30$ минут; 3 - откачка, $t^0 = 1100^\circ\text{C}$, $t = 4$ часа; 4 - ампула, $t^0 = 1150^\circ\text{C}$, $t = 7$ часов; 5 - $t^0 = 1200^\circ\text{C}$, $t = 38$ часов.

б: 1 - исходное состояние; 2 - откачка, $t^0 = 700^\circ\text{C}$, $t = 5$ часов; 3 - откачка, $t^0 = 1100^\circ\text{C}$, $t = 4$ часа; 4 - ампула, $t^0 = 1100^\circ\text{C}$, $t = 38$ часов.

в: 1 - исходное состояние; 2 - откачка, $t^0 = 1100^\circ\text{C}$, $t = 30$ минут; 3 - ампула, $t^0 = 1150^\circ\text{C}$, $t = 7$ часов; 4 - ампула, $t^0 = 1200^\circ\text{C}$, $t = 7$ часов; 5 - нагрев на воздухе.

г: 1 - исходное состояние; 2 - откачка, $t^0 = 700^\circ\text{C}$, $t = 2$ часа; 3 - откачка, $t^0 = 1100^\circ\text{C}$, $t = 2$ часа; 4 - ампула, $t^0 = 1100^\circ\text{C}$, $t = 7$ часов.

д: 1 - ампула, $t^0 = 1150^\circ\text{C}$, $t = 6$ часов; 2 - откачка, $t^0 = 900^\circ\text{C}$, $t = 30$ минут

≈ 3-4 часа. Для менее окисленных пород, где выделения ильменита в зернах титаномагнетита отсутствуют или составляют незначительную часть, достаточно $t^0 \sim 900^\circ\text{C}$, $t \sim 30$ минут, чтобы получить однородный титаномагнетит.

Недостаток знаний об условиях кристаллизации пород заставляет в каждом эксперименте по гомогенизации подбирать оптимальные условия.

С другой стороны, сочетание термомагнитного анализа и метода коэрцитивных спектров позволяет оценить степень гомогенности полученных в результате термообработки титаномагнетитов. После термообработки при оптимальных условиях титаномагнетиты одних пород характеризуются выпуклой формой термомагнитной кривой с единственной T_c и единственным низкокоэрцитивным максимумом в коэрцитивном спектре (обр. 83, 73, 5). В других породах полная гомогенность не достигается - термомагнитный анализ дает две или несколько T_c , коэрцитивный спектр имеет наряду с основным низкокоэрцитивным максимумом более высококоэрцитивную часть (обр. 240, 81, 122).

Присутствие в породе после термообработки нескольких фаз можно объяснить либо наличием в породе нескольких самостоятельных гомогенных титаномагнетитов, кристаллизующихся при различных условиях, либо тем, что полная гомогенизация не достигнута.

Выяснению этого вопроса помогают минераграфический, электронномикроскопический и локальный рентгеноспектральный анализы.

Минераграфические исследования при изучении процесса гомогенизации

В.Г. Фоминых и Т.В. Сапожникова провели эксперименты по гомогенизации титаномагнетитов сплошных руд различных месторождений Урала. В их экспериментах кубики с одной полированной стороной нагревались в среде азота до определенных температур с последующей выдержкой 1-2 часа. Оптические наблюдения в процессе нагрева и после закалки показали, что в титаномагнетитах, независимо от типа месторождения, шпинель гомогенизируется при наиболее высоких температурах 1300-1350°C, ильменит при 850-900°C, ульвошпинель при 700-750°C.

В работах Богатикова с соавторами (Богатиков и др., 1971, 1974) описывались минералогические изменения, связанные с термообработкой, на примере нескольких образцов пород Патынского массива и титаномагнетитовых руд Кольского полуострова и Урала. Оптические наблюдения проводились до и после термообработки, а для ряда образцов - в процессе термообработки с помощью оптического устройства, смонтированного вместе с термокамерой. К сожалению, при предельном увеличении 330 в процессе термообработки невозможно видеть тонкую внутреннюю структуру. При больших увеличениях изучались уже охлажденные образцы.

Обр. 83. Феррогаббро - отличается неравномерным распределением зерен рудных минералов в породе. Количественно минералогический состав (в об. %): нерудные - 73,94%, титаномагнетит - 24,95%, ильменит - 1,12%. Размер зерен титаномагнетита 0,02-2,5 мм.

Для титаномагнетита типичны пластинки ильменита по (111) (табл. I, 1) и шпинели по (100). Характерны выделения шпинели в виде мелких неправильных или изометричных зернышек размером 0,02-0,04 мм и меньше, рассеянных в титаномагнетите, включенных в пластинки ильменита и концентрирующихся по границам зерен титаномагнетита и ильменита. В некоторых зернах титаномагнетита наблюдается структура распада твердого раствора ульвошпинель-магнетит. При этом изотропные коричневатые пластинки ульвошпинели ориентированы параллельно пластинкам шпинели по (100). В промежутке между пластинками ульвошпинель образует более тонкий структурный рисунок.

Титаномагнетит в рудном габбро в различной степени подвержен вторичным изменениям. Около многочисленных очень тонких трещинок и краев зерен развивается гематит, местами замещающий, частично или полностью, зерна титаномагнетита. Нередко встречаются зерна титаномагнетита, в которых сохраняются лишь пластинки ильменита, а остальное вещество замещено гематитом и нерудными минералами. В процессе изменения титаномагнетит часто утрачивает свой коричневатый оттенок, в нем исчезают ульвошпинелевые пластинки, окружающие шпинель. Иногда вещество ильменита переотлагается к краям зерен и около трещинок. С этим же процессом связано выполнение трещин шпинелью.

Для исследования в процессе нагрева выбрано зерно титаномагнетита с пластинками ильменита, ориентированными по двум направлениям плоскости октаэдра (111). Цвет титаномагнетита до нагрева белый, с едва заметным коричневатым оттенком; пластинки ильменита имели более густой коричневатый оттенок.

300°С – каких-либо видимых изменений в титаномагнетите не наблюдается.

300–420°С – около третинок и краев зерен титаномагнетит становится несколько светлее. Пластинки ильменита менее четко выделяются по сравнению с ненагретым титаномагнетитом.

420–470°С – пластинки ильменита слабо проступают, часть из них имеет цвет, сходный с общим фоном титаномагнетита.

470–500°С – титаномагнетит приобретает заметный буроватый оттенок различной интенсивности; пластинки ильменита окрашиваются в светло-серый цвет, становятся шире.

500–550°С – наблюдается отчетливое, но неравномерное бурое окрашивание всего поля зерна титаномагнетита. Среди бурого фона проступают наиболее густо окрашенные темно-бурые участки, приуроченные к трем кристаллографическим направлениям по плоскости октаэдра. Местами титаномагнетит приобретает синеватый оттенок.

550–600°С – усиливается синий оттенок в пределах всего зерна титаномагнетита. При этом светлые пластинки ильменита (?) отчетливо выделяются на общем голубовато-синем фоне различной интенсивности; в конце температурного интервала они приобретают серый цвет.

600–670°С – пластинки ильменита имеют серый цвет с коричневатым оттенком, переходящим постепенно в темно-бурый. Причем отчетливо выражена только система пластинок одного кристаллографического направления.

670–700°С – голубовато-синий цвет титаномагнетита становится слабее; усиливается интенсивность бурой окраски пластинок ильменита (?). При данной температуре отчетливо заметны пластинки ильменита (второе кристаллографическое направление), которые изменяют светло-серый цвет на светло-коричневый.

700–725°С – большая часть пластинок ильменита (?) первого кристаллографического направления приобретает синеватый оттенок, а затем синий цвет, но некоторые из них сохраняют полностью или частично темно-бурую окраску. Пластинки второго направления становятся темно-бурыми.

725–750°С – последний тип пластинок имеет синеватый оттенок, первая же система пластинок окрашивается полностью в темно-синий цвет.

Таким образом, перераспределение вещества внутри пластинок ильменита в процессе диффузии происходит неодновременно по различным кристаллографическим направлениям титаномагнетита.

При последующем увеличении температуры до 920–950°C существенных изменений не происходит, наблюдается некоторое выравнивание цветовых оттенков титаномагнетитов.

После термообработки в ампуле ($t^{\circ} = 1150^{\circ}$, $t = 7$ часов) многие зерна титаномагнетита оптически почти гомогенны (табл. I, 2), в некоторых же сохраняются крупные пластинки ильменита по (111) с многочисленными мелкими включениями шпинели. На контакте зерен титаномагнетита и ильменита возникает кайма, которая не травится концентрированной HCl; она содержит много мелких зернышек шпинели. Эта кайма строго следует контуру рудных минералов и отсутствует на границе титаномагнетита с силикатами. Поверхность срастания каймы с титаномагнетитом и ильменитом прямолинейная или несколько зазубренная.

Обр. 73 – меланократовое габбро. Содержание титаномагнетита до 5%, размер зерен – 0,1–1,0 мм. Титаномагнетит включает многочисленные пластинки ильменита, часто образующие решетчатую структуру, обусловленную закономерным расположением их по трем направлениям октаэдрической отдельности магнетита, соответственно под углом 60° друг к другу (табл. II, 1), встречаются также единичные крупные пластинки ильменита. Редко в титаномагнетите наблюдается шпинель. Иногда при большом увеличении между пластинками ильменита заметны очень тонкие выделения ульвошпинели или ильменита, ориентированные по (100). В некоторых случаях титаномагнетит замещается силикатами.

После термообработки в ампуле ($t^{\circ} = 1200^{\circ}\text{C}$, $t = 7$ часов) зерна титаномагнетита представляют своеобразные прорастания оптически гомогенного титаномагнетита нерудной фазой (результат частичного плавления образца в процессе эксперимента). В титаномагнетите иногда сохраняются реликты первичного ильменита на месте бывших крупных его пластинок (табл. II, 2).

Обр. 122 – рудное габбро. От меланократового габбро отличается более высоким (свыше 10%) содержанием титаномагнетита. Неоднородное внутреннее строение зерен титаномагнетита в основном определяется наличием пластинок ильменита по (111) и многочисленными выделениями шпинели по (100). При увеличении в 950 раз слабо проступает видоизмененная структура волокон "ткани" и отдельные более крупные пластинки ильменита по (100), расположенные параллельно выделениям шпинели. Титаномагнетит местами подвергся окислению с развитием маггемита или гематита от трещинок и краев зерен.

После термообработки в ампуле ($t^{\circ} = 1150^{\circ}\text{C}$, $t = 7$ час.) титаномагнетит оптически однороден, лишь только в отдельных зернах наблюдаются мелкие выделения светло-серой фазы с голубоватым оттенком (вероятно, гематит), приуроченные большей частью к краям зерен и трещинкам. Характерно образование новой фазы в виде многочисленных мелких (размером до 0,003–0,01 мм) кристалликов магнетита или титаномагнетита, включенных в силикаты и расположенных по границе их. Образование агрегата мелких зерен иног-

да наблюдается в краевых частях зерен титаномагнетита. Эти кристаллы оптически однородны.

Обр. 240 – апатит-титаномагнетитовая руда состоит из агрегата зерен титаномагнетита (60%), ильменита (15%), апатита (25%). Размер зерен титаномагнетита – 0,2–0,9 мм. Характерной особенностью титаномагнетита является слабое развитие крупных пластинок ильменита по (111), отсутствие ориентированных выделений шпинели по (100), очень незначительное количество мельчайших, едва заметных пластинок ильменита по (100). В титаномагнетите типичны различные по форме и размеру включения ильменита (табл. III, 1). Более поздний по времени выделения ильменит приурочен к границам зерен и трещинкам вместе со шпинелью и вторичным магнетитом.

Для исследования в процессе нагрева выбрано зерно титаномагнетита, содержащее одну крупную пластинку ильменита. До нагревания цвет титаномагнетита – белый, со слабо заметным коричневатым оттенком; оттенок пластинки ильменита более интенсивный коричневатый.

280–330°C – около пластинки ильменита появляется более светлая каемка с неровными очертаниями; при этом пластинка ильменита имеет сероватый оттенок.

330–470°C – наблюдается постепенное выравнивание серого цвета пластинки ильменита и титаномагнетита; контуры пластинки местами почти неразличимы.

470–500°C – заканчивается выравнивание цвета титаномагнетита и ильменита. Отчетливо заметны выделения более светлой фазы (по-видимому, гематита) на границе бывшей пластинки ильменита с титаномагнетитом.

500–570°C – титаномагнетит неравномерно окрашен в бурый цвет.

570–700°C – пластинки ильменита приобретают светлый, коричневатый оттенок; цвет титаномагнетита темно-бурый.

700–790°C – бурый цвет титаномагнетита сохраняется, но становится более однородным, лишь местами проступают более темноокрашенные участки. Отдельные пластинки сохраняют желтоватый оттенок. Выделения светлой фазы становятся более крупными.

790–820°C – светлая фаза начинает приобретать буроватый оттенок, но более крупные выделения ее остаются еще светлыми.

После термообработки в ампуле ($t^0 = 1200^{\circ}\text{C}$, $t = 7$ часов) титаномагнетит обнаруживает неоднородное строение, отчетливо заметное даже без травления поверхности шлифа HCl (табл. III, 2). Неоднородность обусловлена образованием новой фазы – гемоильменита, обладающего более высокой отражательной способностью, чем у ильменита исходного образца. Эта фаза представлена пластинками, ориентированными по (111), зернами и другими непра-

вильными выделениями. При этом края зерен титаномагнетита часто свободны от новообразований гемойльменита.

Характерно возникновение кайм гемойльменита по границе зерна титаномагнетита и ильменита, которые заметно отличаются по отражательной способности от смежных с ними зерен. Каймы оптически однородны, имеют отчетливые границы с рудными минералами и по составу близки новообразованным после термообработки включениям гемойльменита в титаномагнетита.

Титаномагнетит после термообработки в ампуле образца в течение 38 часов ($t^{\circ} = 1200^{\circ}\text{C}$) также обнаруживает неоднородное строение, но включения в нем другой фазы (гемойльменит) более крупные. Каймы на границе зерен титаномагнетита и ильменита более широкие. Встречаются оптически гомогенные зерна титаномагнетита.

Обр. 5 и 8 титаномагнетитовой руды магматического происхождения (Кольский полуостров) и обр. 9 (Урал) представлены главным образом титаномагнетитом с очень тонкой структурой распада на ульвошпинель и магнетит и небольшим количеством крупных выделений "ильменита" (Мясников, Боярская, 1965; Багина и др., 1970). Из-за тонкой структуры наблюдать изменения в ходе нагрева образцов Кольского полуострова не удалось. Можно отметить лишь усиление коричневого тона зерна титаномагнетита с ростом температуры. Наблюдения охлажденных образцов показали, что в результате термообработки тонкая структура распада в зернах титаномагнетита исчезает.

Таким образом, оптические наблюдения за изменением титаномагнетитов во время гомогенизации дали возможность проследить отчасти динамику процесса. На первых стадиях термообработки ($200-400^{\circ}\text{C}$) происходит "сбрасывание" Fe^{3+} из титаномагнетита. Заметная же гомогенизация магнетит-ульвошпинелевых прорастаний начинается примерно с $500-600^{\circ}\text{C}$, пластинок ильменита — выше $600-700^{\circ}\text{C}$.

Оптические наблюдения образцов, охлажденных после термообработки, показали, что в одних образцах титаномагнетит выглядит оптически однородным (обр. 83, 73, 122), в других однородность не достигается, а, наоборот, идет укрупнение выделений гемойльменита в титаномагнетите (обр. 240). Однако ограниченная разрешающая способность оптического метода не позволяет уловить тонких особенностей структурных превращений. Большую информацию в этом отношении дает электронный микроскоп.

Электронно-микроскопические исследования при изучении процесса гомогенизации

Для изучения структурных особенностей микростроения титаномагнетитов до и после термообработки (Богатиков и др., 1974) выбраны те же образцы пород, для которых производились оптические наблюдения. Изучение осуществлялось в электронном мик-

роскопе Тэсла-413 А с использованием стандартных методов угольно-желатиновых одноступенчатых и целлюлозно-угольных двухступенчатых реплик образцов, с поверхности протравленных HCl (Мясников, Боярская, 1965).

Обр. 83. В титаномагнетите исходного образца обнаружено многообразие отличных друг от друга по морфологии картин. Наиболее типичны структуры сложного распада с наличием нескольких систем фаз ("распад в распаде"), отличающихся друг от друга размером. В табл. IV, 1 показан пример такого явления: поле протравленного шлифа пересекает крупная пластина ильменита, а по обеим сторонам ее видны более мелкие ильменитовые пластинки, промежутки между которыми заполнены также распавшимся твердым раствором, но с еще более мелкими выделениями фаз. Помимо рассмотренной картины, в обр. 83 встречаются участки с преобладанием нерастворимой пластинчатой фазы (табл. IV, 2), промежутки между ними заполнены другой фазой, на которую кислота оказывает действие. Наличие таких картин позволяет предполагать присутствие в титаномагнетите фаз, представляющих собой твердый магнетит-ульвошпинелевый раствор с различным содержанием этих компонентов (относительно невысокое содержание титана в твердом растворе приводит к некоторому затравливанию образца).

После термообработки обр. 83 сложная структура зерен титаномагнетита исчезает, они гомогенизируются, но в некоторых зернах полной гомогенизации титаномагнетита не происходит. На электронных микрофотографиях таких зерен наблюдаются сравнительно мелкие ($0,1 - 1 \mu$) кристаллы и зерна, располагающиеся иногда вдоль некоторых четко выраженных направлений, возможно, вдоль направления ранее существовавших ильменитовых или шпинелевых пластинок (табл. V, 1). В пользу последнего свидетельствует их положительный рельеф.

Обр. 73. В титаномагнетите до термообработки были выявлены два основных морфологических типа структур: структуры тройного (магнетит-ильменит-ульвошпинелевого) и двойного (магнетит-ульвошпинелевого) распада (табл. V, 2). Видны крупные ($1,5 \mu$ в длину) ильменитовые пластинки и неоднородные участки между ними, представленные структурой, характерной для магнетит-ульвошпинельного распада с размером фаз менее 1μ . Размер ильменитовых пластин, фаз магнетита и ульвошпинели меняется, примерно, на порядок в пределах одного и того же образца на разных его участках (табл. VI, 1, 2).

После термообработки в структуре титаномагнетита происходит значительная перестройка: вместо сложной трехфазной системы появляется нетравимая в HCl основная фаза (очевидно гомогенный титаномагнетит), в которой выделяются округлые или несколько удлинённые, видимо, нерудные включения, размером от $0,1$ до $1,5 \mu$ (табл. VII, 1) с шероховатой, изъеденной кислотой поверхностью.

Обр. 122. Титаномагнетит исходного образца представляет собой сложное взаимоотношение Fe-Ti-окисных минералов со структурой магнетит-ульвошпинель-ильменитового распада (табл. VII, 2). Кроме этого, встречаются широкие незатравленные зоны, расположенные параллельно ульвошпинели (табл. VIII, 1), которые вероятнее всего являются шпинелью (стр. 68).

Титаномагнетит после термообработки состоит из двух фаз - основной, шероховатая поверхность которой занимает подавляющую часть поверхности шлифа, и удлиненных или округлых зерен разного размера (табл. VIII, 2). Поверхность зерен, как правило, гладкая, и они имеют положительный рельеф. В ряде случаев они сохраняют ориентации пластин ильменита (табл. VIII, 2).

Учитывая тот факт, что преобладающая фаза немного травится, образуя шагреневую поверхность, можно предположить, что она принадлежит гомогенному титаномагнетиту со сравнительно невысоким содержанием титана. Незатравленные пластины и зерна, вероятно, являются реликтами ильменитовых пластин, что подтверждается сохранением ими ориентации ильменитовой фазы и стойкостью к травлению.

Обр. 240. В исходном титаномагнетите обнаружены разнообразные типы структур распада. Наиболее распространены структуры с крупными (несколько микрон в длину) пластинчатыми выделениями (ильменит-магнетитовый распад - табл. IX, 1 - левая часть) и более тонкие, с размером фаз порядка $0, \mu$, структуры магнетит-ульвошпинелевого распада (табл. IX, 1 - правая часть). Встречались также более сложные картины (табл. IX, 2).

Однако, несмотря на явное присутствие (по морфологии выделений) в образце структур распада типа магнетит-ульвошпинель, микродифракция этот факт не подтвердила. Микродифракционный анализ пластинчатой фазы, нерастворимой в кислоте, установил принадлежность их к ильмениту. Таким образом, в процессе окисления произошло преобразование ульвошпинели в ильменит, при этом сохранилась первоначальная форма выделений ульвошпинели (псевдоморфозы).

Процесс термообработки образца резко изменяет характер его микростроения. После выдержки образца в течение 7 часов при температуре 1200°C в нем выделяются пластины шириной порядка $0,5 \mu$ и длиной до нескольких десятков микрон, ориентированные друг относительно друга под углом, близким к 90° , и неоднородные участки в промежутке между ними со скелетными структурами распада (табл. X, 1). В отличие от исходного, в нагретом образце происходит укрупнение фаз.

Более длительный процесс термообработки ($t = 38$ часов, $t^{\circ} = 1200^{\circ}\text{C}$) приводит к более четкому разделению фаз: укрупняются пластинчатые выделения (табл. XI, 1), а на месте скелетных структур возникают более однородные участки с незначительными включениями нерастворимой фазы в виде мелких зерен ($0, \mu$). Эти фазы, иногда сливаясь, образуют шнуровидные выделения, простирающиеся

под углом около 45° к направлению крупных пластин. Крупные пластины в этом случае четко ориентированы по отношению друг к другу под углом 90° .

Таким образом, электронно-микроскопические исследования показывают, что в процессе термообработки происходит перестройка внутренней структуры титаномагнетита. Чаше исчезает полностью тонкая сложная структура распада - окисления, взамен ее образуется одна гомогенная фаза, иногда внутри однородной фазы образуются выделения гемойльменита, т.е. полная гомогенизация не наступает (обр. 240). В образцах, где в большинстве зерен происходит полная гомогенизация титаномагнетита, встречаются частично негомогенизированные зерна с реликтами ильменита и шпинели. Из всего приведенного выше материала можно сделать вывод: различные методы исследования свидетельствуют о том, что нагрев в вакууме пород, содержащих распавшиеся и окисленные титаномагнетиты, приводит к гомогенизации последних, что дает принципиальную возможность использовать термообработку для восстановления состава первичных титаномагнетитов. Сам факт получения гомогенной фазы - условие необходимое, но недостаточное. Для доказательства возможности восстановления состава первичного титаномагнетита с помощью термообработки необходимо:

- 1) выяснить, сохраняется ли средний состав зерен титаномагнетита во время нагрева (оценить роль диффузии на границах между зернами);
- 2) изучить изменения состава, которые происходят в результате термообработки зерна титаномагнетита, как в целом, так и в пределах его отдельных фаз;
- 3) доказать, что состав образующихся гомогенных фаз соответствует составу первичных титаномагнетитов.

Решение первых двух вопросов дает метод локального рентгено-спектрального анализа, для решения последнего необходимо сопоставление данных всех перечисленных методов.

Локальный рентгеноспектральный анализ при изучении процесса гомогенизации

В настоящем разделе приведены результаты исследований методом локального рентгеноспектрального анализа образцов (Печерский и др., 1974), изученных другими методами (стр. 51-72).

Рентгеноспектральный анализ (электронное микрозондирование) выполнялся на микрозонде MS-46 фирмы CAMECA. Измерения концентрации железа и титана проводились двумя путями: а) точечные измерения узким зондом ($1-2 \mu$) по профилю, пересекающему все зерно или часть его, б) определение среднего содержания элемента широким зондом диаметром $50-100 \mu$.

Таблица 5

Коэффициент диффузии на контакте титаномагнетита с силикатами и ильменитом в процессе термообработки

№ обр.	Граница	t°, C	t , часы	$D \cdot 10^{15} \text{ м}^2/\text{сек}$
122	ТМ-силикаты	1150	7	0,89
81	"	1150	7	1,6
213	"	1150	3,5	0,2
240	"	1200	15	0,4
81	"	1150	7	0,65
73	ТМ-ильменит	1100	2	5,6

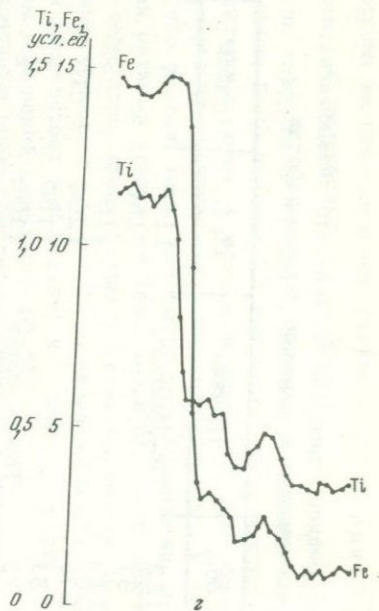
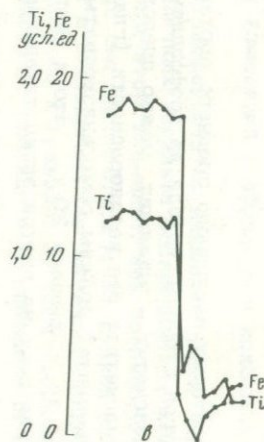
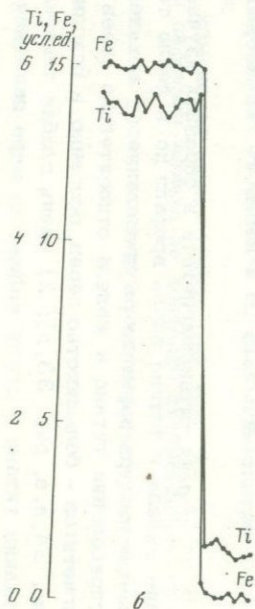
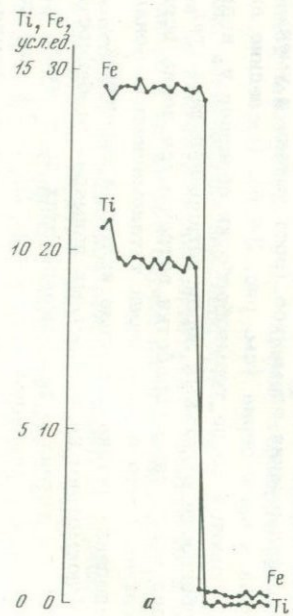
заметному нарушению среднего состава зерен титаномагнетита. С другой стороны, исходя из коэффициента диффузии на границе титаномагнетит - ильменит, можно предсказать, что внутри зерен титаномагнетита все неоднородности (главным образом, это выделения ильменита) должны гомогенизироваться, если их поперечный размер не превышает 20μ , что и подтверждается результатами изучения состава внутри зерен титаномагнетита.

Распределение титана и железа в зернах титаномагнетита до и после их термообработки

В 47 зернах титаномагнетита в образцах изучалось распределение железа и титана вдоль профиля до и после термообработки. Отмечаются три варианта распределения: 1) никакой тенденции в распределении титана и железа относительно краев зерен титаномагнетитов - большинство зерен, особенно в исходном состоянии, (рис. 34, а, в, рис. 33, д); 2) очень слабая тенденция к росту содержания титана и спаду железа по мере движения от центра к краю зерна - эта тенденция более характерна для зерен титаномагнетита, контактирующих с ильменитом (рис. 33, е); 3) значительное изменение содержания элементов (рост титана и уменьшение железа) от центра к краю зерна (см. рис. 34, б). Последние два варианта чаще наблюдаются после термообработки образцов и, видимо, отражают особенности отдельных зерен титаномагнетита, так как в одном образце после термообработки встречаются зерна всех вариантов. Не исключено, что в ряде зерен титаномагнетита зональность в распределении титана и железа является первичной.

Рассмотрим на конкретных примерах особенности распределения железа и титана в титаномагнетитах до и после термообработки.

В зернах титаномагнетита обр. 83 и 73, для которых в исходном состоянии характерно наличие крупных ильменитовых пластин,



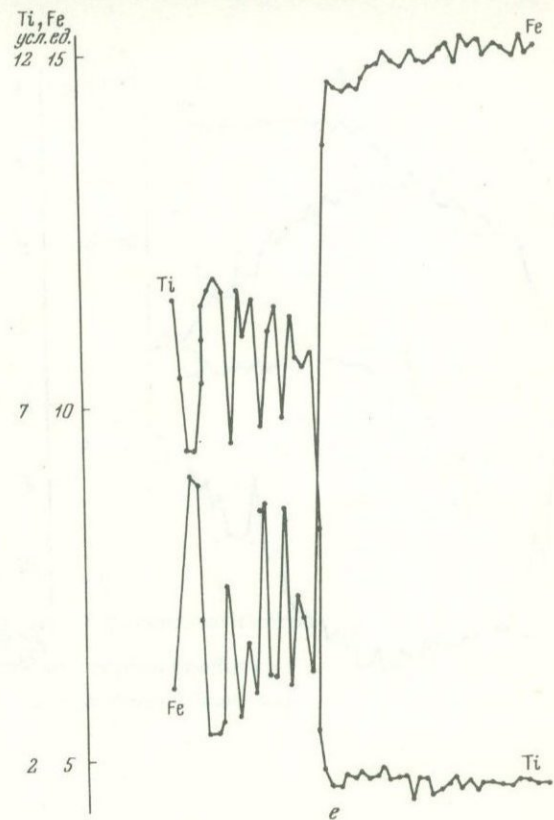
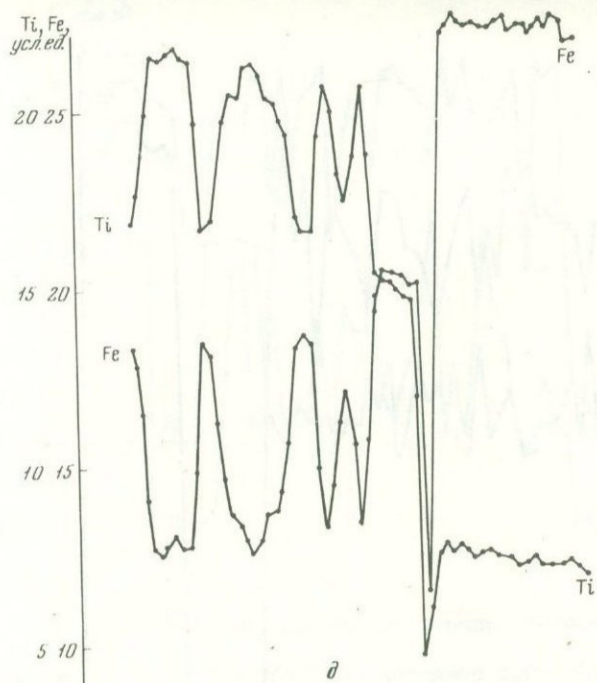
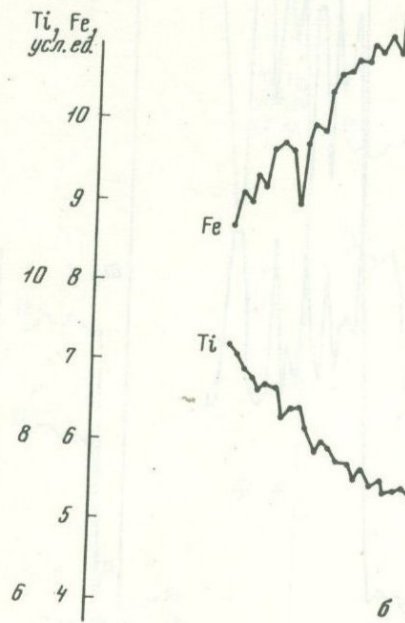
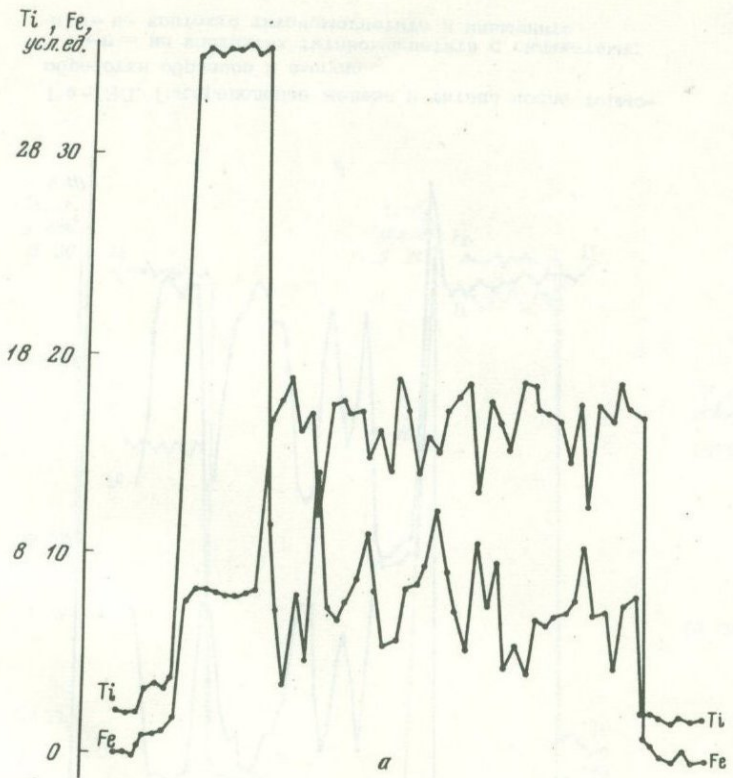


Рис. 33. Распределение железа и титана после термо-
обработки образцов в ампуле

а-г - на контактах титаномагнетита с силикатами;
д, е - на контакте титаномагнетита и ильменита



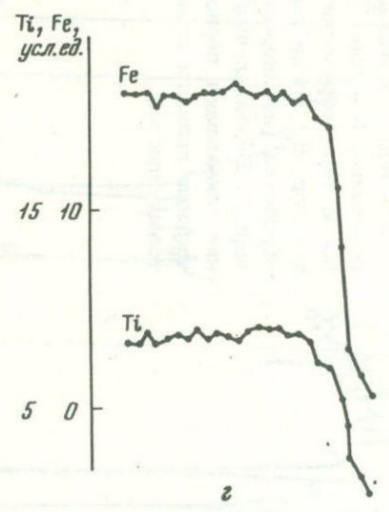
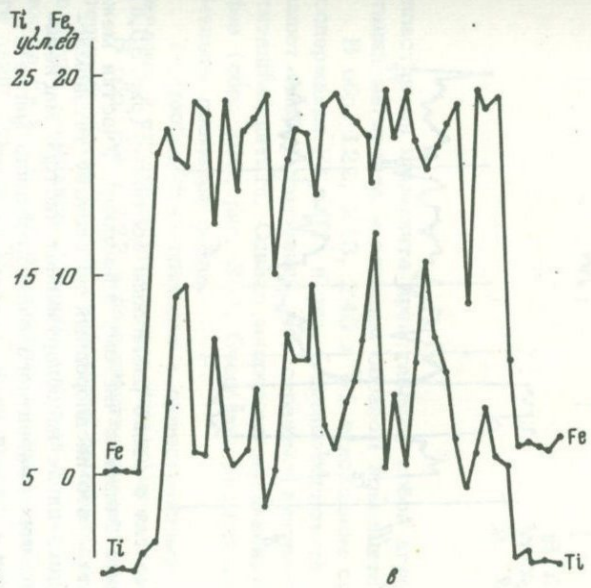


Рис. 34. Распределение железа и титана внутри зерен титаномагнетита
 а - обр. 81, исходное состояние; б - обр. 81 после термообработки;
 в-обр. 122, исходное состояние; г-обр. 122 после термообработки

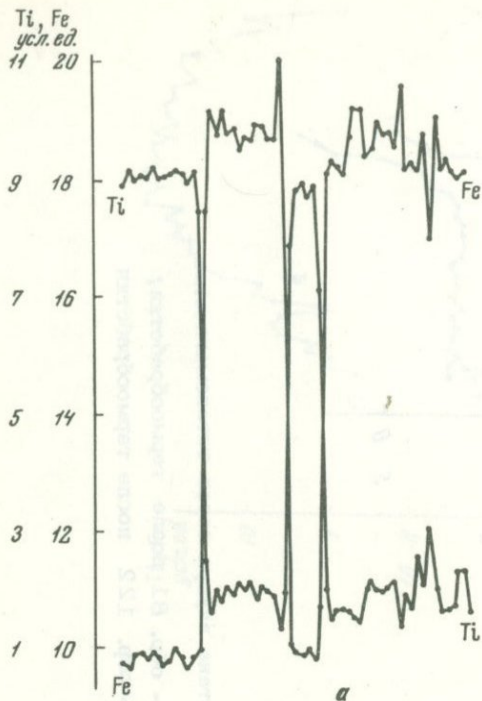
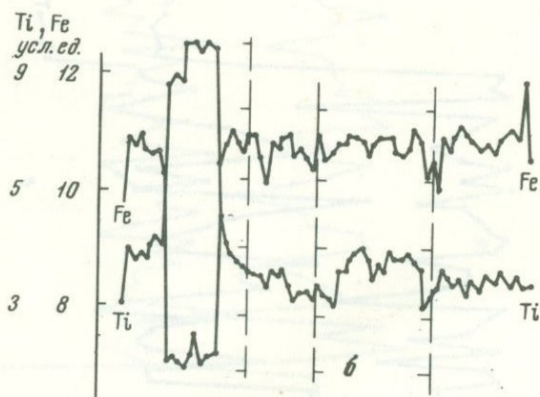
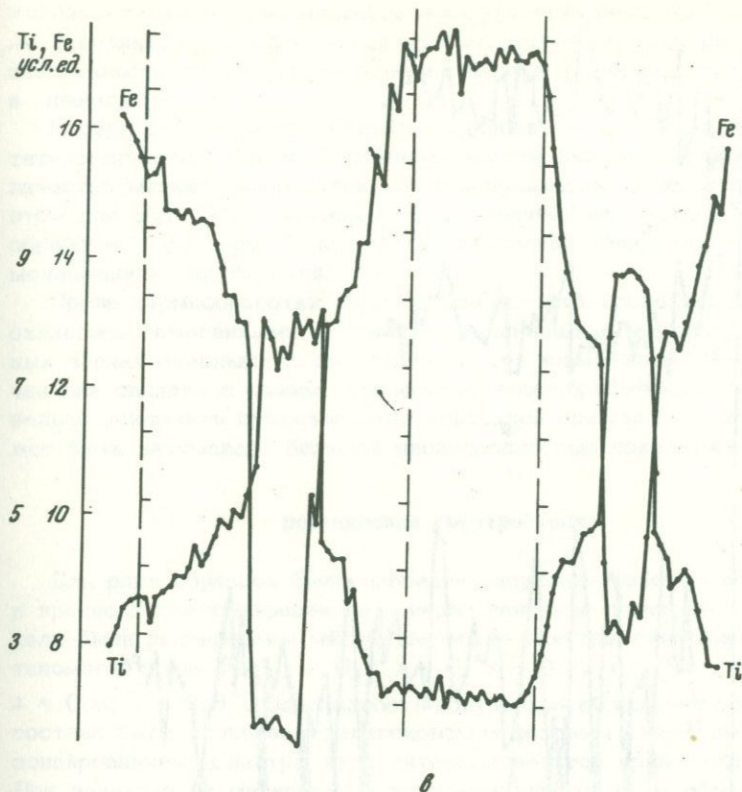


Рис. 35. Распределение железа и титана внутри зерен титаномагнетита
 а - обр. 73, исходное состояние; б - обр. 73 после термообработки;
 в - обр. 83 после термообработки (неоднородное зерно). Вертикальные линии показывают первоначальные границы ильменитовых пластин



микрозонд фиксирует участки с резко различным составом (рис. 35,а). Состав пластин ильменита близок к чистому ильмениту. Участки между пластинами ильменита - это неоднородный по составу титаномагнетит. При этом микрозонд нигде не обнаруживает чистого магнетита, тогда как по данным термомагнитного анализа именно магнетит является основной магнитной фазой этих образцов (Богатиков и др., 1971). Следовательно, размер выделений магнетита меньше 1μ , и микрозонд дает осредненную картину. На самом деле участки между



пластинами ильменита представляют собой агрегаты тонких прорастаний магнетита и главным образом ильменита (см. стр. 70–71).

В обр. 122, 213, 240 и 81 в исходном состоянии колебания содержания Fe и Ti в зерне титаномагнетита вдоль профиля превышают ошибку измерений, что отражает внутреннюю неоднородность титаномагнетита. Однако микрозонд не фиксирует четкого разделения фаз (обр. 240, рис. 36). Очевидно, размер выделений близок или меньше диаметра зонда.

Термообработка приводит к существенному перераспределению железа и титана внутри зерен титаномагнетита.

В обр. 83 и 122 в большинстве зерен титаномагнетита после термообработки состав становится гомогенным, на месте бывших пластин ильменита, границы которых оптически различимы, содержание Fe и Ti не отличается от содержания их в окружающей части зерна (см. рис. 35, б). Только иногда в центре самых крупных пластин ильменита остаются реликтовые участки. В участках "бывшего" ильменита, перешедшего в титаномагнетит, содержание

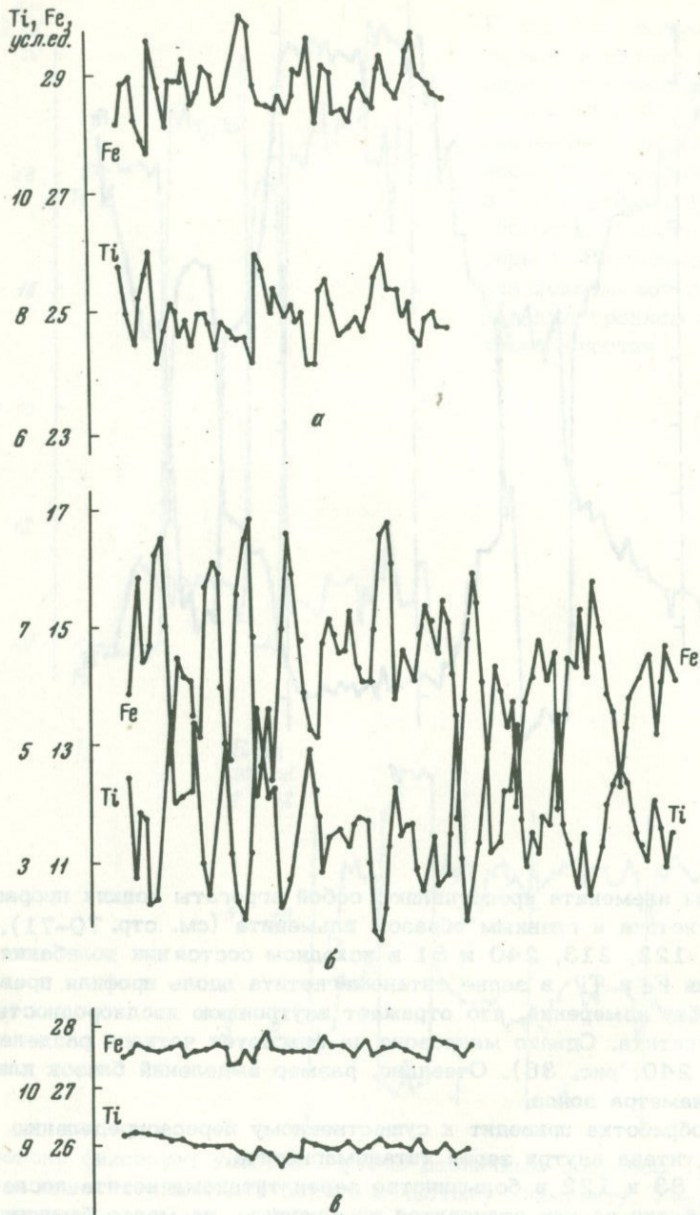


Рис. 36. Распределение железа и титана внутри зерен титаномагнетита обр. 240

а — исходное состояние. После термообработки: б — большого количества зерен, в — одного зерна

железа и титана плавно меняется в направлении реликта. На границе же с реликтом это содержание меняется скачком (см. рис. 35, в) и свидетельствует о скачкообразном переходе ромбоэдрической фазы в шпинельную.

В обр. 240 термообработка не приводит к гомогенизации зерен титаномагнетита. На фоне титаномагнетита выделяется большое количество мелких новообразований гемойльменита (рис. 36, б). При этом для обр. 240 отмечено, что с увеличением времени термообработки происходит более четкое разделение фаз, образования гемойльменита укрупняются.

После термообработки обр. 81 два из трех исследованных зерен оказались гомогенными, а третье – зональным. Поскольку в исходных зернах зональность не отмечена, то, возможно, в данном случае она связана с самим процессом термообработки. В то же время нельзя исключить существование природной зональности, которая может быть затушевана большой неоднородностью исходных зерен.

γ-резонансная спектроскопия

Для ряда образцов было проведено изучение фазовых превращений в процессе гомогенизации по γ-резонансным спектрам. Для этой цели были исследованы мёссбауэровские спектры синтезированных титаномагнетитов $Fe_{3-x}Ti_xO_4$ с $x = 0$; $x = 0,2$; $x = 0,3$; $x = 0,4$; $x = 0,6$; $x = 0,8$ ¹. Однофазность полученных образцов и соответствие состава были проверены рентгеновским фазовым анализом и микрозондированием. Спектры этих титаномагнетитов приведены на рис. 37. При переходе от магнетита к ульвошпинели, по мере обогащения титаном, спектры усложняются, что наиболее ярко проявляется на крайних пиках в области отрицательных скоростей. Уширение линий, отвечающих ионам железа в октаэдрических позициях, вызвано тем, что по мере обогащения магнетита титаном происходит увеличение ионов Fe^{2+} , по сравнению с первоначальным, т.е. отношение Fe^{2+}/Fe^{3+} в В-подрешетке становится больше единицы. Это нарушает эквивалентность ионов Fe^{2+} и Fe^{3+} в В-подрешетке и приводит к увеличению времени электронного обмена. Появление дополнительного спектра с $H_{эфф} = 370$ кэ отвечает появлению ионов Fe^{2+} в А-подрешетке. Спектры были разложены на ЭВМ Мир-1 в предположении различных моделей катионного распределения. Наилучшее совпадение с экспериментом получается в рамках модели Банерджи-О'Рейли для $0,2 \leq x \leq 0,8$.

Не прибегая к точному разложению, из экспериментальных спектров можно выделить четыре субспектра от ионов Fe^{2+} и Fe^{3+} в А- и В-позициях. На рис. 38 приведена графическая зависимость

¹ Синтез титаномагнетитов проведен в Институте металлургии УФ АН СССР А.А. Шепеткиным и В.Двининым.

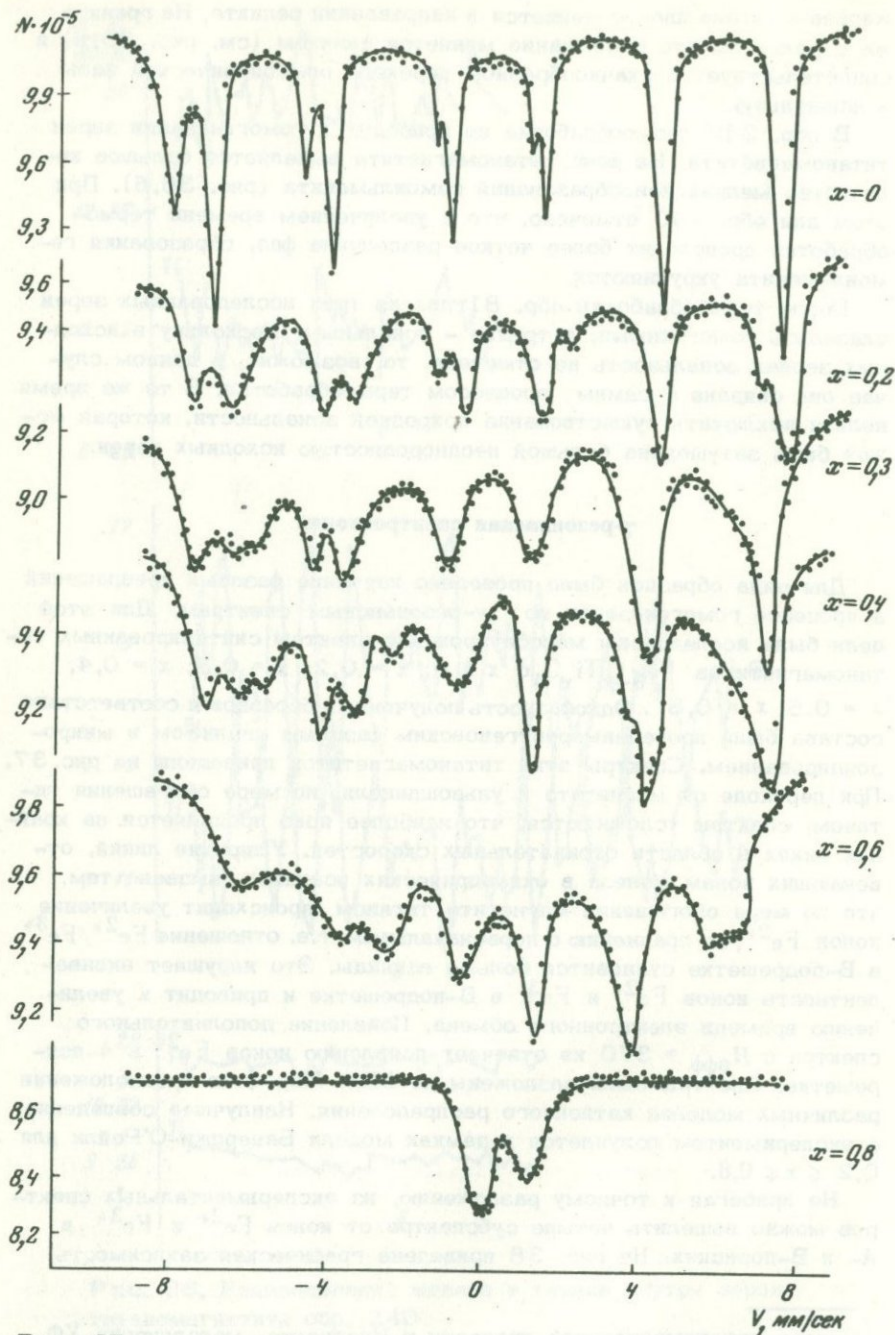


Рис. 37. γ -резонансные спектры синтезированных титаномagne-
титов $\text{Fe}_{3-x}\text{Ti}_x\text{O}_4$

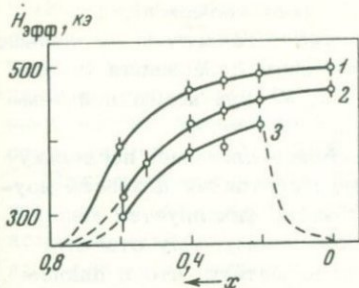


Рис. 38.

Рис. 38. Зависимость величин эффективных полей $H_{\text{эфф}}$ на ядрах ионов Fe^{3+} и Fe^{2+} от содержания Ti в синтезированных титаномагнетитах

1 - $H_{\text{эфф}}$ от ионов Fe^{3+} в тетраэдрических позициях; 2 - $H_{\text{эфф}}$ от ионов Fe^{3+} и Fe^{2+} в октаэдрических позициях; 3 - $H_{\text{эфф}}$ от ионов Fe^{2+} в тетраэдрических позициях

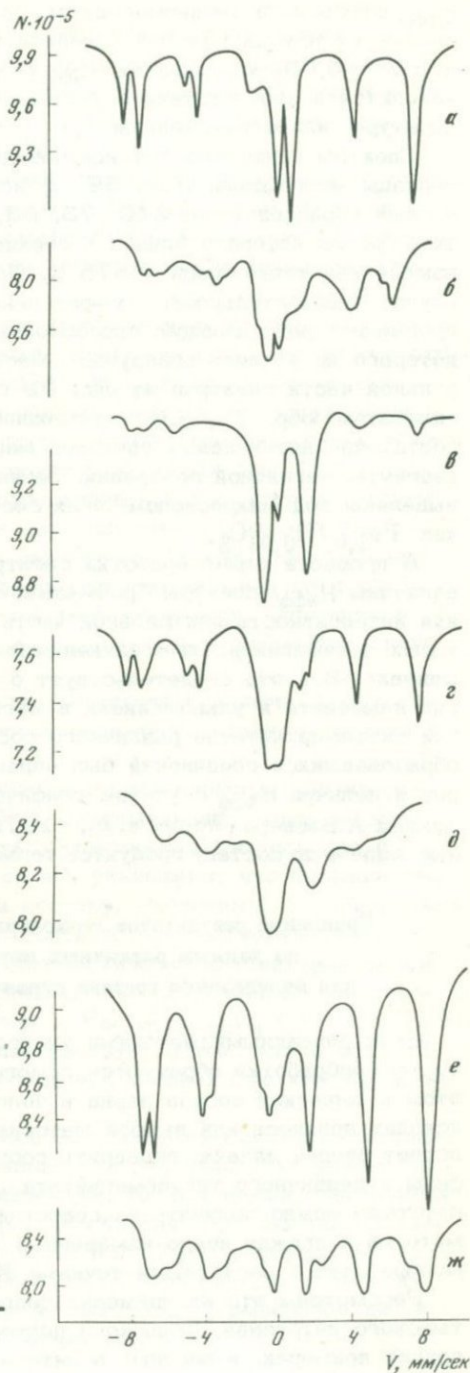


Рис. 39. γ -резонансные спектры обр. 240, 73 и 5 до и после термообработки

а - обр. 240, исходное состояние; б - обр. 240, после нагрева в ампуле в течение 7 часов при $t^{\circ} = 1200^{\circ}\text{C}$; в - обр. 73, исходное состояние; г - обр. 73, исходное состояние, после сепарации; д - обр. 73, после нагрева, $t = 7$ часов, $t^{\circ} = 1200^{\circ}\text{C}$; е - обр. 5, исходное состояние; ж - обр. 5, после нагрева, $t = 1$ час, $t^{\circ} = 700^{\circ}$

Рис. 39.

$H_{\text{эфф}}$ от состава титаномагнетита, которая дает возможность независимо от других методов определять состав с точностью не меньше чем $x = \pm 0,05$. Уменьшение $H_{\text{эфф}}$ с увеличением содержания титана находится в соответствии с уменьшением $I_s(x)$ при комнатной температуре, или с понижением T_c .

Спектры природных титаномагнетитов более сложные, поскольку образцы многофазны (рис. 39). В исходном состоянии для всех изученных образцов (обр. 240, 73, 83, 5) четко фиксируется магнетит, состав которого близок к стехиометрическому; ему отвечает измеренная точка Кюри - 575°C . Следует отметить, что в данном случае чувствительность γ -резонанса и термомагнитного анализа превышают разрешающую способность микрозондирования, при помощи которого не удалось обнаружить магнетит. Интенсивные линии в центральной части спектров на рис. 39 отвечают ильмениту (обр. 240), силикатам (обр. 73, 83) и ульвошпинели (обр. 5). Для получения достаточно интенсивных спектров магнетита обр. 73 и 83 были подвергнуты магнитной сепарации. Зерна ильменита в обр. 240 были выделены под микроскопом, и их состав по спектру был определен как $\text{Fe}_{1,07}\text{Ti}_{0,93}\text{O}_3$.

В процессе термообработки спектры изменяются, уменьшаются величины $H_{\text{эфф}}$, спектры "размазываются", уменьшается относительная интенсивность центральной части спектров тех образцов, в которых парамагнитными соединениями являются ильменит и ульвошпинель. Все это свидетельствует о взаимной диффузии и растворении ильменита и ульвошпинели в магнетите, а также о возникновении титаномагнетитов различного состава и гемоильменита. Состав образовавшихся соединений был определен на основании вида спектров и величин $H_{\text{эфф}}$ с учетом графической зависимости $H_{\text{эфф}} x$ и данных А.Варнера (Wagner a. o., 1972) по гемоильменитам. Конкретные данные по составу продуктов термообработки приведены выше.

Сравнение результатов термообработки титаномагнетитов по данным различных методов исследования для определения состава первичных титаномагнетитов

Если описанными методами удалось установить, что в результате термообработки образуются гомогенные титаномагнетиты и при этом химический состав зерна в целом не меняется (т.е. не происходит привноса или выноса материала), то перед исследователем встает вторая задача: проверить соответствие состава гомогенной фазы и первичного титаномагнетита. Доказательство этого соответствия можно получить из сопоставления результатов различных методов и прежде всего измеренных точек Кюри образцов после термообработки с расчетными точками Кюри.

Рассмотрим это на примерах подробно изученных образцов Пятинского интрузива, Кольского полуострова и Урала, а также на других примерах, известных в литературе.

В образцах титаномагнетитовой руды Кольского полуострова и Урала (табл. 6), титаномагнетит которой подвергся только распаду и не содержит ламелл ильменита (см. стр. 70), расчетные T_c по данным химического анализа совпадают с измеренными после термообработки: расчетные $T_c = 330, 275$ и 300°C ; измеренные, соответственно – $325, 275, 310^\circ\text{C}$.

Для титаномагнетитов Патынского интрузива расчетные T_c получены по данным рентгеноспектрального анализа зерен образцов в исходном состоянии и после термообработки, а в некоторых случаях – также по данным химических анализов мономинеральных фракций из образцов (см. табл. 6).

Расчетные T_c исходных зерен титаномагнетитов заметно колеблются от зерна к зерну в пределах одного образца. Это может отражать колебания среднего состава исходных зерен, а может быть обусловлено сильной внутренней неоднородностью исходных зерен, при которой трудно определить происхождение различных фаз, в частности, выделений ильменита. В некоторых зернах обр. 213 и 81 (см. табл. 6) расчетные T_c определялись как с учетом крупных выделений ильменита, так и без них; при этом во втором случае наблюдается лучшая сходимости расчетных T_c этих зерен с расчетными точками Кюри других зерен того же образца до и после нагрева и измеренными T_c после термообработки. Очевидно, в этих случаях ильменит первичный, а не является продуктом разрушения титаномагнетита.

Попытаемся теперь сопоставить результаты различных методов исследования, чтобы оценить состав первичного титаномагнетита в каждом конкретном образце.

В обр. 83 после термообработки термомагнитный анализ фиксирует единственную $T_c = 180^\circ\text{C}$. Коэрцитивный спектр имеет один четко выраженный максимум. Электронная микроскопия и локальный рентгеноспектральный анализ указывают, что большинство зерен однородны по структуре и составу. Расчетные T_c однородных зерен (см. табл. 6) $\sim 190^\circ\text{C}$ и соответствуют измеренной $T_c = 180^\circ\text{C}$ и расчетной T_c , по данным химического анализа равной 170°C . По данным γ -резонансной спектроскопии, состав титаномагнетита после термообработки – $\text{Fe}_{2,65}\text{Ti}_{0,35}\text{O}_4$ ($T_c \sim 170^\circ\text{C}$). Итак, совокупность данных свидетельствует о том, что в обр. 83 после термообработки состав первичного титаномагнетита характеризуется $T_c \sim 190^\circ\text{C}$.

В обр. 122 так же, как в обр. 83, большинство зерен, по данным локального рентгеноспектрального и рентгеноструктурного анализов, гомогенны после термообработки. Коэрцитивный спектр имеет один низкокоэрцитивный максимум. Расчетная T_c однородных зерен (см. табл. 6) лежит в интервале $310\text{--}340^\circ\text{C}$, согласуется с измеренной T_c основной фазы – 350°C (по данным термомагнитного анализа обр. 122 – двухфазный после термообработки) и отвечает составу первичного титаномагнетита.

Таблица 6

Сопоставление расчетных и измеренных точек Кюри пород, содержащих

№ п.п.	№ обр.	Оксиды, % мол.			Точки Кюри	
		FeO	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	до нагрева	
					T _c изме- ренная	T _c (хими- ческий анализ)
1	83	45,4	29,8	24,8	575	170
2	122	-	-	-	575	-
3	213	-	-	-	575	-
4	81	47,9	31,9	20,2	575	260
5	240	44,0	27,7	28,3	575	140
6	73	-	-	-	575	-
7	5	46,70	37,30	16,0	175; 575	330
8	8	46,20	34,80	19,0		275
9	9	34,77	43,21	12,2		300
10	FG -2308	46,06	28,37	19,42		130
11	CSL-2	45,04	25,82	21,87		90
12	FG -4359	34,13	40,7	18,55		150
13	FG -2569	41,09	32,38	21,17		125
14	CSL-3	43,36	29,28	21,31		110
15	FG -4355	40,11	26,86	16,56		210
16	CSL-5	33,79	31,68	9,36		400
17	FG -4353	39,8	36,8	15,6		230
18	FG -4430	36,6	41,7	15,3		235
19		45,37	46,34	8,29	520	480
20		54,40	29,92	15,68	375	332
21		45,36	44,79	9,86	500	450
22		51,59	36,78	11,72	420	425
23		59,61	14,97	25,42	-	100
24				15,6	505	320
25				13,2	600	380
26				12,9	515	385
27				13,1	490	380
28				14,1	500	360
29				15,1	500	360
30				23,9	380	120
31				15,8	500	315
32				17,0	440	290

Примечание. 1-9 - материалы О.А. Богатикова и др., 1971; 10-18 - Е.А. Винченца и др. (Vincent a. o., 1957); 19-23 - С.Акимото и Т.Кацуры

титаномагнетиты

Точки Кюри			Примечание
до нагрева		после нагрева	
T _c (зондиро- вание)	T _c изме- ренная	T _c (зонди- рование)	
165-275(5)	180	185±20(4)	T _c = 160 при микрозондировании обнаружена только в одном неоднородном зерне
325±20(4)	160	325±20(10)	
	350		
255±15(4)	290	270±25(4)	
410±50(8)	210	225	
	350	365	
130±20(5)	60	150(3)	
	240	230±20(5)	
		-20±15(4)	
170±50(6)	180	10 - 100	
	325		
	275		
	310		
	130		
	80		
	317		
	220		
	120		
	247		
	429		
	286		
	350		
	470		
	335		
	450		
	415		
	100		
	410		
	390		
	370		
	380		
	380		
	380		
	250		
	340		
	300		

(Akimoto, Katsura, 1959); 24-32 - М.Озима, Е.Е. Ларсона (Ozima, Larson, 1967).
В графах T_c (зондирование) цифры в скобках - число измеренных зерен

В обр. 213 после термообработки термомагнитным анализом обнаружена одна магнитная фаза с $T_c = 290^\circ\text{C}$. Однако, по данным локального рентгеноспектрального анализа, все зерна оказались после термообработки неоднородными – на сравнительно однородном фоне зерна титаномагнетита много мелких новообразований гемоильменита. Расчетная T_c однородных участков $\sim 280^\circ\text{C}$ и близка к измеренной T_c .

У новообразованных гемоильменитов расчетные $T_c < 20^\circ\text{C}$, термомагнитный анализ их не фиксирует. Таким образом, гомогенное состояние в зернах титаномагнетита обр. 213 не достигнуто, и его измеренная T_c может не отражать состав первичного титаномагнетита.

Обр. 81 после термообработки оказался двухфазным по данным термомагнитного анализа: 1) $T_c = 210^\circ\text{C}$; 2) $T_c = 350^\circ\text{C}$. Коэрцитивный спектр отражает неоднородность структурного состояния. Рентгеноспектральный анализ, наряду с однородными зёрнами, обнаруживает зональные зерна. Расчетные $T_c \sim 360^\circ\text{C}$ однородных зерен и центральных частей зональных зерен соответствуют измеренной точке Кюри одной из фаз, полученных после термообработки, и отражают состав первичного титаномагнетита. Вторая измеренная T_c соответствует расчетной $T_c = 225^\circ\text{C}$ краевых частей зональных зерен. Химический анализ этого образца дает расчетную $T_c = 260^\circ\text{C}$, что существенно отличается от данных термомагнитного и рентгеноспектрального анализов. Расхождение можно объяснить ошибкой в данных химического анализа за счет того, что в титаномагнетитовую фракцию попадает много сростков с ильменитом (первичным).

Обр. 240. Термомагнитный анализ после термообработки фиксирует две фазы с точками Кюри 60 и 240°C . Метод коэрцитивных спектров, минералогический и электронномикроскопический анализы указывают на неоднородность состава и структуры. В результате термообработки идет образование новой фазы – гемоильменита. Рентгеноспектральный анализ показал, что для однородных участков зерен титаномагнетита, где нет выделений гемоильменита, расчетная $T_c = 230^\circ\text{C}$ и соответствует одной из измеренных после термообработки T_c (240°C). Расчетные точки Кюри гемоильменитов лежат в интервале $-20 - +15^\circ\text{C}$, термомагнитный анализ их не обнаруживает. γ -резонансная спектроскопия фиксирует после термообработки титаномагнетит двух составов: $\text{Fe}_{2,45}\text{Ti}_{0,55}\text{O}_4$ ($T_c \sim 240^\circ\text{C}$) и $\text{Fe}_{2,3}\text{Ti}_{0,7}\text{O}_4$ ($T_c \sim 80^\circ\text{C}$), а также гемоильменит состава $\text{Fe}_{1,26}\text{Ti}_{0,74}\text{O}_3$ ($T_c \sim 6^\circ\text{C}$). Итак, термообработка не приводит к образованию гомогенного титаномагнетита, соответствующего первичному. Однако состав последнего оценить возможно. Поскольку расчетная, по данным химического анализа, $T_c = 140^\circ\text{C}$ и к ней близки средние по профилю расчетные T_c неоднородных зерен ($120 - 170^\circ\text{C}$), можно сказать, что составу первичного титаномагнетита данного образца отвечает $T_c \sim 140^\circ\text{C}$.

Обр. 73. Рентгеноспектральный и электронномикроскопический анализы указывают на образование гомогенной фазы в результате термообработки. Возможно, что измеренная после термообработки $T_c = 180^\circ\text{C}$ обусловлена этой фазой и соответствует составу первичного титаномагнетита. На это указывает факт соответствия ее состава среднему составу титаномагнетита исходных зерен по данным рентгеноспектрального анализа (расчетная $T_c = 170^\circ\text{C}$). Однако утверждать это нельзя, так как вследствие очень высокой температуры обработки наблюдается частичное расплавление силикатов и растворение в титаномагнетите зерен первичного ильменита. Этот факт объясняет слишком низкие значения и большой разброс расчетных T_c зерен после термообработки ($10\text{--}100^\circ\text{C}$).

В образцах, изученных в работе Е.А. Винченца с соавторами (Vincent a. o., 1957) (см. стр. 51), совпадение точек Кюри, измеренных после термообработки, и расчетных по данным химического анализа магнитной фракции, наблюдается лишь для образцов, представляющих агрегат магнетит-ульвошпинель; в образцах, содержащих включения ильменита, гомогенизация не достигается и измеренные T_c выше расчетных (см. табл. 6). С.Акимото и Т.Кацура (Akimoto, Katsura, 1959) при гомогенизации фракций окисленных титаномагнетитов из вулканических пород Японии ($t^0 = 1200^\circ\text{C}$, $t = 30$ мин, $P = 10$ мм рт.ст.) получили хорошее согласование измеренных и расчетных T_c (см. табл. 6).

Слабо окисленные титаномагнетиты эффузивов Японии (Ozima, Larson, 1967, 1969), содержащие от 7 до 17% титаномагнетитов, уже при 500°C (10^{-3} мм рт.ст.) заметно гомогенизируются; измеренные точки Кюри приходят в близкое соответствие с расчетными (см. табл. 6).

Все приведенные примеры свидетельствуют, что процесс гомогенизации титаномагнетитов весьма сложен, и далеко не всегда точка Кюри, измеренная после термообработки, даже если она единственная, соответствует составу первичного титаномагнетита. Только комплексные исследования позволяют выявить гомогенную фазу, определить ее состав и оценить степень соответствия ее состава первичного титаномагнетита.

Итак, из приведенных результатов можно сделать следующие выводы:

1. Термообработка в вакууме изверженных пород, содержащих распавшиеся и окисленные титаномагнетиты, приводит к исчезновению магнетита. Следовательно, весь магнетит изверженных пород является вторичным и его образование связано с разрушением титаномагнетита. Магнетит в рудах осадочного и гидротермального происхождения, а также магнетит, связанный с разрушением Fe-силикатов, сохраняется после термообработки. Это свидетельствует о независимом (вторичном) происхождении этого магнетита и об участии в процессе гомогенизации главным образом внутреннего материала зерна.

2. Диффузия на границе титаномагнетита с силикатами и первичным ильменитом ограничивается полосой в несколько десятков микрон и не может привести к нарушению баланса вещества зерен размером более 100 μ .

3. Наиболее легко идет гомогенизация магнетит-ульвошпинелевых прорастаний ($t^0 \sim 500-600^\circ\text{C}$, $t \sim 30$ минут; $P \sim 10^{-4}-10^{-5}$ мм рт.ст.). В результате образуется единственная гомогенная фаза, близкая первичной, измеренная T_c которой соответствует расчетной.

4. В случае присутствия в породе прорастаний магнетит-ульвошпинель-ильменит, гомогенизация идет при t^0 около 1100°C и t порядка нескольких часов, $P \sim 10^{-4}-10^{-5}$ мм рт.ст. Обычно такие породы после термообработки содержат две магнитные фазы, одна из которых отвечает составу первичного титаномагнетита. В этих случаях только комплексные исследования позволяют выяснить, состав которой из фаз соответствует первичному титаномагнетиту.

5. Образование в результате термообработки единственной гомогенной фазы указывает на то, что в данной точке расплава, представленной образцом, кристаллизация первичного титаномагнетита происходила при постоянных $P-T-P_{O_2}$ - условиях. Следовательно, условия, определяющие появление титаномагнетита соответствующего состава, сохраняются в расплаве достаточно долго.

Глава V

ДИАГНОСТИКА МАГНИТНЫХ МИНЕРАЛОВ В ИЗВЕРЖЕННЫХ ГОРНЫХ ПОРОДАХ

Магнитные минералы в горной породе являются носителями магнетизма и определяют ее магнитные свойства. Некоторые минералы образуются одновременно с горной породой, а другие - в процессе ее жизни. В зависимости от времени образования минерала по отношению к горной породе его магнитная информация будет относиться к разным событиям жизни породы.

Изучение магнитных минералов, определение, с каким из них связана намагниченность и какова она, необходимы как при всех палеомагнитных исследованиях, так и при исследованиях, решаемых методами магнетизма горных пород. Первым этапом этих исследований является определение - диагностика ферромагнитных минералов в горной породе.

Магнетит

Умение определять магнетит в горной породе имеет большое значение, так как он является самым распространенным магнитным минералом. Основные свойства магнетита приведены на стр. 9. Главным и наиболее четким признаком магнетита является точка

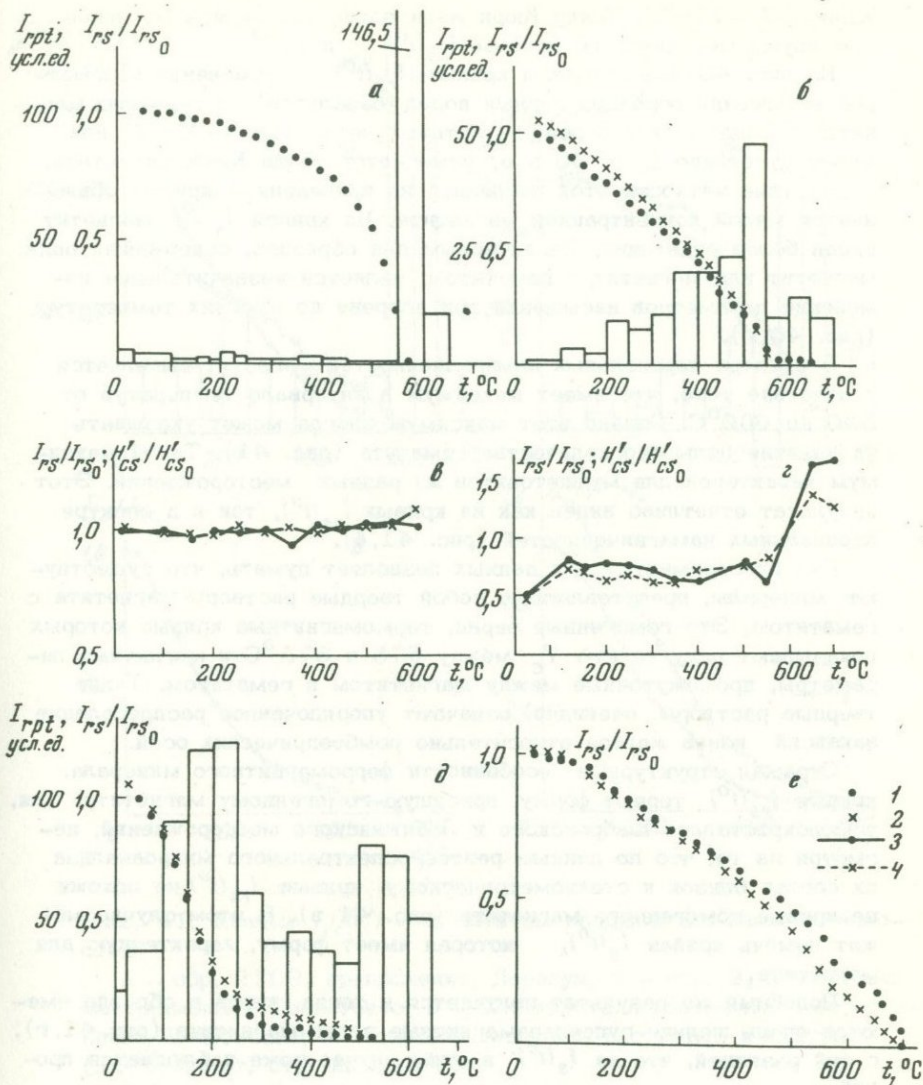


Рис. 40. Кривые $I_{rs}(t^0)$, спектры частичных намагниченностей (а, б, д, е) и кривые изменения параметров насыщения I_{rs} и H'_{cs} при нагревах (в, г)

а, в — обр. 97, базальт, Армения; б, г — обр. 1000, базальт, Приморье; д — обр. 685, базальт, о-в Парамушир; е — обр. 2654а, базальт, о-в Сахалин.

1, 2 — первичный и повторный нагрев I_{rs} ; 3 — I_{rs}/I_{rs0} ;

4 — H'_{cs}/H'_{cs0}

Кюри: 575–578°C. Точку Кюри желательнее определять не менее, чем двумя методами: по кривым $I_{rs}(t^0)$ и $I_s(t^0)$.

На рис. 40 представлены кривые $I_{rs}(t^0)$ и изменения параметров насыщения образцов горных пород (базальтов), содержащих магнетит в виде мелких зерен, на которых четко (рис. 40, а, б) или менее отчетливо (рис. 40, д, е) отмечается точка Кюри магнетита. Отсутствие четкости этой последней на приведенных кривых объясняется малой концентрацией магнетита. На кривой $I_s(t^0)$ магнетит виден более отчетливо. Характерным для образцов, содержащих один магнетит или магнетит с гематитом, является незначительное изменение параметров насыщения при нагреве до высоких температур (рис. 40, г).

В спектре парциальных намагниченностей магнетит выделяется вследствие того, что имеет максимум в интервале температур от 500 до 600°C. Однако этот максимум иногда может указывать на наличие большого количества гематита (рис. 41). Такой максимум характерен для мушкетовитов из разных месторождений. Этот результат отчетливо виден как на кривых $I_{rs}(t^0)$, так и в спектре парциальных намагниченностей (рис. 41, б).

Ряд экспериментальных данных позволяет думать, что существуют минералы, представляющие собой твердые растворы магнетита с гематитом. Это гомогенные зерна, термомагнитные кривые которых показывают одну четкую T_c между 575 и 675°C и магнитные параметры, промежуточные между магнетитом и гематитом. Такие твердые растворы, очевидно, означают упорядоченное распределение вакансий ионов железа относительно ромбоэдрических осей.

Отражая структурные особенности ферромагнитного минерала, кривые $I_{rs}(t^0)$ теряют форму, присущую гомогенному магнетиту. Так, у монокристаллов Шабровского и Лебяжинского месторождений, несмотря на то, что по данным рентгеноспектрального микроанализа их состав близок к стехиометрическому, кривые $I_{rs}(t^0)$ не похожи на кривые гомогенного магнетита (рис. 41, в). В этом случае может помочь кривая $I_s(t^0)$, которая имеет форму, характерную для магнетита.

Подобный же результат получается и тогда, когда в образце имеются очень мелкие суперпарамагнитные зерна магнетита (рис. 41, г), с той разницей, что на $I_s(t^0)$ в этом случае тоже наблюдается прогиб.

Существенную помощь в идентификации магнетита может оказать изучение магнитных свойств образцов в области отрицательных температур. В низких температурах магнетит имеет две характерные точки: точка Вервея (-154°C), в которой происходит электронное упорядочение и изменение структуры магнетита на орторомбическую, и изотропная точка (-143°C), в которой константа магнитной анизотропии обращается в нуль. В области первой точки при нагреве магнетита от $t^0 = -196^\circ\text{C}$ (температура жидкого азота) намагниченность насыщения испытывает скачок, а в области второй точки

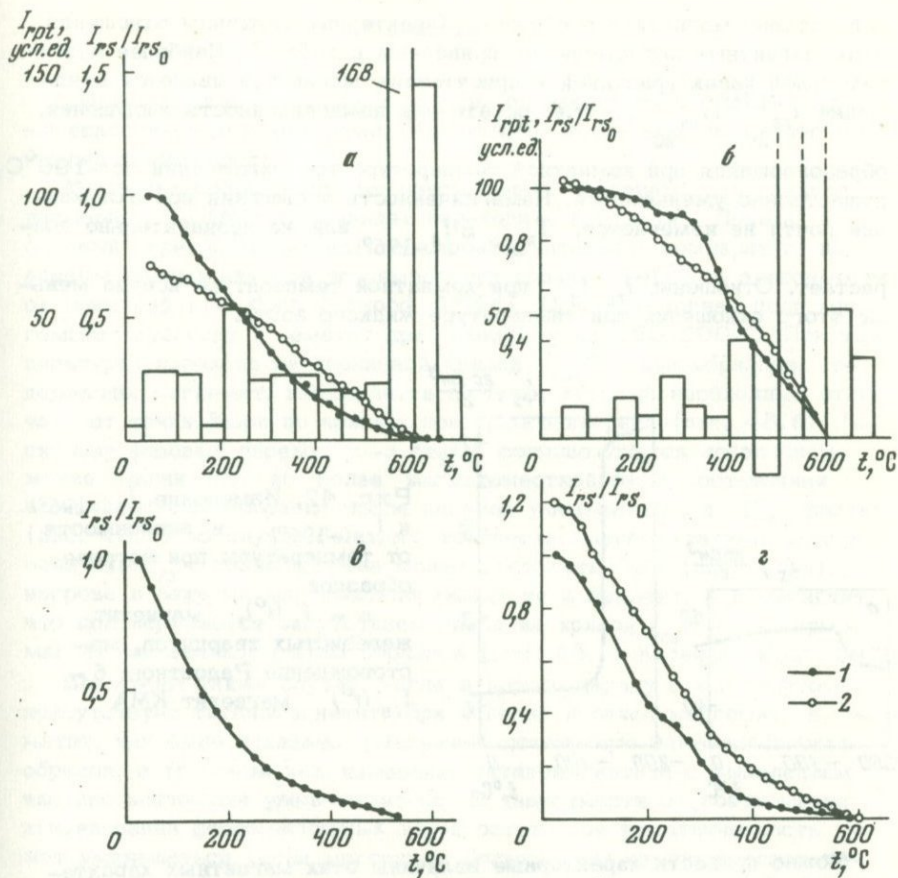


Рис. 41. Кривые $I_{rs}(t^u)$ и спектры парциальных намагниченностей

а - обр. 2109, граносиенит, Дарасун; б - обр. 2, мушкетовит, месторождение Гранатовое; в - монокристалл магнетита, месторождение Шабровское; г - образец сидерита, прогретый в вакууме (10^{-2} мм рт. ст.) до 325°C .

1,2 - первичный и повторный нагревы

остаточная намагниченность насыщения, как при нагреве, так и при охлаждении, испытывает спад (рис. 42).

Если в образце присутствуют суперпарамагнитные зерна, при охлаждении наблюдается существенное увеличение магнитных характеристик.

Изучение магнитных характеристик при комнатной температуре и температуре жидкого азота (-196°C) позволяет также установить

присутствие магнетита в образце. Характерные величины отношений этих магнитных характеристик приведены в табл. 7. Наиболее чувствительной характеристикой к присутствию магнетита является отношение $I_{rs}^{-196^\circ} / I_{rs}^{20^\circ}$, т.е. остаточная намагниченность насыщения,

образовавшаяся при комнатной температуре при охлаждении до -196°C , существенно уменьшается. Намагниченность насыщения при охлаждении почти не изменяется, $I_{s20^\circ} \approx I_{s-196^\circ}$ или же незначительно воз-

растает. Отношение I_{rs} / I_s при комнатной температуре всегда меньше этого отношения при температуре жидкого азота.

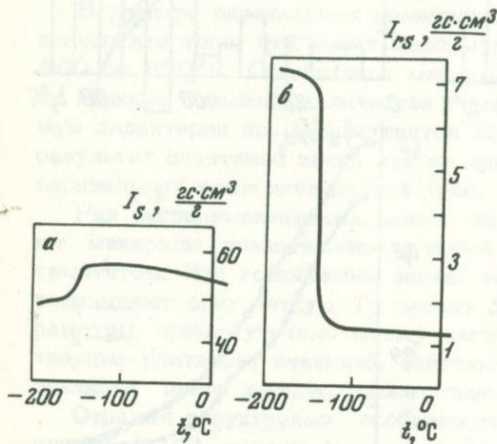


Рис. 42. Изменение $I_s(-196^\circ)$ и $I_{rs}(-196^\circ)$ в зависимости от температуры при нагреве образцов

а - $I_s(t^\circ)$, магнетит железистых кварцитов, месторождение Радостное; б - $I_{rs}(t^\circ)$ магнетит КМА

Можно привести характерные величины этих магнитных характеристик; магнитные свойства магнетита при охлаждении до -196°C изменяются следующим образом:

$$I_{s-196^\circ} / I_{s20^\circ} = 1,02; \quad I_{rs-196^\circ} / I_{rs20^\circ} = 0,57; \quad I_{rs20^\circ} / I_{s20^\circ} = 0,17;$$

$$I_{rs-196^\circ} / I_{s-196^\circ} = 0,23; \quad H_{c20^\circ} = 182 \text{ э}; \quad H_{c-196^\circ} = 350 \text{ э}.$$

Для магнетита характерны H'_{cs} от 100 до 500 э и поля насыщения от > 1000 до 3000 э (в случае очень мелких зерен). Являясь структурно чувствительными, эти характеристики сильно зависят от размера зерна и могут перекрываться для крупнозернистого гематита и мелкозернистого магнетита, но, как показывают экспериментальные данные, $H'_{cs} < 200$ э и $H_{es} < 1000$ э свидетельствуют о явном преобладании в образце крупнозернистого магнетита. Наличие точек Кюри $\sim 578^\circ\text{C}$ и низкотемпературных точек превращения однозначно определяет в горной породе магнетит.

Маггемит, как известно, с трудом определяется в горной породе минералогическими методами. Магнитные методы в этом случае имеют ряд преимуществ.

Маггемит большей частью неустойчив к нагревам: уже начиная примерно с 200°C он начинает переходить в гематит. Правда, этот фазовый переход может идти в широком интервале температур: по данным разных авторов до температур порядка 740°C в зависимости от примесей (De Boer, Selwood, 1954). Однако основная доля маггемита переходит в гематит при температурах 250–500°C. При температурах перехода на первичной кривой $I_{rs}(t^0)$ для образцов, содержащих маггемит, наблюдается перегиб, который необходимо отличать от точки Кюри по кривым повторного нагрева (рис. 43, б). Поскольку фазовый переход $\gamma \rightarrow \alpha \text{Fe}_2\text{O}_3$ сопровождается появлением менее магнитной, но более магнитоэластической фазы, остаточная намагниченность образца после нагрева уменьшается, а H'_{cs} растет (рис. 43, г). В случае большого количества маггемита уменьшение величины I_{rs} после нагрева может достигать 90% (рис. 43, а). При нагреве в вакууме маггемит переходит не в гематит, а в магнетит, что подтверждается отсутствием спада на кривой $I_{rs}(t^0)$ и термомангнитным анализом этим образцов (рис. 43, г; Касьянов и др., 1970).

Возможны также случаи, когда в породе наряду с маггемитом присутствует титаномагнетит. При нагреве переход маггемита в гематит, как было показано, уменьшает остаточную намагниченность образца, в то время как изменение титаномагнетита с выделением чистого магнетита увеличивает ее. В зависимости от соотношения концентраций ферромагнитных зерен остаточная намагниченность может уменьшаться (если маггемита больше, чем изменяющегося титаномагнетита), или возрастать (при обратном соотношении). Как пример второго варианта, можно привести щелочной гранит Куналейского комплекса Дарасуна в Забайкалье, у которого наличие маггемита не отражается на кривых $I_{rs}(t^0)$ (рис. 43, в). Однако присутствующий маггемит в рассматриваемом случае является носителем химической намагниченности, которая хорошо определяется методом последовательных нагревов Телье или сравнением кривой $I_n(t^0)$ и кривой роста I_{rt} . Показателем присутствия маггемита является несоответствие величин I_n и I_{rt} ($I_{rt} \ll I_n$) и существенный спад I_n к $t^0 \sim 400^\circ\text{C}$ при неизменном направлении вектора остаточной намагниченности (Бродская и др., 1970).

На основании проведенных исследований можно привести следующие диагностические признаки маггемита:

1. При нагреве происходит необратимое $\gamma \rightarrow \alpha \text{Fe}_2\text{O}_3$ — превращение и связанное с ним резкое изменение магнитных свойств: увеличение коэрцитивной силы и уменьшение остаточной намагниченности.
2. Маггемит восстанавливается до магнетита при нагреве в вакууме.

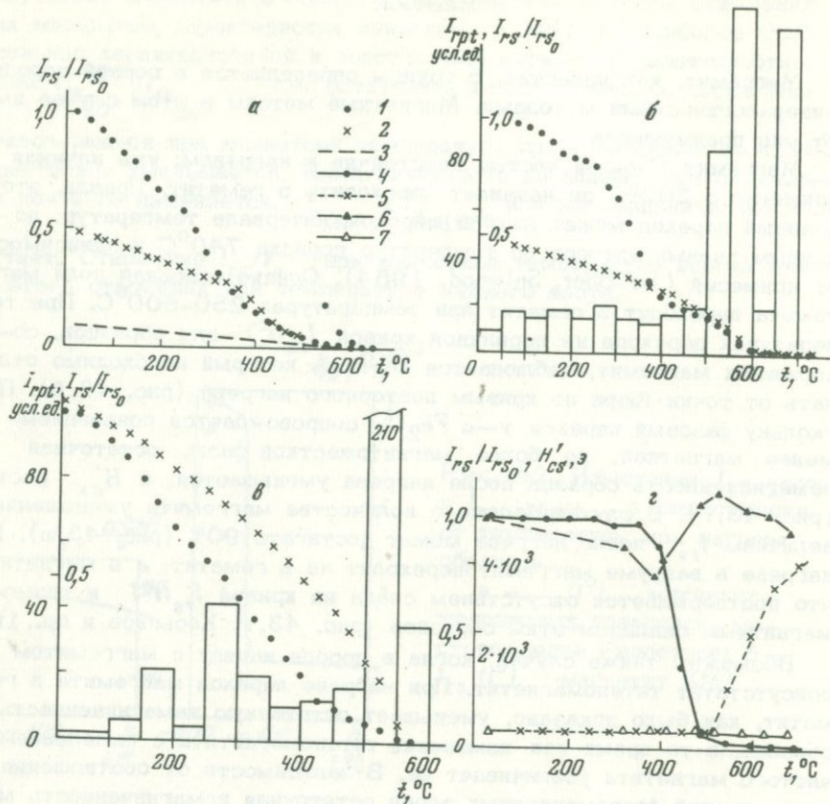


Рис. 43. Кривые $I_{rs}(t^{\circ})$, спектры парциальных намагниченностей (а-в) и кривые изменения I_{rs} и H'_{cs} после нагревов (г)

а - обр. 5, маггемит, месторождение Шалап; б - обр. 29, мушкетовит, месторождение Чатах; в - обр. 997, гранит, Дарасун, $\kappa = -1980 \times 10^{-6}$ СГСМ, $I_n = 6350 \times 10^{-6}$ СГСМ, $Q = 6,4$; г - химически чистый маггемит.

1 - 3 - первый, второй и третий нагревы; 4 - I_{rs}/I_{rs0} , нагрев в воздухе; 5 - H'_{cs} , нагрев в воздухе; 6 - I_{rs}/I_{rs0} , нагрев в вакууме 3×10^{-2} мм рт. ст.; 7 - H'_{cs} , нагрев в вакууме 3×10^{-2} мм рт. ст.

3. Маггемит в отличие от магнетита при низких температурах обнаруживает монотонное изменение характеристик.

Однако при определении маггемита есть ряд затруднений, которые необходимо учитывать: а) широкий интервал температур $\gamma \rightarrow \alpha$ -превращения (основной интервал $250-500^{\circ}\text{C}$, но возможно сохранение

маггемита до $t^0 = 740^\circ\text{C}$); б) присутствие в породе других минералов, изменения которых при нагреве приводят к появлению новых магнитных минералов, что компенсирует изменение магнитных характеристик образца при переходе маггемита в гематит. В этом случае сравнение кривых $I_n(t^0)$ с $I_{rt}(t^0)$ и величин I_n и I_{rt} может оказаться наиболее показательным.

Титаномагнетиты

Титаномагнетиты - $\text{Fe}_{3-x}\text{Ti}_x\text{O}_4$ - при $0 < x < 1$ и окисленные катион-дефицитные титаномагнетиты - титаномаггемиты - $(\text{FeTi})_3\text{O}_4^-$ являются основными магнитными минералами в эффузивных горных породах основного состава (базальты, диабазы и др.) как континентального, так и глубинноокеанического происхождения. Зафиксированные точки Кюри природных титаномагнетитов лежат в области температур от 578 до 50°C .

Характерной особенностью и титаномагнетитов, и титаномаггемитов является их существенное изменение при нагреве. Сопоставление изменений титаномагнетитов и титаномаггемитов при нагревах в вакууме и в воздухе было выполнено японскими и английскими исследователями (Ozima, Sakamoto, 1971; Readman, O'Reilly, 1970, 1972). Ход термомагнитной кривой титаномаггемита не зависит от условия нагрева (вакуум, воздух); повторная кривая всегда лежит выше первичной, так как остаточная намагниченность возрастает. У титаномагнетита в вакууме кривые $I_{rs}(t^0)$ нагрева и охлаждения мало отличаются, а на воздухе он проявляет себя как титаномаггемит. Однако можно отметить одно существенное различие - титаномаггемит изменяется сразу: после первого нагрева его точка Кюри исчезает и появляется точка Кюри магнетита; в случае титаномагнетита она большей частью сохраняется. Хотя в обоих случаях в результате нагрева появляется близкий магнетиту минерал, в титаномагнетите и титаномаггемите идут различные процессы. У титаномаггемитов с малым содержанием Ti после нагрева I_{rs} может оказаться меньше исходной величины (Readman, O'Reilly, 1970). В работе П.В. Ридмана и В.О'Рейли (Readman, O'Reilly, 1971) получена зависимость точек Кюри и коэрцитивной силы от степени окисления титаномагнетитов. Как видно из рис. 44 и 45, точка Кюри увеличивается, а коэрцитивная сила уменьшается.

В. Кропачек (Kropáček, 1969) изучал изменение титаномагнетитов при последовательном нагреве (рис. 46). В некоторых случаях перегиб на кривой $I_s(t^0)$, соответствующий области более низкой температуры Кюри, может сохраняться после нескольких нагревов (рис. 46, а), в других случаях практически сразу исчезает (рис. 46, б). Очевидно, в первом случае имеет место титаномагнетит, а в других - титаномаггемит. Изменения в образцах титаномаггемитов начинаются при температуре около 200°C . У титаномагнетитов заметна некоторая тенденция: приуроченность начала изменений к точке Кюри; во

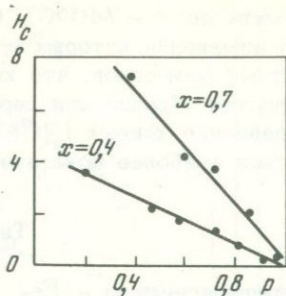
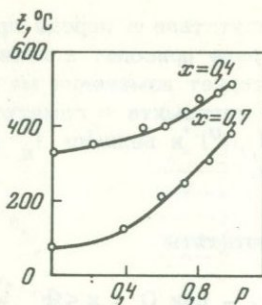


Рис. 44. Зависимость точек Кюри титаномagnetитов от степени их окисления

Рис. 45. Зависимость коэрцитивной силы титаномagnetитов от степени их окисления титаномagnetит с $x=0,4$ и с $x=0,7$

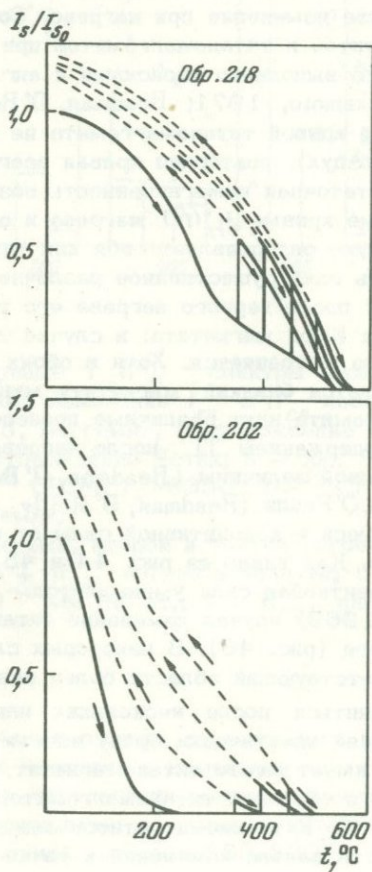


Рис. 46. Окисление титаномagnetитов при последовательных нагревах (Кгораšек, 1969)

всяком случае, чем ниже точка Кюри, тем раньше начинаются изменения. Подобные результаты были получены С.Ю. Бродской (1974). Титаномагнетиты особенно сильно изменяются, когда нагрев производится на образцах из отсепарированных фракций. На рис. 47 представлены примеры кривых для базальтов, содержащих различные титаномагнетиты. Как видно из этих рисунков, точки Кюри титаномагнетитов уверенно отмечаются перегибами на первичной кривой $I_{rs}(t^0)$ и максимумами в спектре парциальных намагниченностей. Но могут быть и такие случаи, когда в образце присутствует набор титаномагнетитов с близкими точками Кюри, тогда имеет место нечеткий перегиб или выпрямление кривой $I_{rs}(t^0)$. Поскольку могут быть также ложные перегибы на кривых $I_{rs}(t^0)$, желательно также изучать изменения $I_s(t^0)$ и спектры парциальных намагниченностей. Эти исследования дают возможность правильно оценить точки Кюри присутствующих минералов.

Рассмотрим несколько примеров. Как видно из рис. 47, а, в, перегиб, указывающий на точку Кюри, сохраняется на повторной кривой, а у обр. 116 (см. рис. 47, д) исчезает. При этом как в первом случае (сохранение T_c на повторной кривой), так и во втором может наблюдаться существенный рост I_{rs} после нагрева до 600°C за счет происходящих минералогических изменений (см. рис. 47, б, г, е). Эти изменения могут начинаться при различных температурах, так у обр. 2999г и 116 (см. рис. 47, г, е) существенные изменения начинаются при температуре порядка 400°C , а у обр. 2964е (рис. 47, б) — при $t^0 \geq 250^\circ\text{C}$. Именно этим существенным изменением образца, в результате которого появляется новый магнетит и, соответственно, увеличивается намагниченность, и объясняется отсутствие максимума в спектре парциальных намагниченностей обр. 116 в области температуры порядка 300°C (см. рис. 47, д).

Как было отмечено в гл. I, присутствие примесей в кристаллической решетке магнетита уменьшает его точку Кюри. К подобным результатам приводят наиболее часто встречающиеся примеси Ti, Mg и Mn. Для того чтобы отличать присутствие магнетитов с разными примесями, предложено использовать низкотемпературную точку превращения. Рис. 48 демонстрирует зависимость между температурой превращения и точками Кюри титаномагнетитов и членов рядов магнетит — якобсит и магнетит — магнезиоферрит. По приведенной диаграмме, пока для небольшого интервала точек Кюри и концентраций, можно определить, к какому из изоморфных рядов относится магнитный минерал исследуемой породы. Для точек Кюри ниже 500°C пока нет магнитных методов, которые позволили бы различать магнетиты с разными изоморфными примесями (Зайцева, 1973).

Титаномагнетит с точкой Кюри $350\text{--}325^\circ\text{C}$ следует уметь отличать от пирротина. Наиболее четким признаком присутствия пирротина является очень интенсивный максимум в спектре парциальных намагниченностей в узком интервале температур $312\text{--}325^\circ\text{C}$. Кроме этого, кривые изменения параметров насыщения при нагревах в

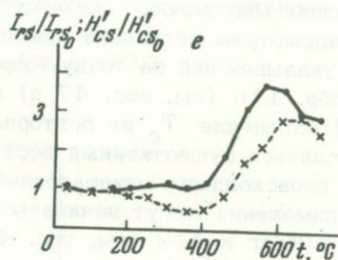
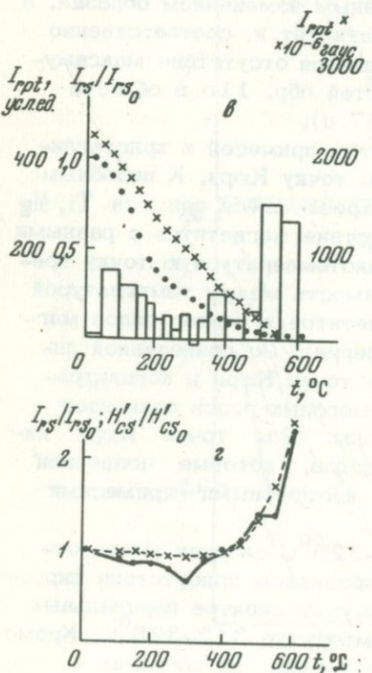
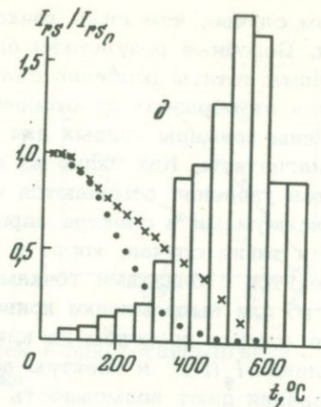
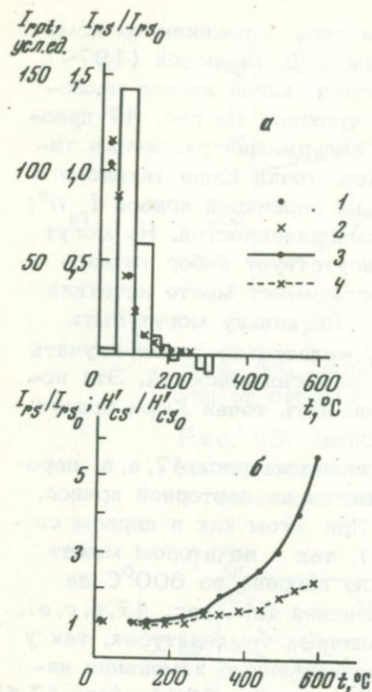


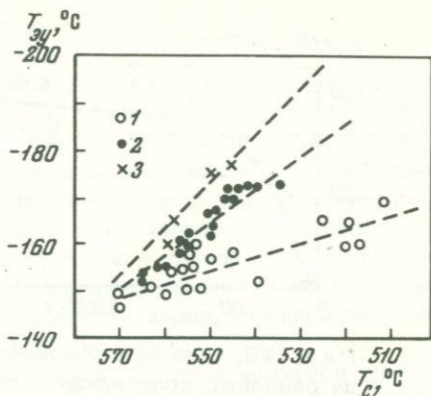
Рис. 47. Магнитные характеристики титаномагнетитов из базальтов Сахалина и Южного Прибайкалья (а, в, д-спектры парциальных намагниченностей; б, г, е-изменение магнитных характеристик после нагрева)

а, б-обр. 2964е, базальт, о-в Сахалин; в, г-обр. 2999г, базальт, о-в Сахалин; д, е,-обр. 116, базальт, Южное Прибайкалье.

1, 2-кривые $I_{rs}(t^0)$; 3, 4-кривые изменения I_{rs} и H'_{cs} после нагрева.

Рис. 48. Зависимость температуры фазового перехода от T_c и содержания изоморфных примесей в магнетите

1 - Mg^{2+} ; 2 - Ti^{4+} ;
3 - Mn^{2+}



зависимости от состава пирротина могут иметь специфический вид, не сходный с кривыми титаномагнетита (Бродская и др., 1973).

Титаномагнетиты с точками Кюри ниже $300^{\circ}C$ трудно отличить от членов серии гематит-ильменит. Возможности их различия будут рассмотрены ниже.

Таким образом, титаномагнетиты и титаномаггемиты, часто встречающиеся в изверженных, особенно эффузивных горных породах, могут быть определены по следующим признакам: 1) по возрастанию I_{rs} и I_s после нагрева образца; 2) появлению точки Кюри магнетита на кривых $I_{rs}(t^0)$ и $I_s(t^0)$ или по увеличению вклада магнетита в намагниченность образца. Основным методом, который может помочь в их отличии, является нагрев образцов в вакууме; 3) в случае, если точка Кюри равна $325^{\circ}C$, необходимо снять спектр парциальных намагниченностей, чтобы не спутать титаномагнетит с пирротинном; 4) нагрев в вакууме позволит отличить титаномагнетит от титаномаггемита: гомогенный титаномагнетит при нагревах в вакууме не обнаруживает существенных изменений.

Гематит

Гематит, в том случае, когда он не содержится в породе в виде монокристаллов и очень крупных зерен, является магнитостабильным минералом (см. стр. 20). Высокая коэрцитивная сила гематита, а также наличие точки Морина и точки Кюри позволяют определить гематит в горной породе. Если на кривой $I_{rs}(t^0)$ наблюдается точка Кюри гематита, это означает, что он присутствует в изучаемой породе, но может быть замечен лишь в случае его большого содержания, особенно в присутствии магнетита. В интересующих нас породах это бывает довольно редко. Если точка Кюри гематита видна на кривой $I_s(t^0)$, такого заключения сделать нельзя, так как на этой кривой может проявиться гематит, возникший в процессе нагрева. Поэтому, кроме кривой $I_{rs}(t^0)$, необходимо обязательно снимать кривую

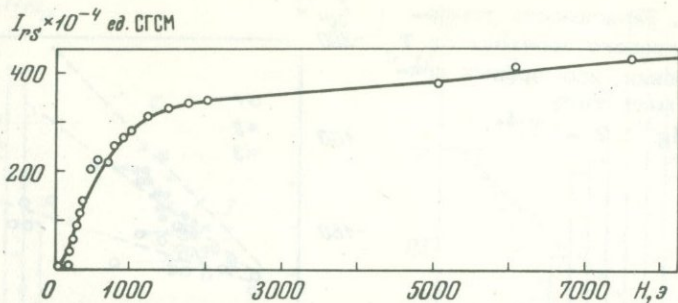


Рис. 49. Кривая нормального намагничивания образца базальта, содержащего гематит

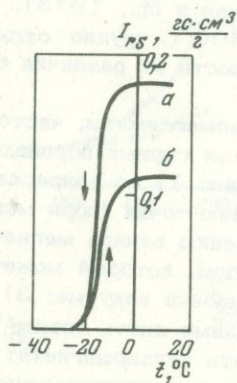


Рис. 50. Изменение остаточной намагниченности гематита в области низких температур

а — остаточная намагниченность насыщения; б — магнитная "память"

намагниченности образца в постоянном поле и кривую размагничивания естественной остаточной намагниченности в переменном магнитном поле. Если гематит присутствует в виде тонких зерен, I_n образца почти не размагнитится, а при намагничивании до полей порядка 8000 э насыщение не будет достигнуто (рис. 49). Если гематит содержится в виде крупных зерен, так что стабильность его к переменному и постоянному магнитным полям невелика, он отчетливо проявится в низких температурах (рис. 50), где при охлаждении имеет место спад остаточной намагниченности в области t^0 около -20°C , а при последующем нагреве частичное ее восстановление при этой же температуре — "низкотемпературная память".

Итак, можно перечислить основные признаки пород, содержащих гематит: 1) высокая стабильность I_n к переменному магнитному полю; 2) отсутствие насыщения в полях до 8000 э; 3) точка Кюри около 675°C на кривой $I_{rs}(t^0)$; 4) точка Морина, равная -23°C ; в случае мелких зерен перегиб на кривой отсутствует.

Гемоильмениты

Гемоильмениты представляют собой ряд твердых растворов гематита и ильменита $x\text{FeTiO}_3 \cdot (1-x)\text{Fe}_2\text{O}_3$ с широко меняющимися магнитными свойствами (часть первая, гл. I). Именно по этой причине и потому, что члены ряда – носители намагниченности в горной породе – являются слабомагнитными по сравнению с магнетитом и содержатся в породе в небольших количествах, минералы ильменито-гематитовой серии трудно идентифицируются в горной породе. Твердые растворы, которые при комнатной температуре являются ферромагнетиками и обуславливают магнитные свойства пород, ограничены узким интервалом составов $0,75 > x > 0,45$.

Гемоильмениты с $0 \leq x < 0,45$ ($T_c > 280^\circ\text{C}$) являются слабыми ферромагнетиками. При сепарации гемоильменит с точкой Кюри 300°C попадает в немагнитную фракцию. Их магнитный момент очень мал по сравнению с магнетитом, поэтому, если на кривой $I_s(t^\circ)$ в присутствии магнетита имеется перегиб в области температуры выше 300°C , можно с уверенностью сказать, что это не гемоильменит. Гемоильмениты с точкой Кюри порядка 300°C на кривых могут быть видны четко, но при малой концентрации магнетита. На кривых $I_s(t^\circ)$ для этих же образцов точка Кюри 300°C слабо заметна. Это, с нашей точки зрения, является характерной особенностью гемоильменитов с составом $x \sim 0,4$ (рис. 51). Титаномагнетиты с $T_c \geq 300^\circ\text{C}$, в отличие от гемоильменитов, являются менее коэрцитивным и более магнитным материалом, поэтому такой существенной разницы в формах кривых $I_{rs}(t^\circ)$ и $I_s(t^\circ)$ быть не может.

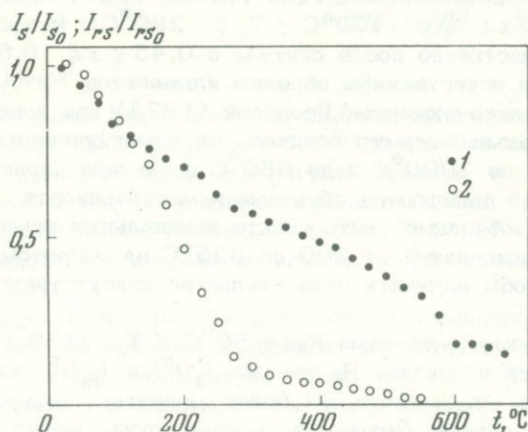


Рис. 51. Зависимость I_s и I_{rs} от температуры для габбро-норитов Украины
 1 – для $I_s(t^\circ)$; 2 – для $I_{rs}(t^\circ)$

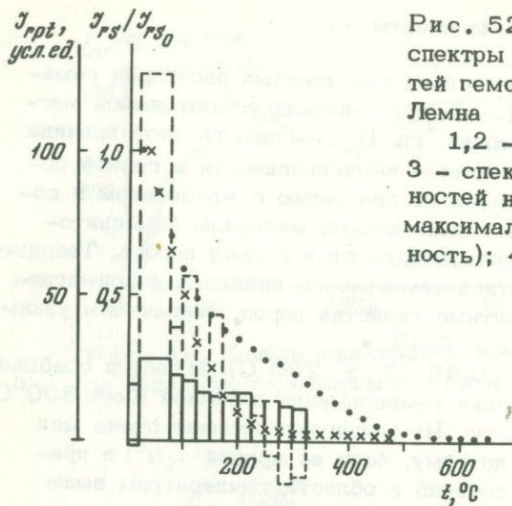


Рис. 52. Термомагнитные кривые и спектры парциальных намагниченностей гемоильменита месторождения Лемна
 1,2 - первый и второй нагревы;
 3 - спектр парциальных намагниченностей негретого образца (пунктир - максимальная парциальная намагниченность); 4 - то же, гретого образца

Диапазон точек Кюри от 300 до 100°C является исключительно трудным для идентификации минерала по кривым, характеризующим горную породу. В этом диапазоне составов гемоильмениты, так же как и титаномагнетиты, являются ферримангнетиками, но при небольшой концентрации на фоне магнетита видны на кривых $I_{rs}(t^{\circ})$ и $I_s(t^{\circ})$ очень слабо. Однако часть твердых растворов, входящих в эту область, обладает способностью приобретать обратную термоостаточную намагниченность. С.Уеда (Uyeda, 1957) определил эту область: $0,45 < x < 0,6$ ($170^{\circ}\text{C} < T_c < 280^{\circ}\text{C}$). Искусственные образцы непосредственно после синтеза с $0,45 \leq x \leq 0,5$ в экспериментах Уеда и естественные образцы ильменитов Житомирских месторождений в экспериментах Бродской (1973) при первом нагреве дают положительный спектр парциальных намагниченностей, и только после нагрева до 1000°C и до 650°C в спектре парциальных намагниченностей появляются обратные намагниченности. Таким образом, иногда необходимо снять спектр парциальных намагниченностей в диапазоне температур от 200 до 325°C на нагретом образце (рис. 52), чтобы получить доказательство присутствия гемоильменитов.

Гемоильмениты с точками Кюри $50^{\circ}\text{C} < T_c < 170^{\circ}\text{C}$ идентифицируются также с трудом. На кривых $I_s(t^{\circ})$ и $I_{rs}(t^{\circ})$ на фоне магнетита они видны слабо, хотя они более магнитны, чем рассмотренные в предыдущем абзаце. Возможно, в этом случае метод Гопкинсона может дать более четкую картину. Существенное увеличение магнитности минерала проявляется в попадании его при сепарации в сильномагнитную фракцию и в более четком перегибе на кривой $I_s(t^{\circ})$. Самым главным отличием гемоильменитов от титаномагнетитов с

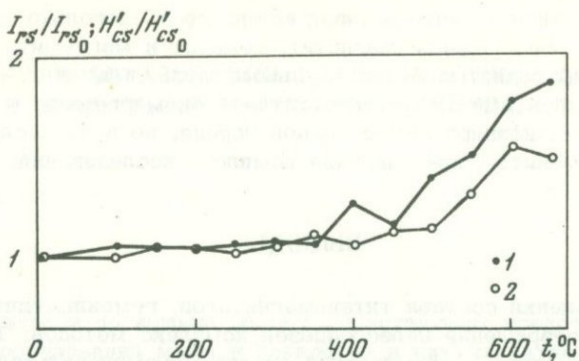
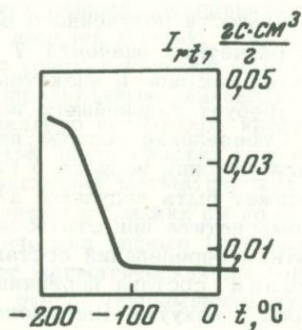


Рис. 53. Зависимость параметров насыщения I_{rs} и H'_{cs} от температуры для анортозита Украины

1 - для $I_{rs}(t^0)$; 2 - для H'_{cs}

Рис. 54. Определение T_c ильменита месторождения Междуречье



одинаковыми точками Кюри является стабильность первых к нагревам в лаборатории. Так, нагрев до 600°C в течение получаса практически их не изменяет, даже при нагреве фракции, в то время как титаномагнетиты в тех же условиях изменяются, как было показано выше, очень существенно. Гемоильмениты с $T_c \approx 125-150^{\circ}\text{C}$ в наших экспериментах при нагреве не изменялись до температур $450-500^{\circ}\text{C}$ (рис. 53).

Гемоильмениты с точками Кюри в области отрицательных температур могут быть обнаружены в образце при изучении породы и немагнитной фракции при температуре жидкого азота и комнатной температуре. Предлагается следующая методика изучения образцов в низких температурах: 1) размагничивание образца при комнатной температуре; 2) охлаждение его в поле $10-15$ э до t^0 жидкого азота; 3) нагрев образца в лабораторном поле до комнатной температуры. Перегибы на кривой, полученной при нагреве образца, укажут на точки Кюри гемоильменитов (рис. 54).

Итак, магнитные методы дают возможность довольно просто определить в горной породе магнетит, гематит и маггемит. Промежуточные члены серий магнетит – ульвошпинель, ильменит – гематит и катион-дефицитные титаномагнетиты-титаномаггемиты – также могут быть идентифицированы в горной породе, но в этих случаях приходится применять более широкий комплекс исследований.

ВЫВОДЫ

1. Для оценки состава титаномагнетитов, гемоильменитов и продуктов их превращений целесообразен комплекс методов: 1) термомагнитный анализ; 2) химический анализ мономинеральной фракции; 3) рентгеноспектральный анализ зерна. Для удобства сопоставления результатов различных методов состав минералов удобно характеризовать точкой Кюри (измеренной и расчетной).
2. Для стехиометрических титаномагнетитов и гемоильменитов соответствие экспериментальной и расчетной T_c свидетельствует о правильности полученного результата. Расхождение экспериментальных и расчетных значений T_c может свидетельствовать о наличии продуктов высоко- и низкотемпературного окисления. Их идентификация требует дальнейшего изучения механизмов окисления.
3. Определение состава первичных титаномагнетитов, необходимое для решения вопроса о глубине и эволюции магматических очагов, может быть получено: а) путем выделения состава первичного титаномагнетита при статистической обработке результатов термомагнитных определений состава пород объекта; б) путем восстановления состава первичных титаномагнетитов при термообработке пород в вакууме (регомогенизация). Совпадение данных обоих способов дает уверенность в правильности определения.
4. Диффузия Fe и Ti на границе зерен титаномагнетита с силикатами и первичным ильменитом при термообработке не приводит к нарушению баланса вещества зерен титаномагнетита. Поэтому при термообработке обеспечивается необходимое условие для восстановления состава первичного титаномагнетита.
5. Диффузия Fe и Ti в пределах зерен титаномагнетита приводит к образованию в ряде случаев гомогенного титаномагнетита. Наиболее легко гомогенизируются прорастания магнетит – ульвошпинель (t^0 около 500°C , t порядка 30 минут). Труднее идет гомогенизация прорастаний магнетит – ильменит (t^0 около 1100°C ; t примерно 7–8 часов), при этом полная гомогенизация часто не достигается.
6. Оценка соответствия между составом титаномагнетита, полученного в результате термообработки, и составом первичного титаномагнетита может быть получена из сопоставления результатов изучения пород до и после термообработки различными методами.

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ГЛАВНЫХ ТИПОВ МАГМ
И ПОЯВЛЕНИЯ МАГНИТНЫХ МИНЕРАЛОВ

Часть вторая посвящена обзору существующих представлений об условиях образования магм и появления в них магнитных минералов. Вопрос изучения вещества, из которого с наибольшей вероятностью выплавляются магмы, затронут в небольшой степени, главное внимание уделено изучению физико-химических условий, которые предопределяют или сопутствуют кристаллизации из магмы тех или иных минералов, и в первую очередь — магнитных.

С этой целью на основе литературных данных предпринята попытка выделить зоны в земной коре и верхней мантии, где, по современным воззрениям, выплавляются и кристаллизуются магмы, в которых содержатся или отсутствуют определенные разновидности магнитных минералов. Существуют несколько источников информации: данные о современной вулканической деятельности; петрографические, петрохимические и т.п. исследования магматических горных пород; эксперименты по плавлению пород и близких им по составу искусственных систем; геолого-геофизические данные (геотектоническая обстановка, в которой протекает магматическая деятельность и геофизические наблюдения о глубине очагов современных вулканов и др.).

Благодаря дифференциации один и тот же очаг может давать магму различного (в определенных пределах) состава. Магма, поднимающаяся от очага к поверхности Земли, может претерпевать ряд изменений. Прежде всего, меняются $P-T$ -условия, что должно сказаться на составе лавы. Если бы изменение $P-T$ -условий в магме происходило со скоростью ее продвижения, в составе лав находились бы только минералы, образование которых возможно при давлении, близком к атмосферному, и температуре, близкой к комнатной. Это означает, что из магнитных минералов в лавах встречались бы только магнетит и гематит. Однако это не так: само по себе наличие титаномagnetитов, в том числе и с низкими точками Кюри, показывает, что кристаллизующиеся минералы "запоминают" глубинные условия. Степень запоминания зависит от соотношения скорости продвижения магмы и скорости изменения $P-T$ -условий. На скорость продвижения магмы влияет такой параметр, как вязкость. Об изменении T и P_{O_2} можно судить непосредственно по измерениям этих величин в лавах, по природным геотермометрам, геобарометрам и расчетам.

По пути продвижения магмы к поверхности будет происходить дополнительная дифференциация, загрязнение состава за счет взаимодействия с вмещающими породами, изменение газовой фазы, определяющей окислительно-восстановительные условия.

При застывании лавы происходят дополнительные изменения; минералы, состав которых отвечает глубинным условиям, не успевают разрушаться только в том случае, если скорость остывания достаточно велика.

Далеко не все перечисленные явления можно наблюдать или оценить на основании непосредственных измерений. Выводы о возможности и реальности запоминания минералами глубинных условий делаются на основании экспериментов, носящих часто косвенный характер. Изменения минерального состава происходят и после затвердевания лавы или интрузии в процессе метаморфизма. Разрушение магнитных минералов при повышенном давлении приводит к еще одному ограничению существования магнитных минералов на глубине. Эти вопросы обсуждаются во второй части, как относящиеся к магме в целом, и сведения о магнитных минералах даются лишь попутно — им специально посвящена часть третья.

Глава I

ГЛУБИНА ЗАРОЖДЕНИЯ МАГМ, СВЯЗЬ МАГМАТИЗМА И ТЕКТОНИКИ

Среда возможного магнообразования

По современным воззрениям основные источники магмы находятся в верхней мантии и земной коре. Состояние вещества этих оболочек, его химический и минеральный состав определяются главным образом путем изучения "глубинных" ультраосновных включений в основных и ультраосновных магмах, изучения метаморфических пород — фаций глубинного метаморфизма, а также с помощью экспериментов с горными породами и искусственными системами.

Обобщение сведений, характеризующих включения "глубинных" пород в магмах, позволило оценить примерный состав вещества верхней мантии: это главным образом оливин (56–67%), пироксены (20–30%), шпинели и гранаты. Состав ультраосновных включений и ксенолитов в базальтах (Babkina a. o., 1966; Kuno, 1967; Денисов, 1968, и др.) и кимберлитах (Соболев, 1968; Францессон, 1968; Пономаренко и др., 1971; Ito, Kennedy, 1967) широко варьирует, отражая неоднородность мантии. Обобщив данные по составу включений ультраосновных пород, П.Дж. Харрис (Harris, 1966) и И.Д. Уайт (White, 1967) предлагают следующий средний химический состав вещества верхней мантии: SiO_2 — 44,5; TiO_2 — 0,2; MnO — 0,1–0,2; Al_2O_3 — 2,5; FeO — 7,0–8,5; MgO — 41,0–41,7; CaO — 2,25–2,5; Na_2O — 0,25; K_2O — 0,02; H_2O — 0,2–0,4 вес. %.

Мнения о происхождении "глубинных" включений расходятся: их считают либо ксенолитами мантийного вещества, либо продуктами кристаллической аккумуляции; скорее всего, они представляют собой и то, и другое. В любом случае их состав отражает состав вещества мантии и физико-химические условия в месте отделения магмы, исключая образование магнитных минералов. "Глубинные" ксенолиты обычно содержат немагнитные хромшпинелиды, шпинель, ильменит. В пределах глубоких горизонтов земной коры, в метаморфических породах глубинных фаций метаморфизма, таких как гранулиты и эклогиты, магнитные минералы встречаются чаще, чем в "глубинных" ультраосновных включениях (Соболев, 1960; Добрецов, 1964; Файф, Тернер, Ферхуген, 1962; Velde, 1966; Ефимов, Косинцева, 1968; и др.). Наконец, ксенолиты пород основного состава, характерных для относительно небольших глубин, часто содержат магнитные минералы. Практически ни в каких разновидностях пород не обнаружено самородное металлическое железо. Следовательно, возникновение из расплава магнитных минералов не зависит от состава мантийного вещества, они являются функцией физико-химических условий в среде плавления.

Таким образом, приведенные факты свидетельствуют, что, хотя верхняя мантия и кора содержат в достаточном количестве все компоненты, необходимые для образования магнитных минералов, непосредственно в верхней мантии и даже, возможно, в низах континентальной коры, эти минералы, как правило, отсутствуют. Каковы эти условия, можно косвенно судить по экспериментальным данным с различными системами при варьирующих P - T и парциальном давлении летучих фаз. По опубликованным экспериментальным работам, посвященным решению проблемы определения состава жидкостей, образующихся при отделении магмы от вещества верхней мантии, многие исследователи обращаются к изучению плавления смесей природных минералов и смесей минералов, выделенных из гранатового перидотита и эклогита. Установлено (Ванно, Green, 1968), что при 1100–1300°C парагенезис альбит + магнетит + клинопироксен устойчив примерно до 20 кбар, при этом количество магнетита с повышением давления заметно падает. Плавление алмадина и пироба, выделенных из эклогитов и кимберлитов (Безруков, и др., 1968), ниже 15 кбар сопровождается образованием магнетита, шпинели, пироксена и оливина; выше 15 кбар магнетит не образуется, устойчив гранат. Близкие результаты получены в экспериментах с базальтом (Cohen a.o., 1967; Kushiro, Yoder, 1966). Опыты с сильно окисленным базальтом, содержащим титаномагнетит и шпинель, показали, что окисление задерживает разрушение этих минералов и при повышении давления они исчезают только при 22,5 кбар. Сравнение опытов с сухим и влажным веществом показало, что вода повышает скорость реакции.

Д.Х. Грин и А. Рингвуд (1968а) наиболее полно изучили минеральные ассоциации ниже базальтового солидуса при общем давлении от 1 атм до 30 кбар и температуре выше 1000°. Окислитель-

ная обстановка в этих опытах не контролировалась, однако, судя по изменению отношения Fe_2O_3/Fe_2O_3+FeO от 0,029 до 0,238, P_{O_2} варьировала в широких пределах. Из их опытов следует, что ниже 10 кбар при $t^0 = 1100^\circ C$ минеральные ассоциации отвечают габбро или пироксеновым гранулитам, в них, как правило, присутствует титаномагнетит. Однако его количество, начиная с $P = 13,5$ кбар и $t^0 = 1000^\circ C$ резко уменьшается и при более высоких $P - T$ титаномагнетит не отмечается (рис. 55). При давлении, равном 21 кбар, образуется эклогитовая ассоциация с гранатом и клинопироксеном в качестве главных фаз.

Линдсли, Нафцигер и Шпейдель (Lindsley a. o., 1968; Speidel, Nafziger, 1968) обобщили результаты экспериментов для систем, приближающихся к основным и ультраосновным породам для случаев высоких $P - T$, но без контроля P_{O_2} и для заданных $T - P_{O_2}$ при $P = 1$ атм. По аналогии с полученными результатами были предложены диаграммы равновесного состояния для систем $Fe-O-SiO_2$ и $Fe-O-MgO-SiO_2$ в координатах $P - T - P_{O_2}$ (рис. 56). Противоположные тенденции в поведении магния и железа (рис. 57) позволяют разделить рассматриваемую часть системы $Fe-O-SiO_2-MgO$ на три участка, содержащих: 1) металлическое железо; 2) силикаты без стабильных фаз железа и магнетита; 3) магнетит. Это разде-

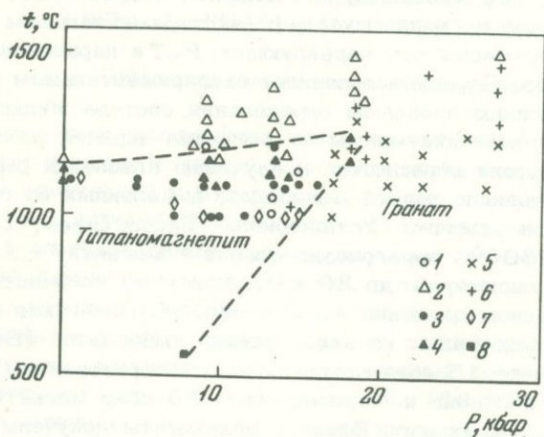


Рис. 55. Диаграмма устойчивости титаномагнетита по Грину и Рингвуду (1968а,б)

1 - опыты в субсолидусной области, изучение перехода базальт-эклогит; отсутствие рудных минералов; 2 - опыты с плавлением базальта, отсутствие рудных минералов; 3,4 - появление титаномагнетита в опытах 1 и 2; 5,6 - появление граната в опытах 1 и 2; 7 - опыт в сильно окислительных условиях; 8 - данные Кавай (Kawai, 1957)

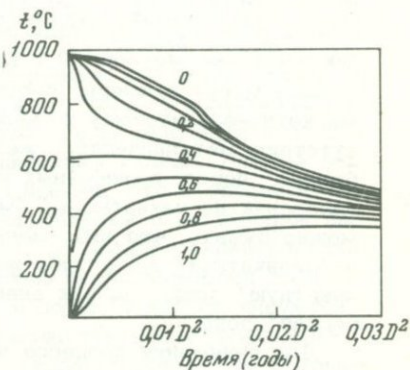
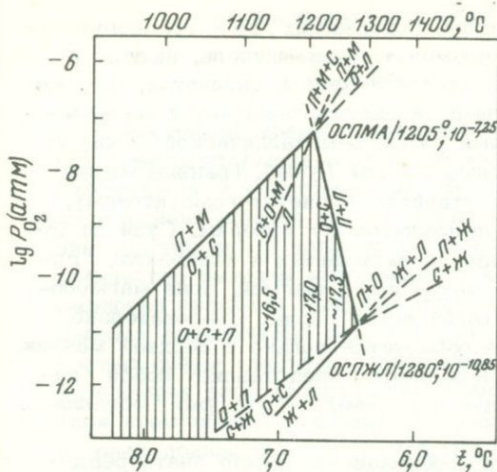


Рис. 56. Проекция части системы Fe-O-SiO₂, параллельная оси P, на плоскость T-P-O₂ (Lindsley a. o., 1968)

П - пироксен, О - оливин, С - SiO₂, М - магнетит, Ж - железо, Л - жидкость

Рис. 57. Изменение t^0 внутри дайки и вблизи нее в функции t (Jaeger, 1964)

Цифры возле кривых - расстояние от центра дайки в долях ее мощности; D - мощность дайки; время остывания $t = x \cdot D^2$

ление устойчиво и при высоких давлениях около 17,5 кбар. Таким образом, металлическое железо и магнетит не сосуществуют в равновесии, и для перехода от железосодержащей ассоциации к магнетитовой требуется промежуточное силикатное состояние. Магнетитосодержащий участок ограничен "сверху" реакцией $4\text{Fe}_3\text{O}_4 + \text{O}_2 \rightleftharpoons 6\text{Fe}_2\text{O}_3$, "выше" него находится высокоокислительная область, где Fe^{2+} не существует.

Помимо теоретических соображений, эти выводы основаны на эксперименте: в результате плавления дунита в высоковосстановительной среде при 2000°C К.Дж. Финштадт и К.С. Гейер (Fin - stadt, Heier, 1972) получили две обособленные фазы - форстерит и металлическое железо, содержащее 13,4% кремния, 4,7% никеля, 4,4% хрома.

Приведенные данные позволяют предположить, что земная кора и мантия состоят из четырех зон: 1) гематитовой зоны высокого окисления - поверхности Земли, где минералы, содержащие Fe^{2+} и $\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}$ неустойчивы; 2) магнетитовой зоны, в которой образуются различные магнитные минералы, содержащие $\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}$; главным образом Fe-Ti-окислы; 3) "силикатной", где Fe^{3+} прак-

тически отсутствует, а из окислов, содержащих Fe и Ti, могут существовать только такие, как ильменит, ульвошпинель, вюстит и т.п.; основная же часть железа сосредоточена в силикатах; 4) "железо-металлической", где, помимо силикатов, появляется металлическое железо. (Представителями "железо-металлической" зоны являются также метеориты и горные породы Луны). Границы между зонами могут примерно соответствовать магнетит-гематитовому, магнетит-фаялитовому и железо-фаялитовому буферам. Судя по отсутствию металлического железа во включениях и ксенолитах "глубинных" пород, вынесенных на поверхность магмой, зона магнообразования не захватывает "металлической" зоны. Следовательно, можно думать, что либо магма образуется только в верхней мантии, в "силикатной" зоне, либо же вся мантия представляет собой "силикатную" зону, так как внешнее ядро Земли - это уже "металлическая" зона.

Для понимания процесса магнообразования важно знать реальный тепловой режим в недрах Земли. С некоторой степенью приближения этого можно достигнуть измерениями теплового потока и теплопроводности горных пород на поверхности Земли. На основании полученных данных был оценен геотермический градиент. Например, по расчетам В.А.Магницкого (1965), температура под континентами равна на глубине 20 км 380° , 40 км - 640° , 50 км - 700° ; под океанами - на глубине 11 км - 130° , 40 км - 850° , 50 км - 1100° C. Температура плавления наиболее тугоплавких - ультраосновных - пород может быть достигнута под континентами на глубине около 200 км, под океанами - менее 150 км. Я.Б.Смирнов (1968), проводивший геотермические исследования, показал, что количество тепла, поступающего из земной коры и верхней мантии, различно в тектонических структурах, отличающихся по времени консолидации. Им оценена температура на границе Мохоровичича: на Русской платформе - от 200 до 450° C; в палеозойских структурах - от 400 до 700° C; в альпийских структурах Кавказа - от 550 до 1000° C.

Итак, на основании приведенных экспериментальных фактов изучения "глубинных" пород удалось условно выделить четыре зоны в земной коре и мантии Земли, различающиеся по P - T - P_{O_2} -условиям, в которых могут или не могут образовываться определенные магнитные минералы. К сожалению, в подавляющем большинстве опытов не контролировалась P_{O_2} , поэтому можно только по буферным реакциям косвенно судить об интервалах значений P_{O_2} в "гематитовой", "магнетитовой", "силикатной" и "железо-металлической" зонах. Из-за отсутствия экспериментальных данных не ясна истинная роль давления, поскольку оно косвенно может влиять на P_{O_2} . Тем не менее, прямой эксперимент свидетельствует о том, что выше 22,5 кбар магнитные минералы не кристаллизуются при любых P_{O_2} .

Геофизические данные

В настоящее время сведения о магматических процессах и очагах поступают главным образом из трех источников: геотермии, сейсмологии и электротомии. По измерениям теплового потока и по теплопроводности горных пород можно судить о возможной глубине частичного и полного расплавления пород мантии; в меньшем количестве имеется информация о конкретных очагах. Данные сейсмологии являются наиболее информативными. Это — сведения о выделении асейсмичных зон, которые связываются с пониженной вязкостью среды (частичное плавление ?); об эффекте экранирования поперечных волн частично или полностью расплавленными зонами (при этом обычно асейсмичные зоны и зоны "тени" согласуются); о зонах пониженных скоростей. По геоэлектрическим данным (МТЗ) выделяются зоны (слои) повышенной электропроводности, которые, так же как и результаты сейсмологических исследований, связываются с плавлением материала. Эти данные пока являются наименее убедительными.

В указанном аспекте наиболее полно изучена Курило-Камчатская зона современного вулканизма. Под Камчатской частью вулканической дуги в последние годы установлена зона пониженной скорости (Федотов, 1969), которая, видимо, протягивается под всей островной дугой. Обобщая сейсмологические данные по Курило-Камчатской островной дуге, С.А. Федотов делает вывод о существовании под ней зоны фракционного плавления вещества в интервале глубин 60–250 км; наиболее интенсивное плавление, вероятно, происходит на глубине 110–150 км. Р.З. Тараканов (1969) приходит к выводу, что в зоне, переходной от континента к океану, верхняя мантия состоит из чередующихся слоев с пониженной и повышенной скоростью. Слои с пониженной скоростью выделяются на глубинах 60–90, 120–160, 220–300 и 370–430 км. Пониженной скоростью характеризуется и фокальная зона землетрясений. Согласно существующей гипотезе, наиболее благоприятными для магнообразования являются области пересечения слоев пониженных скоростей с зоной глубинных разломов (фокальной зоной землетрясений). Действующие вулканы Курило-Камчатской и Японской дуг питаются, по-видимому, в основном магмой из слоя, расположенного на глубине 120–160 км.

В 1946 г. А.Н. Заварицкий указал на зависимость между Курильской фокальной зоной очагов землетрясений и действующими вулканами Курильской дуги. Зона падает под континент на глубину 700 км и там, где она подходит ближе всего к поверхности Земли, располагаются действующие вулканы. К выводу о приуроченности магматических очагов к сейсмофокальной плоскости приходят Е.К. Мархинин и Д.С. Стратула (1969), а также В.Р. Дикинсон и Т. Хатертон (Dickinson, Hatherton, 1967), на основании корреляции

между увеличением щелочности состава продуктов деятельности современных вулканов Курильской дуги и глубиной сейсмофокальной поверхности. Например, для Курило-Камчатской дуги эта глубина составляет примерно 100 км. Действующие вулканы островных дуг Тихого океана - в районе островов Ява, Тонга, моря Банда, а также вулканы Центральной Америки, - расположены над осями складок, осложняющих поверхность Беньюфа (Stoiber, Carr, 1971).

В противоположность изложенным представлениям, некоторые авторы считают, что между положением действующих вулканов и фокальной плоскостью зависимости не существует (Tokarev, 1971).

Более локальные зоны частичного плавления мантийного вещества (очаги) выделены главным образом на основании поглощения поперечных волн. В 1958 г. Г.С. Горшков впервые связал эффект экранирования поперечных сейсмических волн, обнаруженный под Ключевской группой вулканов Камчатки на глубине порядка 60 км, с магматическим очагом. Позднее эти результаты были уточнены.

В Ключевской группе вулканов выделяются два типа лав: первый - андезиты, андезито-базальты и базальты - вулканов ареального типа и вулкана Плоского; второй тип - лавы вулканов центрального типа - от оливиновых базальтов до дацитов. Эти лавы приурочены к двум областям поглощения сейсмических волн, отождествляемым с магматическими очагами: первая расположена на глубине 35-40 км (Плоский Толбачик); вторая - на 60-80 км (район Ключевского вулкана). Первая область является более высокой апофизой магматической колонны, общей для обоих очагов и прослеженной до глубины 130-150 км (Ермаков и др., 1969, 1972). Данные об излияниях щелочных базальтов Плоского Толбачика из наименее глубокого очага противоречат существующим взглядам многих петрологов на глубину генерации магмы щелочных базальтов. Под Ключевской группой вулканов асейсмичная зона фиксируется на глубинах 110-230 км (Farberov, Gorelchik, 1971), т.е. несколько глубже, чем зона "тени"; меньшие по размеру апофизы, прослеживающиеся по зоне "тени" до глубин 35 км, не выделяются. Тем же методом (Федотов, Фарберов, 1964) под Авачинской группой вулканов установлен вулканический канал, заполненный магмой и поднимающийся с глубин 80-90 км до уровня 20 км от поверхности Земли; поперечник его не более 25 км. По более поздним данным (Farberov, Gorelchik, 1971) зона поглощения поперечных волн прослеживается на глубинах от 30 до 100 км, асейсмичная зона - до 150-170 км; нижняя граница слоя магмообразования находится на глубине 170-230 км. На основании данных о тепловом потоке и концентрации радиоактивных веществ в районе группы южных Курильских островов на глубинах 60-110 км Е.А. Любимова считает, что должен существовать магматический очаг (Любимова и др., 1969). Здесь также установлено поглощение сейсмических волн (Федотов, Фарберов, 1966). На южных Курильских островах по данным МТЗ на глубине 75-90 км выделен проводящий слой (Мардерфельд и др., 1972). На Сахалине и в Хабаров-

ском крае этот слой находится на глубине 120–150 км (см. часть четвертую).

В пределах Катмайского вулканического хребта, на основании экранирования поперечных сейсмических волн на глубинах от 10 до 40 км, выявлена серия зон, которые связываются с магматическими камерами. Такая интерпретация подтверждается аномально высокими значениями коэффициента Пуассона для верхней мантии и наличием узких аномалий силы тяжести (Kubota, Berg, 1967).

Несколько иначе оценена глубина магматического очага под вулканом Килауэа – по корреляции между вулканическими дрожаниями, извержениями и миграцией фокусов (гипоцентров) землетрясений. Такая корреляция позволяет связать очаг базальтовой магмы с фокусами землетрясений на глубинах 45–65 км (Eaton, 1967).

По данным ГСЗ, – по динамическим показателям, спектру волн, отраженных от границы Мохоровичича, и по анализу общего волнового поля – под Ключевским вулканом обнаружена аномальная зона, которая простирается от поверхности М (42 км) до границы кристаллического фундамента (6–10 км) и связывается с магматическим очагом и каналом вулкана (Балеста и др., 1972). Под вулканом Безымянным подобная зона не обнаружена, анализ волн позволяет предполагать периферический очаг на глубине 12–18 км. Таким образом, несколько расходясь с сейсмологическими данными в деталях, в основном данные ГСЗ их подтверждают.

Наконец, по гравимагнитным наблюдениям, например М.И. Зубина и др. (1971) выделяются промежуточные магматические очаги на глубинах до 10 км (Камчатка, Япония и другие регионы).

Таким образом, с помощью различных взаимодополняющих геофизических методов мы накапливаем сведения о современном магматизме, начиная от региональных зон частичного плавления (слоев магмообразования) до глубоких подкоровых очагов и приповерхностных локальных периферических очагов, непосредственно питающих действующие вулканы.

Петрологические данные

На основании экспериментов по кристаллизации различных минеральных ассоциаций при известных t^0 и P петрологи пытаются решать обратную задачу – по известным природным ассоциациям восстанавливать условия их образования. В частности, о глубине магмообразования петрологи обычно судят по составам и минеральным ассоциациям "глубинных" включений и ксенолитов из магматических пород. Правда, и здесь ответ также неоднозначен: не исключена возможность, что включения – это продукты дифференциации магмы, а не отторженцы мантии.

Вероятнее всего, совокупность составов различных включений дает представление о соотношениях первоначального и остаточного вещества мантии или коры и продуктов его плавления. Соответственно, набор включений (ксенолитов) разного состава характеризует

предельные глубины, на которых происходит магмообразование. Так, например, габбровые включения в щелочных базальтах о-ва Лансароте (Канарские острова), судя по их составу, отвечают глубине менее 9 км, что приблизительно совпадает здесь с границей Мохо (Frish, 1970). Магнетитсодержащие габбро, слагающие включения в базальтах о-ва Ики (Япония) образовались из магмы щелочных базальтов на глубине менее 15 км при высокой P_{O_2} (Aoki, 1970);

габбровый парагенезис минералов ксенолитов в лавах вулканов Курильской дуги свидетельствует о том, что они захвачены расплавом выше уровня перехода габбро - эколит на глубине не более 40-50 км (Родионова, Федорченко, 1969). Разнообразный состав ксенолитов, коррелирующий с составом вмещающих их эффузивов, является следствием дифференциации "глубинного" вещества, а также различий в его составе (Масуренков, 1969, 1972).

Включения в современных лавах Камчатки представлены породами от дунитов до габбро (Масуренков и др., 1969). Это свидетельствует о различной глубине образования магм (от 150 до 50 км). Эффузивы Дзедзур-Жупановской группы вулканов Камчатки образовались, как полагают Ю.П. Масуренков и В.А. Ермаков (1969), в результате плавления пород типа габбро в разобленных очагах на глубине не более 45 км. Судя по составу продуктов извержений, под Авачинским вулканом на глубине не более 2 км перед каждым извержением формируется промежуточный очаг (Масуренков, 1970).

Состав ксенолитов в вулканитах о-ва Оаху (Гавайи) показывает, что они вынесены, начиная с глубин более 100 км до 20-60 км. Текстуры ксенолитов свидетельствуют, что базальты образовались в результате частичного плавления, а не путем фракционной кристаллизации (Jackson, Wright, 1970).

Крайняя точка зрения о глубине очагов четвертичных вулканов Курило-Камчатской зоны принадлежит В.М. Дуничеву (1972), который связывает образование магмы с палингненным плавлением в водных условиях верхнемеловой и третичной толщ на глубине 7-10 км.

И.Д. МакГрегор (MacGregor, 1968) сравнил состав основных включений в базальтах с составом близких к ним ассоциаций, изученных экспериментально в широком диапазоне P - T -условий. Он выяснил, что различия в составе базальтов зависят скорее всего от физических условий, при которых они образовались, главным образом от глубины, чем от различий в химическом составе исходных пород. Субщелочные базальты образуются на глубине до 50 км, в том числе безнефелиновые щелочные базальты - в интервале 25-27 км; нефелиносодержащие - на 50-75 км и кимберлитовые базальты - глубже 60 км.

М.О. Хара (Ono, 1965) пришел к выводу, что состав базальтовых магм определяется взаимодействием обоих упомянутых выше процессов: 1) частичным плавлением мантии, когда состав образую-

шихся магм колеблется в зависимости от давления, парциально-го давления летучих компонентов и степени перегрева; 2) непрерывной кристаллизационной дифференциацией при движении жидкости к поверхности. Последнее подтверждается изотопным составом дифференциатов: базальты, габбро, сyenиты и андезиты имеют очень близкие значения отношений изотопов кислорода O^{18}/O^{16} ; многие риолитовые обсидианы, особенно океанических областей, также находятся в этом ряду. Это указывает на их образование в результате высокотемпературной дифференциации базальтовой или андезитовой магмы (Taylor, 1968).

Х. Куно (Kuno, 1966) обобщил данные о связи состава вулканических пород с глубиной магмообразования. Он подразделяет базальты на три группы: 1) толеиты, высокоглиноземистые базальты и щелочные оливиновые базальты могут быть получены на относительно малых глубинах при частичном (менее 5%) плавлении перидотита мантии; 2) тешениты — породы с избытком или недостатком SiO_2 ; их образование связывается с частичным плавлением (менее 4%) перидотита на средних глубинах; 3) нефелиновые базальты — породы с недостатком SiO_2 ; образуются при частичном плавлении (менее 2%) перидотита на больших глубинах. Изменение состава базальтов в первой группе является особенностью зоны, переходной между океанической и континентальной корой. Так, четвертичные базальтовые магмы различных островных дуг Тихоокеанского кольца и Индонезии изменяют свой состав от толеитового до щелочного оливин-базальтового по направлению к границам континента. В ряде районов, в промежуточной по отношению к этим двум типам базальтов позиции, локализуется магма высокоглиноземистых базальтов, обладающая промежуточными свойствами в отношении SiO_2 , K_2O .

Куно предполагает два альтернативных толкования этой закономерности: 1) соотношения между глубиной фокусов землетрясений и типами базальтовых магм Японии свидетельствуют, что глубина зарождения различных независимых магм неодинакова. Магма толеитов зарождается на глубине около 100 км; высокоглиноземистых базальтов — около 200 км и щелочных оливиновых — более 250 км. Такое распределение глубин не соответствует результатам экспериментов Д.Х. Грина, А. Рингвуда и др. (см. стр. 132); 2) первичная основная магма, согласно экспериментальным данным, должна отвечать составу оливиновых толеитов. Магма подобного состава выплавляется из вещества мантии на глубинах 100–150 км и вскоре после своего зарождения мигрирует в менее глубинные резервуары (камеры), где происходит фракционирование на различные типы в зависимости от глубины промежуточных камер.

Х.П. Тейлор (Taylor, 1968) и А.Дж. Уайт (White, 1967) подчеркивают, что андезиты, в отличие от базальтов, распространены главным образом в пределах орогенных поясов, и предполагают, исходя из геофизических данных, что выплавление андезитовой магмы происходит из вещества мантии с аномально низкой плотностью,

залегающего под орогенными зонами (Грин, Рингвуд, 1968б; Родионова, Федорченко, 1969; Dickinson, 1968; Dickinson, Hatherton, 1967). Появление андезитов и высокоглиноземистых базальтов в пределах островных дуг и на внутриокеанических островах, где сиалическая кора отсутствует или где она маломощна, позволяет предполагать, что родоначальная магма этих пород образовалась в мантии. Отношение изотопов стронция Sr^{87}/Sr^{86} во многих андезитах также указывает на их мантийное происхождение без существенной контаминации магмы (Gilluly, 1971).

Э.Н. Эрлих (1969) отрицает существование связи между магмообразованием и фокальной сейсмической зоной, составом вулканических пород и землетрясениями определенных глубин. Он выдвигает принцип единства состава родоначальной толеитовой магмы для всех вулканических поясов западной части Тихоокеанского кольца. Наблюдаемые различия между составом базальтов и кислотностью серий вулканических пород отражают степень дифференцированности расплава в подводящем канале и периферических очагах. Возрастанию зрелости тектонических систем соответствует переход от толеитов к высокоглиноземистым базальтам и увеличение кислотности серий. Подобная зависимость отражает повышение значения дифференциации исходного толеита в мантии и увеличение количества промежуточных камер по мере роста мощности земной коры. Неоднородность тектонических условий во фронтальной и тыловой частях систем предопределяет возникновение поперечной петрохимической зональности.

Исходя из результатов экспериментов, Д. Грин и А. Рингвуд (1968б, 1972) полагают, что фракционное плавление верхней мантии (пиролита) может обеспечить все известное многообразие базальтовых магм. Ведущими факторами, определяющими состав и тип расплавов являются: степень плавления пиролита и глубина магмоотделения. В результате прямого плавления на глубинах 100 км и более расплавы имеют состав, близкий к пикриту; на глубинах 35–70 км – формируются оливиновые толеиты, на 15–35 км – высокоглиноземистые оливиновые толеиты океанических хребтов; сомнительно, чтобы во всей своей массе расплавы создавались путем прямого плавления на глубине до 15 км. Обособившаяся на глубине 35–70 км, богатая оливином толеитовая магма в ходе дальнейшей дифференциации производит серию магм – оливиновых базальтов (35–70 км), оливиновых толеитов, высокоглиноземистых толеитов (15–35 км) вплоть до кварцевых толеитов (меньше 15 км). Подобно толеитам, магмы состава щелочного оливинового базальта могут накапливаться и дифференцироваться в камерах на меньших глубинах. На затухающих стадиях, в результате охлаждения в очаге, находящемся на глубине 40–60 км, произойдет кристаллизация глиноземистого энстатита, в связи с этим состав жидкости изменится от оливинового толеита в сторону щелочного оливинового базальта. Симптоматично, что за последние годы все большее число голосов раздается против того, что щелоч-

ные базальты — это продукт более глубинного прямого плавления мантии, чем толеиты (см. выше), а не результат дифференциации (Рудник, Чернышева, 1972) или контаминации единой базальтовой магмы, возникшей, например, в связи с ростом мощности земной коры (Золотарев, Соболев, 1971; Фролова, Рудник, 1972), эволюции магмы в спокойных негеосинклиналиальных условиях (Казакова, 1972; Моралев, Ельников, 1973). Отсутствие корреляции между K_2O и MgO в толеитовых базальтах свидетельствует, что вариации содержания K_2O не связаны с процессом дифференциации: так, например, относительное обогащение толеитов K_2O Б.Дж. Джемисон и Д.Б. Кларк (Jamieson, Clarke, 1970) ставят в зависимость от интенсивности плавления и взаимодействия с вмещающими породами.

В общем все чаще большое разнообразие магм и магматических пород исследователи связывают не с прямым плавлением мантии, а с последующей эволюцией магмы, с ролью общего давления, температуры и летучих (в частности, воды), с взаимодействием расплава с внешней средой.

Анализируя современные геофизические и сейсмологические данные, О. Хара (O'Hara, 1970) приходит к выводу, что глубина, на которой происходит прямое плавление мантии (зарождение магмы), во всех моделях существенно недооценивается и заведомо превышает 100 км.

А.А. Ярошевский (1969) считает, что область зарождения расплава находится в средней или даже нижней мантии, где достигается температура плавления вещества. Очаги вулканов являются не местом появления расплава, а местом его остановки в процессе подъема магмы в связи с зонным плавлением мантии.

Кроме того, из приведенного обзора и экспериментов (стр. 117 и 132) следует, что прямое плавление играет определенную и, видимо, немалую роль и на глубинах менее 100 км, вплоть до земной коры. В первую очередь это относится к огромным массам гранитов континентов, совершенно отсутствующих под океанами, к огромным объемам андезитов Тихоокеанского пояса. Достаточно добавления первых процентов H_2O , чтобы получить соответствие $P_{общ}$ и P_{H_2O} при давлении менее 5 кбар и глубине около 15 км, а в этих условиях уже при $t^0 = 600-700^{\circ}C$ возможно прямое выплавление известково-щелочной магмы кисло-среднего состава (стр. 135).

Механизмом для прямого плавления на относительно малых глубинах может служить также воздействие потоков горячего газа, перемещающихся при дегазации мантии по проницаемым зонам разломов и т.п. (Велинский, 1970; Велинский и др., 1969). Плавление вещества может также происходить вследствие большой разницы напряжений на краях разлома, если давление в образующейся жидкости оказывается ниже, чем в исходном твердом веществе (Mao, Bell, 1971).

Во взглядах на связь магматических и тектонических явлений существуют крайние точки зрения: от отсутствия между ними генетической связи — например, Г.С. Горшков (1964, 1967) считает, что вулканизм и тектоника связаны лишь парагенетически — до ведущей роли магматизма в тектонических процессах — по А.А. Проницу (1972), вулканизм является одним из главных факторов, обуславливающих возникновение в земной коре всех видов деформаций.

Наиболее глубокий и всесторонний анализ связи магматизма и тектоники принадлежит Ю.М. Шейманну (1967, 1968, 1969 а,б). Выделяя три группы магм, Ю.М. Шейманн подчеркивает существование связи между особенностями тектонического строения района и типом образующейся в его пределах магмы. Сопоставив данные о сейсмичности с тектоническим строением верхней части земной коры, Ю.М. Шейманн выделяет: а) области глубинного покоя, в которых фокусы землетрясений расположены не глубже 50–60 км; помимо платформ, к ним относятся зоны тектонической активизации и рифты, в сейсмически активных частях этих зон преобладают напряжения растяжения; б) области интенсивных глубинных движений, которые соответствуют современным геосинклиналям (островным дугам и молодым орогенам). Это области преимущественных напряжений сжатия. В зонах сильных глубинных землетрясений на больших глубинах происходит образование магм — от 100 — 150 до 250–300 км под островными дугами (геосинклинальные области) и до 60 км — во внегеосинклинальных областях. Если в последних областях образуются в основном толеитовые и щелочно-базальтовые магмы, то в геосинклинальных зонах к поверхности поднимается магма преимущественно андезито-базальтового и кислого состава. Ультраосновные магмы делятся на два типа — бесщелочной и щелочной. Для первого характерна тесная связь с геосинклинальными областями в периоды, предшествующие складчатости и подъему. Ультраосновные щелочные магмы поднимаются в областях глубинных разломов.

Ныне многие исследователи связывают напряжения растяжения и сжатия в земной коре с движением плит (теория тектоники плит). К зонам растяжения относятся эвгеосинклинали, в отличие от миогеосинклиналей — зон преимущественного сжатия.

С двумя главными типами тектонических режимов (растяжение и сжатие) и, соответственно, со степенью проницаемости среды ассоциируют определенные магматические формации (Кузнецов, 1970). Н.А. Штрейс (1968) подчеркивает, что фазы складчатости не рождают гранитоидный магматизм, а изменяют условия проницаемости крупных тектонических форм и способствуют окончательному становлению гранитоидных тел.

Зоны высокой проницаемости обеспечивают быстрое продвижение магмы, ее слабую дифференциацию, однородность горных пород, и, наоборот, в случае слабой проницаемости среды магма дифференци-

руется, взаимодействует с вмещающими породами (Фролова, Рудник, 1972). В конечном счете, с различной проницаемостью среды связаны вулcano-плутонические формации, выделенные Е.К. Устиевым (1963). Исходя из петрографических и петрохимических особенностей вулcano-плутонических формаций Охотско-Чукотского пояса, Е.К. Устиев, вслед за А.Н. Заваришким, делает вывод о едином магматическом источнике вулканических и плутонических серий; вулканические и плутонические гипабиссальные серии — это различные формы выражения эволюции магматического процесса в связи с изменениями тектонических условий. Е.К. Устиев выделяет три главных типа формаций: вулканический (на кратогенах и в области завершённой складчатости); плутонический, связанный с орогенами; вулcano-плутонический, характерный для верхних структурных горизонтов складчатых поясов и областей завершённой складчатости.

Особенности тектонического режима определяют возникновение вулканических аппаратов двух классов (Горшков, 1963, 1964; 1967; Decker, 1963, 1965): 1) вулканы внутриокеанических островов и срединных океанических хребтов (рифтовые зоны, в которых преобладают растяжения); 2) вулканы островных дуг и континентов (?) — орогенные вулканы (преобладают сжатия). Этот тезис еще усиливается в работах Э.Н. Эрлиха (1969, 1973), который выдвигает принцип соответствия типа вулканизма типу динамической обстановки в зоне генерации магм (а не определенному этапу развития структур земной коры, что принимается чаще всего). Выделяются две группы формаций вулканических пород: 1) базальтоидная, связанная с обстановкой общего растяжения; 2) известково-щелочная и щелочных ультраосновных пород, связанных с зонами глубинных сдвигов. В последнем случае при общем сжатии в области магмообразования вулканы располагаются на трещинах отрыва. Наблюдается связь эффузивов разного состава с различными геоструктурными условиями: меняется химизм базальтоидов, устанавливается приуроченность кислого вулканизма к зонам быстро растущих поднятий (вне зависимости от особенностей предшествующего геологического развития), а щелочного — ультраосновного вулканизма — к областям со стабильным тектоническим режимом.

Распределение различных типов динамической обстановки во фронтальных и тыловых частях вулканического пояса приводит к поперечной зональности, а различия в степени подвижности отдельных звеньев вулканического пояса к продольной зональности в распределении различных типов вулканизма и петрохимически различных формаций. Отмечается независимость типа вулканизма от мощности и типа земной коры. Наконец, Э.Н. Эрлих и К.Н. Рудич (1973) отрицают обычное противопоставление типа динамической обстановки внутриконтинентального вулканизма (своды и рифты) и вулканизма островных дуг: в обоих случаях имеет место смена обстановки сжатия и растяжения, отражающая пульсационный режим Зем-

ли. Если считать, что упоминавшиеся выше тектонические представления и понятия (рифты, островные дуги, эвгеосинклинали и т.п.) отражают преобладание того или иного динамического режима в коре и мантии, то разногласия между представлениями Э.Н. Эрлиха и приведенными выше не столь уж велики. Например, Е.Е. Милановский (1972), классифицируя рифтовые зоны, выделяет рифтоподобные зоны в пределах молодых складчатых сооружений, как, например, на Камчатке, отражая тем самым смену динамической обстановки внутри крупной тектонической структуры. В современном тектоническом плане Земли рифтовые пояса (по Е.Е. Милановскому) — зоны преимущественного растяжения — закономерно сочетаются ("уравновешиваются") с геосинклинально-орогенными поясами — зонами преимущественного сжатия.

Континентальные и океанические рифты существенно различаются по составу вулканических пород: в первых преобладают щелочные породы, во вторых — толеиты. Так, например, в пределах Срединного Атлантического хребта (45° с.ш.) цикл извержений начинается оливиновыми толеитами, сменяющимися затем высокоглиноземистыми (переходными) базальтами и щелочными оливиновыми базальтами. Центры вулканизма и вулканические породы разного состава внутри рифтовых зон распределены неравномерно; изливания в районе Гавайской рифтовой зоны сосредоточены лишь на пересечениях разломов двух секущих направлений (Woodard, 1966), характерных для рифтовых зон (Милановский, 1972). В ходе извержений вулканические очаги перемещаются за пределы рифтовой долины (Aumento, 1967, 1968). А.Р. МакБирни и А.Дж. Гасс (MacBirney, Gass, 1967) подчеркивают связь насыщенных кремнекислотой базальтов с гребнями океанических поднятий, с районами повышенного теплового потока, а щелочных базальтов, недосыщенных SiO_2 , со склонами поднятий или с удаленными от хребтов участками, где тепловой поток менее интенсивен. Из этого авторы делают вывод, что магма, насыщенная кремнеземом, образуется на относительно небольших глубинах, тогда как недосыщенная — на больших. Однако сходство отношений $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ оливиновых толеитов рифтовой долины и щелочных базальтов прилегающего хребта ($0,7033 \pm 0,001$) свидетельствует о том, что они имеют единый магматический очаг (Aumento, 1967).

В заключение этого раздела следует сказать, что основное внимание было уделено связи магматизма и тектоники в поздней истории Земли, когда относительно четки главные закономерности, что очень важно для надежной увязки с ними данных о магнитных свойствах магматических горных пород.

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И КРИСТАЛЛИЗАЦИИ МАГМ ПО ДАННЫМ ВУЛКАНОЛОГИЧЕСКИХ И ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Условия образования магматических пород по данным изучения деятельности современных вулканов

Условия на поверхности Земли существенно отличаются от глубинных, и поэтому после излияния лавы следует ожидать изменения минерального состава и, в частности, состава и количества магнитных минералов.

Температура излияния современных кислых и основных лав широко варьирует от 550–700 до 1300–1500°C (Ингерсон, 1959; Thompson, Tilley, 1969; и др.) и в большой степени зависит от газонасыщенности. Например, температура лавы Этны (излияние 1966 г.) с очень малой газонасыщенностью внутри потоков равна 1000–1050°C (Tanguy, Biquand, 1967). Температура лавы, остывшей с поверхности, уже на глубине нескольких дециметров близка к указанной величине. Толеитовые базальты Гавайских островов, газонасыщенность которых составляет 0,5–2 вес.%, имеют температуру на поверхности потоков 1050–1200°C (MacDonald, 1963). В составе неконтаминированных газов в периоды эксплозий преобладает CO_2 ; присутствуют вода, углеводороды, водород (Войтов и др., 1970; Tazieff, 1971).

Температуру лавы и ее затвердевшей корки измеряли в течение шести месяцев на лавовом озере Алаэ, образовавшемся при извержении побочного кратера вулкана Килауэа 21–23 августа 1963 г. Толщина корки увеличилась за полгода от 0,3 до 5,8 м, а температура на поверхности озера упала до 45°, тогда как у основания корки составляла 1067° и на глубине 2,3 м под коркой – 1135°C. Температура жидкой лавы практически совпала с ее температурой в момент излияния (Peck a.o., 1964). В сентябре 1964 г., когда лава полностью затвердела, на глубине 9–10 м температура была равна примерно 900°C, на поверхности – 15–85°C (Decker, Peck, 1967). Судя по распределению изотопов кислорода между магнетитом и плагиоклазом, строго равновесными с жидкой лавой, температура кристаллизации кислых и основных лав колеблется в пределах 980–1100°C (Anderson a.o., 1971). Это согласуется с измерениями по титаномагнетит-ильменитовому геотермометру (см. рис. 6) и с непосредственными измерениями температуры кристаллизации лав.

Оценка температур излияния лав показывает, что кристаллизация минералов титаномагнетитовой серии происходит после их излияния. Однако состав титаномагнетитов не соответствует условиям P и P_{O_2} на поверхности Земли. Иными словами, имеет место "запоминание" глубинных условий, механизм которого необходимо

разобрать. В первую очередь следует остановиться на скорости изменения P - T -условий, которая определяется скоростью продвижения и застывания магмы и, в свою очередь, определяет возможность ее дифференциации.

Вязкость лав упомянутых извержений изменяется от $5 \cdot 10^2$ пуаз (жидкая гавайская лава, газонасыщенность не менее 2%) до 10^5 пуаз (лава Этны 1966 г. с незначительным содержанием газов) (MacDonald, 1963; Tanguy, Biquand, 1967). С указанными величинами вязкости согласуются результаты лабораторных опытов (Shaw a.o., 1968): вязкость базальтов увеличивается от $5 \cdot 10^2$ пуаз для жидкой лавы ($t_0 = 1200^\circ\text{C}$) до $8 \cdot 10^3$ пуаз для равновесной жидкостно-кристаллической системы (при 1130°C); с понижением температуры вязкость возрастает. Вязкость кислых лав приблизительно на три порядка выше, чем основных. Скорость излияний, зависящая от вязкости магмы, достигала, например, при извержении Этны в 1971 г. (Tanguy, 1971) 25 км/час (вязкость около 10^3 пуаз); тогда как кислые магмы вследствие более высокой вязкости двигаются во много раз медленнее и, вследствие этого, кристаллизуются большей частью до выхода на поверхность.

Таким образом, минимальная скорость движения базальтов, с которой отлично согласуется расчетная скорость внедрения базитовых даек, составляет десятки метров в час, максимальная — десятки километров в час (Попов, 1972).

С этой скоростью, очевидно, связано явление "запоминания" расплавом с низкой вязкостью глубинных T - P -условий, выражающееся в появлении различных магнитных минералов.

Концентрация магнитных минералов в лаве зависит от скорости ее остывания — содержание этих минералов растет по мере уменьшения скорости: так, например, в пиллоу-лавах наблюдается резкое увеличение количества магнитных минералов во внутренних частях подушек по сравнению с их стекловатыми краями.

Это фиксируется так же закономерным увеличением k , I_n , I_{rs} , I_s (Комаров, 1963; Печерский, Мирлин, 1971; Печерский, Назарова, 1974).

Последовательность кристаллизации базальтов лучше всего прослежена на лавах озера Алаэ (Decker, Peck, 1967). Здесь при температуре 1140 – 1070°C первым из расплава выделился оливин; он реагировал с расплавом с образованием оторочек клинопироксена и плагиоклаза. Эти два минерала ниже 1070°C кристаллизуются в постоянном соотношении. Ильменит и титаномагнетит впервые появляются при 1070°C , их количество резко возрастает при 1000°C . По данным Райта и Веблина (1967) при 1070°C , когда уже закристаллизовалось 50% расплава, первым выпадает гемоильменит, близкий к ильмениту; титаномагнетит образуется около 1050°C , когда кристаллизовалось уже примерно 65% расплава. Отношение количества титаномагнетита к гемоильмениту составляет от 1:4 до 1:10. Застывшая при 1070°C лава содержит 65% стекла, при 980°C — только 8%, при этом стекло более кислое. Застывший

базальт представляет гомогенную тонкозернистую породу с модальным составом: авгит (+пижонит) — 48,3%; плагиоклаз 34,2%; стекло — 7,9%; гемойльменит + магнетит — 6,9%; оливин — 2,7%. Единственным признаком дифференциации расплава является выжимание в трещины и в скважину жидкости, обогащенной SiO_2 , $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$, TiO_2 , Na_2O , K_2O , P_2O_5 , F.

В составе цветных минералов в лавовом озере глубиной 70 м (кратер Макаопухи) прослеживается переход от пород закаленной корки, обладающих признаками щелочных оливиновых базальтов, к породам основной части разреза со свойствами оливиновых толеитов. В основании разреза наблюдается зона мощностью 23 м, содержащая 21% оливина; ее образование связано с отсадкой фенокристаллов оливина при средней скорости осаждения $4 \cdot 10^{-6}$ см/сек.

Кристаллизация шла в следующем порядке: хромит — оливин — авгит — плагиоклаз — пижонит — рудные минералы и ортопироксен — щелочные полевые шпаты — кислое стекло (Evans, Moore, 1968). Состав лавы, излившейся из кратера Килауэа-Ики в 1959 г., характеризует первую стадию фракционной кристаллизации толеитовой магмы. Путем гравитационного осаждения кристаллов оливина ($\text{Fa}_{12,5}$) образовалась серия дифференциатов от пикритовых базальтов, содержащих 50% оливина, до базальтов, содержащих 1% оливина. Наиболее высокая температура кристаллизации характерна для пикритовых базальтов. Приведенные сведения позволяют предполагать зональное строение магматических камер с низкотемпературной и бедной оливином верхней частью и высокотемпературной, богатой оливином, нижней. Наиболее обогащенные оливином лавы относятся к периодам наибольшей скорости истечения магмы (Murata, Richter, 1966).

В результате дифференциации расплава в камере или по пути движения магмы до ее излияния возникает сложная структура базальтового стекла, которая выявляется только с помощью электронного микроскопа. Эта структура обусловлена присутствием сферических частиц стекла размером 2000–3000 Å (Trichet, Sella, 1968). Аналогичные частицы наблюдали многие исследователи в основных вулканических стеклах Гавайских островов, Новых Гебридов, Исландии и др. По химическому составу такие частицы кислее стекла.

Таким образом, из приведенных данных мы видим, что дифференциация идет на всех стадиях процесса, вплоть до кристаллизационной дифференциации в лавах. Следовательно, чем больше скорость, с которой поднимается магма к поверхности Земли, тем ближе к исходному магматическому расплаву состав излившейся лавы. В зависимости от скорости подъема магмы могут возникнуть типично интрузивные (медленный процесс) и вулканические (быстрый процесс) образования. В последнем случае кристаллизация расплава может начинаться до излияния лавы на поверхность Земли (Сперанская, Печерский, 1964; Тихомирова, 1965). В об-

сидианах и эффузивах кислого и щелочного состава многих районов наблюдаются признаки ранней кристаллизации магнетита и ильменита, в виде их включений в фенокристаллах цветных минералов (Carmichael, 1966; Печерский, Финько, 1970).

В отличие от вулканических образований, условия становления интрузий оценить сложнее, вследствие их недоступности непосредственным наблюдениям. О них можно судить косвенно, по состоянию интрузивных пород, минеральным ассоциациям, по результатам опытов. Так, например, в Черногорской интрузии Норильского района, судя по образованию пироксена (данные гомогенизации газожидких включений), температура ее кристаллизации возрастает с глубиной и начинается при 1270°C : слой пикритовых габбро-диабазов образуется при $1265\text{--}1270^{\circ}\text{C}$, оливиновых габбро-диабазов - при $1255\text{--}1265^{\circ}\text{C}$; безоливиновых - при $1210\text{--}1230^{\circ}\text{C}$, пегматитные прослои среди последних дифференциатов - при 1120°C (Булгакова, 1969). В Гулинской щелочной ультраосновной интрузии вкрапленники кристаллизовались в широком температурном интервале: оливин - при 1450°C , пироксен - $1170\text{--}1230^{\circ}\text{C}$, нефелин - $950\text{--}1080^{\circ}\text{C}$ (Костюк, Панина, 1970; Соболев и др., 1972). Скорость внедрения магмы интрузии Норильск I при формировании камеры составляет не менее 30 км/час, длительность ее кристаллизации примерно 500 лет (Золотухин, Шаратов, 1968), первично-магматические минералы кристаллизуются при $1140\text{--}1175^{\circ}$ (Булгакова, Рябов, 1972). Джегейр (Jaeger, 1957, 1964) теоретически рассчитал распределение температур при внедрении интрузии (см. рис. 59), Е.В. Шевченко (1965) - продолжительность остывания малых интрузий с учетом, кроме тепла магмы, теплоты кристаллизации минералов, энергии смешения магмы с газом и другие экзотермические реакции (табл. 8). По расчетам И.В. и Б.И. Беловых (1970), время остывания магматических тел базальтового состава измеряется миллионами лет. Продолжительность кристаллизации, как функцию мощности тела, могут характеризовать следующие данные. При мощности тела 0,01 м время кристаллизации составит 0,0027 года; 0,04 м - 0,011 года; 0,1 м - 0,038 года; 0,2 м - 0,16 года; 0,41 м - 0,93 года; 10 м - 99,8 лет; 31,7 м - 965 лет; 99,8 м - 9986 лет.

Наиболее эффективным переносчиком тепла остывающей магмы является, очевидно, вода; количество тепла, переносимого водным потоком, может быть более чем в 100 раз больше теплотока, обусловленного за то же время теплопроводностью Земли (Hogi, 1964).

Итак, по данным непосредственного изучения современных вулканов и продуктов их деятельности удастся изучить состояние магмы в момент излияния, скорость ее продвижения, процесс кристаллизации, в частности кристаллизацию в ней магнитных минералов, а главное - "запоминание" последними глубинных, близких к равновесным, условий в магме. "Запоминание" тем сильнее, чем менее вязка магма, чем быстрее ее продвижение к месту остывания

и кристаллизации. При медленном остывании в магме, и даже в лаве, происходит кристаллизационная дифференциация, что, конечно, нарушает условия равновесия. Значит, "запомнят" близкие к равновесным глубинные условия только минералы ранней стадии кристаллизации.

Магнитные минералы и титан в изверженных горных породах

Присутствие магнитных минералов в горных породах дает информацию об определенных закономерностях, существовавших во время образования магматических пород. Распределение магнитных минералов зависит от окислительно-восстановительных условий и скорости кристаллизации. От состава пород, в частности от содержания в них железа, концентрация магнитных минералов как в интрузивных, так и в эффузивных магматических породах зависит мало (Печерский, 1964, 1967; Дортман и др., 1964; Ященко и др., 1965 и др.); так, например, среднее содержание магнетита в гранитах и диоритах - 0,5%, в гранодиоритах - 1,77%. Нормальные (альпийские) гипербазиты континентов и океанов, которые состоят преимущественно из железо-магнезиальных силикатов и очень близки по составу к "глубинным" включениям и ксенолитам в базальтах, - большей частью не содержат первичномагматических магнитных минералов. Эти последние присутствуют в специфических по составу и происхождению щелочных ультраосновных породах и рудных оливинитах. Появление магнитных минералов в гипербазитах нормального ряда чаще бывает связано с различными вторичными процессами, как поздние - так и постмагматическими, например, - с наиболее распространенным процессом серпентинизации.

Во всех более кислых породах также встречаются магнитные минералы, но их распределение крайне неравномерно и зависит от условий образования пород.

Среди аксессуарных минералов в гипербазитах преобладает хромшпинель, обычно немагнитная (Заварицкий, 1956; Плошко, Богданов, 1968; Bonatti, 1968; Page, 1967), пикотит (Page, 1967), отмечаются ильменит, пирротин, халькопирит, пирит (Борисенко, 1967; Францесон, 1968; Babkine, 1966).

Содержание аксессуарных минералов, например, магнетита, в гранитоидах Сьерры-Невады, зависит от присутствия в породах CaO : он наблюдается только в тех разновидностях, которые содержат $\text{CaO} > 2,8\%$. Существует прямая связь концентрации магнетита с золотоносными гранитоидами и обратная - с оловоносными (Печерский, 1964; Печерский, Якулов, 1965, 1967).

Титан - главный (после железа) компонент природных магнитных минералов, поэтому очень важно рассмотреть его распределение в магматических породах. Из анализа химического состава ультраосновных, основных и кислых пород (Заварицкий, 1956) следует, что титан накапливается главным образом в основной магме и

содержание его находится в прямой зависимости от глубины зарождения магмы (Штейнберг и др., 1964).

На примере Алтае-Саянской области показано (Абрамович, Высокоостровская, 1964), что среди главных типов пород разновозрастных магматических формаций наиболее низкое среднее отношение $100 \text{ Ti/Fe} \approx 1,5$ свойственно продуктам глубинной перидотитовой магмы, максимальная его величина (1,5–6) характерна для базальтоидов мезозойской трахибазальтовой формации и габброидов гранитной формации малых глубин. Производные базальтовой магмы характеризуются монотонным увеличением отношения Ti/Fe от кислых к основным и ультраосновным дифференциатам. Для гранитной и гибридной базальтовой серий выделяется отчетливый максимум отношения Ti/Fe , отвечающий породам среднего и умеренно кислого состава. Это отношение существенно зависит от щелочности пород: уменьшается от щелочноземельных пород к нефелин-содержащим.

Распределение титана между окислами и силикатами определяется началом выпадения Fe-окислов согласно реакции: $\text{Fe(Ti)} - \text{содержащий силикат} + \text{Fe-окисел} = \text{беститановый Fe-силикат} + \text{Fe-Ti-окисел}$ (Verhoogen, 1962). В быстро остывающих вулканических породах равновесие может быть не достигнуто. Значительная часть титана находится, с одной стороны, в силикатах – в пироксенах, оливинах, амфиболах, слодах, сфене – с другой, – в окислах, содержащих титан и железо (ильменит, титаномагнетит). Это отражает двойственность геохимии титана: он относится к семейству железа и в то же время характеризуется литофильными свойствами (Шербина, 1971). Наиболее высокое содержание титана наблюдается в пироксенах щелочных пород, наиболее низкое – в пироксенах толеитов. Количество титана в пироксенах не связано прямой зависимостью с его содержанием в породе. Например, в двух породах содержание TiO_2 близкое – 2,79 и 2,48%, тогда как в пироксенах этих пород – разное: 5,1 и 0,5% (Muir, 1954).

Расчеты реакций и изучение химических составов клинопироксенов показывают (Шкодзинский, 1968), что все пироксены пород, насыщенных кремнекислотой, независимо от их щелочности, содержат небольшое и примерно одинаковое количество титана (изоморфизм Ti-Si , титан находится в четверной координации); пироксены недосыщенных кремнекислотой пород с различной щелочностью (с оливином и нефелином) имеют повышенную титанность.

Титан может присутствовать не только в форме Ti^{4+} , но и в виде Ti^{3+} (Цветков, 1951; Goldschmidt, 1954; Rankama a. o., 1950). С.Д. Попов (1966) отмечает, что в сфене, в условиях высоких температур, может находиться Ti^{3+} . С помощью электронного микроскопа установлено, что в титансодержащем андрадите титан находится в трехвалентной форме (Howie, Wolley, 1968). Присутствие Ti^{3+} в силикатах не требует сильновосстановительных условий, особенно при наличии железа: $\text{Ti}^{4+} + \text{Fe}^{2+} \rightleftharpoons \text{Ti}^{3+} + \text{Fe}^{3+}$. Однако в случае окислов равновесие смещается влево (Verhoogen,

1962). При проникновении в пироксен титана в форме Ti^{3+} вполне возможна (энергетически выгодна) реакция распада пироксена с выделением ильменита $MgFeSi_2O_6 + TiO_2 \div FeTiO_3 + SiO_2 + MgSiO_3$.

На распределение титана также влияют температура и активность кремния (в недосыщенных расплавах кремний прямо или косвенно вытесняется из соединения титаном). Однако главную роль, вероятно, играет температура. Термодинамические расчеты показывают, что понижение температуры ведет к уменьшению в силикатах титана (Verhoogen, 1962).

Выделение титана в виде окислов в большой степени зависит от P_{O_2} . Так, например, $\Delta G = -3,8$ ккал при $1200^\circ C$ реакции

$FeO + TiO_2 = FeTiO_3$ достаточно для того, чтобы убрать большую часть титана из силикатов. Однако FeO может существовать только при очень низкой P_{O_2} . Например, при $P_{O_2} \leq 6 \times 10^{-5}$ атм и $1200^\circ C$

реакция типа $2Fe_3O_4 + 6TiO_2 = 6FeTiO_3 + O_2$ идет вправо с образованием ильменита или ульвошпинели (см. часть первую). Таким образом, эффективное удаление титана из силикатов возможно при низких P_{O_2} , реально существующих в базальтовых и других расплавах (см. ниже).

Опыты с системой $MgO-SiO_2-TiO_2$ показали существенное обогащение TiO_2 при повышении давления (MacGregor, 1966, 1969). Зависимость между содержанием титана и давлением приведена в табл. 7.

Таблица 7

Зависимость между содержанием титана, кремния, магния и давлением

P	MgO	SiO_2	TiO_2
1 атм	31	36	33
10 кбар	26	33	41
20 "	25	25	50
40 "	25	23	52

Если результаты этих опытов можно перенести на базальты, то с возрастанием давления и глубины происходит существенное обогащение первоначально плавящихся базальтов титаном, наиболее резкое в интервале давления, равном 10–20 кбар.

Такая зависимость распределения TiO_2 (и SiO_2) от давления согласуется с бимодальным распределением содержания окиси титана в кайнозойских базальтах. На основании этого Мак-Грегор делает вывод об образовании базальтов на двух резко различных глубинах. Характерно, что интервалу давлений, при которых наблюдается резкое увеличение в расплаве титана, соответствует интервал давления, характеризующийся исчезновением титаномагнетита (см. рис. 55).

Р—Т-условия образования магм и магматических пород
(эксперимент)

Выше, в гл. I части второй был кратко рассмотрен возможный состав вещества мантии. Естественно предполагать, что магмы образуются в результате частичного или полного расплавления этого вещества и объяснять разнообразие магматических пород различной степенью выплавления субстрата. В связи с этой проблемой, многочисленные эксперименты были посвящены плавлению ультраосновных пород и искусственных систем, близких к гипербазитам. Перидотиты начинают плавиться при 1100°C , если $P = 1$ атм, при 1320°C , если $P = 20$ кбар и при 1570°C , если $P = 40$ кбар (Ito, Kennedy, 1966, 1967); количество выплавленного материала растет от 4% при 1250°C до 26% при 1355°C , причем с увеличением выплавленной части расплав обедняется SiO_2 , H_2O , CaO , Na_2O , K_2O , TiO_2 и обогащается MgO (Reay, Harris, 1964; Reinhardt, 1966). Состав выплавки от частичного плавления перидотита при 20 кбар отвечает оливиновому толеиту, а при 30 кбар — базаниту (Куширо, 1972).

Из результатов опытов Преснала (Presnall, 1965, 1966) следует, что присутствие небольших количеств FeO , Fe_2O_3 и CaO в дунитах и гарцбургитах не понижает температуру ликвидуса настолько, чтобы можно было ожидать в земной коре магмы такого состава. Около 1300°C , при низком давлении, перидотиты частично могут существовать в жидком виде; для полного плавления требуется температура около 1700°C . Из данных ряда опытов, проведенных при давлении, равном 30 кбар, с искусственными системами (диопсид — пироп; волластонит — энстатит — корунд — форстерит) и природными минералами, составляющими гранат—перидотитовые нодулы кимберлитов, следует, что первичным расплавом, образовавшимся путем выплавления из гранат—перидотитовой мантии, является пикритовая или оливин—толеитовая магма (Onuma, 1965).

В результате плавления маймечита и пород ряда оливинит — перидотит при давлении от 8 до 50 кбар и температуре от 1200 до 1850°C в присутствии 2–3% воды (Геншафт, Наседкин, 1968; Геншафт и др., 1969) получены остаточные расплавы, близкие по составу к базальту. Плавление начинается при 1450°C и охватывает 40–50% объема при 1600 – 1700°C . В процессе эволюции расплава, при 1380 – 1450°C образуются высокоглиноземистые базальты, при более высоких температурах (до 1650°C) — расплавы, соответствующие нормальным базальтам и андезит—базальтам.

Н.И. Хитаров, В.А. Пугин и Б.А. Слуцкий (1972) детально изучили условия плавления и кристаллизации толеитов. По их данным, температура ликвидуса высокоглиноземистого толеита изменяется от 1250 (при $P = 1$ атм) до 1420°C (28 кбар), при этом ликвидус—солидусная область расширяется от 75 до 190°C ; температура ликвидуса кварцевого толеита изменяется от 1200 (1 атм) до 1430°C (28 кбар), область ликвидус—солидус расширяется

от 50 до 225°C. Таким образом, в расширяющейся с повышением давления ликвидус-солидусной области, где существуют жидкая и твердая фазы, осуществляется дифференциация толеитового расплава. На глубинах более 60-65 км, при давлении около 20 кбар и более и при постепенном охлаждении расплава она должна привести к обогащению его кремнекислотой с образованием магм среднего и кислого состава и отделением твердых остатков в виде пироксенов, гранулитов, эклогитов и лерцолитов.

По данным наиболее полных исследований естественных базальтов и близких к ним систем при давлении от 1 атм до 40 кбар (Йодер, Тилли, 1965; Yoder, 1964) два основных типа магм (щелочно-базальтовую и толеитовую) можно получить из единого исходного вещества при изменении P - T -условий. Дальнейшая эволюция магм на меньших глубинах вызвана кристаллизационной дифференциацией, окислением - восстановлением, отделением газов, контаминацией и т.д. Температура плавления у всех членов щелочно-базальтовой серии выше, чем у толеитов, при той же величине железистости. В опытах Х. Тилли и С. Йодера "магнетит" кристаллизуется из расплава при 1175-1275°C ($P = 1$ атм); температура кристаллизации зависит от состава базальтов. При закалке эклогитов различного состава температура кристаллизации "магнетита" колеблется от 1150 ($P = 1$ атм) до 1050-1100°C ($P = 10$ кбар). В интервале давления, равного 20-40 кбар при температуре 1400-1100°C из плавок различных эклогитов и базальтов "магнетит" не кристаллизуется.

Большой интерес представляют обширные эксперименты по плавлению и дифференциации базальтовой магмы от оливиновых толеитов до щелочных базальтов в интервале давления, равного 9-27 кбар (Грин, Рингвуд, 1968б, 1972; Green, Ringwood, 1967). Количество потерянного в этих опытах железа больше, чем в случае опытов в области субсолидуса (см. стр. 111; Грин, Рингвуд, 1968а). Эта потеря происходит после образования большей части кристаллов в центральной части капсулы. Отношение $Fe_2O_3/(FeO + Fe_2O_3)$ изменяется преимущественно от 0,025 до 0,2 и в среднем равно 0,1. Условия появления титаномагнетита (см. рис. 55) близки к условиям кристаллизации в твердом состоянии (см. стр. 111; Грин, Рингвуд, 1968а). Это позволяет говорить о соответствии режима кристаллизации магнитных минералов магматических пород и физико-химических условий глубинным условиям.

Итак, главные типы базальтовых магм могут возникать путем прямого частичного плавления вещества мантии или вследствие фракционной кристаллизации "первичной" пикритовой магмы. Тип магмы определяется P - T -условиями, при которых происходит либо выделение магмы из первичного перидотита мантии, либо отсадка кристаллов из первичной пикритовой магмы. Дифференциация богатой оливином толеитовой магмы при давлении, равном 12-20 кбар, приводит к появлению щелочного базальта или базанита; при 7-12 кбар появляется высокоглиноземистый оливиновый толеит и

при $P < 5$ кбар – кварцевый толеит. Резких границ между ними нет. Высокглиноземистые оливиновые толеиты могут возникнуть в результате прямого плавления вещества мантии при условии, что глубина, на которой происходит отделение магмы от остатка, составляет около 30 км. На глубинах 35–60 км при частичном плавлении 20% пиролита (объем выплавки составляет 20%) образуется магма, имеющая состав щелочного базальта.

Через оливиновые базальты она связана постепенными переходами с богатыми оливином толеитовыми жидкостями, которые образуются при плавлении примерно 30% пиролита; при этом температура возрастает, давление остается постоянным. На глубинах около 90 км и более плавление 30–40% первичного перидотита мантии приводит к образованию пикритов, в нормативный состав которых входит более 35% оливина и 10–15% гиперстена. Такая недифференцированная магма, возможно, в редких случаях и достигает поверхности.

Здесь не затронут дискуссионный вопрос о роли ассимиляции в эволюции магмы. Судя по существующим данным, роль ассимиляции в образовании различных по составу основных магм невелика и резко возрастает в случае гранитных магм. Образование последних происходит, очевидно, как в результате плавления пород земной коры, так и в результате дифференциации магмы основного состава.

Ранее отмечалось большое влияние скорости остывания на кристаллизацию расплава. Установлено (Рашин, 1961; Хан и др., 1966), что в зависимости от условий кристаллизации образуются различные по составу и структуре кристаллические фазы. Например, при равновесной кристаллизации искусственной плавки, содержащей примерно 40% кремнекислоты, образуются преимущественно плагиоклаз и пироксен. Сравнительно быстрое охлаждение способствует образованию магнетита в многочисленных центрах кристаллизации. Изменение отношения Fe_2O_3/FeO от 0,7–0,74 в исходном материале до 0,83–1,18 после плавки, не зависящее от скорости охлаждения (Хан и др., 1966), свидетельствует об окислительных условиях плавки по сравнению с исходным материалом. После удаления железа происходит относительное обогащение остаточного расплава кальцием, магнием, алюминием, кремнием (Рашин, 1961). При охлаждении расплава, близкого по составу к пироксену со скоростью 50°/мин образуется большое количество стекла, если же скорость равна 20°/мин и менее – условия затвердевания приближаются к равновесным, происходит выделение из расплава оливина и плагиоклаза.

По данным опытов Леонтьевой (Заварицкий, Соболев, 1961), из базальтового расплава первым при 1300°С выделяется "магнетит", плагиоклаз выпадает при 1250–1260 и пироксен – при 1150°С. По другим данным (Stoch, Wyszomirsky, 1969), при кристаллизации базальта в режиме закалки при 1200°С первым кристаллизуется магнетит; пироксен выпадает при 1125°С; ниже 1100°С происходит спонтанная кристаллизация стекла; ход кристаллизации зависит только от падения температуры, время отжига на него не влияет.

Роль воды в образовании и кристаллизации магм (эксперимент)

Присутствие воды в магме влияет в конечном счете на образование магнитных минералов, хотя влияние это в основном косвенное. С одной стороны, содержание воды меняет P - T -условия ликвидуса, т.е. глубину плавления и кристаллизации магмы. С другой стороны, существенно изменяется порядок кристаллизации различных минералов. Парциальное давление или летучесть кислорода, тоже, естественно, зависит от содержания воды - этот вопрос специально разобран на стр. 144 (см. часть вторую, гл. III). Кроме того, повышение содержания воды понижает вязкость и увеличивает электропроводность расплава (Лебедев, 1972), это, в свою очередь, влияет на процесс его кристаллизационной дифференциации (Хитаров и др., 1969 а,б). Ниже основное внимание уделено первым двум зависимостям.

При низком давлении вода обладает значительно бóльшим молярным объемом, чем силикаты, поэтому в присутствии воды температура плавления силикатов понижается. Увеличение давления ведет к уменьшению молярного объема воды и повышению температуры плавления силикатов (подобно "сухой" системе). Следовательно, хотя в присутствии воды абсолютные значения температуры плавления силикатов меняются, - закономерности в относительных изменениях поведения системы при изменении давления должны сохраниться. О существовании такой закономерности свидетельствует ряд экспериментальных данных. Например, в водных условиях при 26 кбар перцолит начинает плавиться при температуре 1000°C, при 60 кбар - при 1150°C, т.е. на 400-700°C ниже солидуса безводного плавления (Kushiro, 1972; Kushiro a.o., 1968). При P_{H_2O} , равном 1030 бар, температура ликвидуса щелочных пород ниже на 240-300°C, чем при сухом плавлении, понижение P_{O_2} в тех же водных условиях вызывает дальнейшее снижение температуры ликвидуса на 30° (Sood, Edgar, 1970). В опытах с плавлением пиролита (Green, 1973) температура солидуса при водном плавлении заметно падает по сравнению с безводным (табл. 8).

Таблица 8
Температура солидуса при плавлении пиролита

$P_{общ}$, кбар	Температура солидуса при плавлении пиролита, °C		
	безводном	водном	
		воды 0,2%	воды 6,0%
10	1230	1100	980
20	1280	1150	970
30	1530	1040	1040

Как видно из табл. 8, равенство общего давления и давления водяного пара достигается при 30 кбар и содержании H_2O около 0,2%. П. Вилли (Wyllie, 1971), обобщая данные экспериментов с ультрасновными и основными породами, подчеркивает, что при умеренном геотермическом градиенте плавление в верхней мантии возможно уже при давлении, большем или равном 25 кбар, где в присутствии 0,1% воды условия будут приближаться к равенству $P_{общ} = P_{H_2O}$. П. Вилли указывает, что количество расплава зависит от количества водной фазы и предполагает, что процесс плавления стимулируется поступлением воды снизу. Д.Х. Грин и П. Вилли связывают понижение скоростей с областью солидуса пиролита; последняя образуется, если глубина, при которой $P_{общ} = P_{H_2O}$, приходится на соответствующий интервал температур. При содержании воды менее 0,4% такая глубина, по Д.Х. Грину, соответствует давлению 27–29 кбар (90–95 км), а в случае большего содержания воды – 18–20 кбар (60–70 км).

Граниты и сланцы, находящиеся под давлением водяного пара, равном 4 кбар, начинали плавиться при 660°C; содержание в воде примерно 4% H_2O снижало температуру до 590°C (Wyllie, Tuttle, 1960). Образцы биотитового гранита, содержащего 25–35% воды, плавилась при 620 ($P = 10$ кбар) и 605°C ($P = 15,3$ кбар; Voettcher, Wyllie, 1968). Таким образом, если геотермический градиент равен 30°/км, то в присутствии водяного пара на глубине 20–25 км может образоваться гранитный или гранодиоритовый расплав (Wyllie, Tuttle, 1960).

По данным непрерывных наблюдений за процессами гомогенизации включений расплава во вкрапленниках выявлено, что кристаллизация вкрапленников большинства эффузивов происходит в случае "сухих" магм при 1050–1350°C и выше, кварца гранитоидов – при 800–1080°C, в случае обогащения расплава водой температура снижается до 780–740°C – для магм кислого состава, 630–600°C – для щелочных и до 950–920°C – для базальтовых (Бакуменко, 1972).

Присутствие, помимо воды, других летучих соединений меняет эффект; так, например, при относительно низких давлениях (до 15 кбар) присутствие CO_2 поднимает температуру плавления более, чем на 100°C (Hill, Voettcher, 1970). При повышении давления такое различие сглаживается, что объясняется резким повышением растворимости в расплаве CO_2 (и других летучих).

Растворимость воды в расплаве базальта возрастает по мере повышения давления и температуры (Hamilton, Burnham, Osborn, 1964; Hamilton, Burnham, 1962; Хитаров, Кадик, Лебедев, 1968); это проверено для $T = 1000, 1100$ и $1200^\circ C$ и $P_{H_2O} = 1, 3, 5, 7$ и 9 кбар. Например, если $P_{H_2O} = 5$ кбар, растворимость воды составляет 7,34% (1000°C) и 8,44% (1200°C). Вода присутствует в молекулярной и диссоциированной форме, с повышением темпера-

туры количество последней увеличивается, и при 1200°C вода полностью диссоциирована. Величины растворимости воды в базальтах и гранитах при высоких температурах весьма близки.

Помимо температурного эффекта, присутствие воды меняет состав минеральных фаз и порядок кристаллизации минералов. В.А. Кутюлин (1966), например, отмечает, что относительный порядок выделения пироксена и плагиоклаза в большей степени зависит от давления водяных паров в период кристаллизации, чем от содержания соответствующих компонентов в исходной магме. Понижение давления (например, в результате подъема магмы) может вызвать дифференциацию базальтового расплава с отделением воды. Глубина, на которой начинается такой процесс, обусловлена первоначальной концентрацией воды в магме и температурой. Например, при содержании 3,2% воды в базальтовой магме и температуре 1200°C дифференциация начинается на глубине 3 км, а при 1000°C — на глубине 4–5 км. Охлаждение основных магматических масс может стать причиной отделения воды еще до начала интенсивной кристаллизации базальтов (при давлении 1 кбар и содержании воды в расплаве около 3% расплав начинает отдавать воду уже при 1200°C).

В присутствии воды при плавлении 20% лерцолита (26 кбар и 1200°C) состав расплава близок к дациту и с увеличением степени частичного плавления приближается к андезиту (Kushiro, 1970); в ходе фракционной кристаллизации оливин-толеитовой водосодержащей магмы в условиях закрытой системы при высоких давлениях также образуются богатые кремнеземом расплавы. В открытой системе ($P_{H_2O} < P$) состав образующегося расплава может оставаться

постоянным в значительном интервале парциального плавления (Kushiro, 1972). Правда, по данным Д. Грина (Green, 1973), из пиролита, содержащего воду, при давлении, превышающем 10 кбар, андезит и дацит непосредственно не выплавляются. Выплавка из водосодержащего базальта возможна в условиях давления ниже 10 кбар при его кристаллизационной дифференциации. Из опытов по кристаллизации высокоглиноземистых базальтов при давлении, равном 9–10 кбар, и $P_{H_2O} < P$ (Green, Ringwood, 1967) следует, что серии известково-щелочных изверженных пород могут образовываться при фракционной кристаллизации базальта в водных условиях на глубинах 30–40 км или при частичном плавлении амфиболита в сходных условиях (Йодер, Тилли, 1965).

Тенденция фракционирования сухого расплава оливинового нефелинита (Bultitude, Green, 1968) при давлении, равном 18–36 кбар, не согласуется с естественными химическими вариациями в сериях щелочных основных пород. С добавлением воды температура ликвидуса понижается на 150–250° (18–22 кбар, 1150–1250°C) и фракционирование "мокрого" расплава (18–27 кбар, $P_{H_2O} < P$) близко отвечает указанной природной серии.

В условиях последнего опыта титаномagnetит и другие магнитные минералы не кристаллизовались (Bultitude, Green, 1968). При

плавлении пиролита в водных условиях и давлении 10–40 кбар был получен только ильменит, температура кристаллизации его при содержании $H_2O=6\%$ близка к солидусу (см. табл. 8), а в случае $H_2O=0,2\%$ ильменит ниже 25–27 кбар не отмечен (Green, 1973).

Экспериментально установлено, что при кристаллизации гранитного расплава (Хитаров, Нагапетян, Лебедев, 1969а,б) в присутствии воды ($P_{H_2O}=2000 \text{ кг/см}^2$) 30–35% кристаллической массы возникает в интервале 900–700°C, остальная часть жидкости кристаллизуется в очень узком температурном интервале, равном всего 25°C (рис. 58). Первыми кристаллизуются биотит и плагиоклаз,

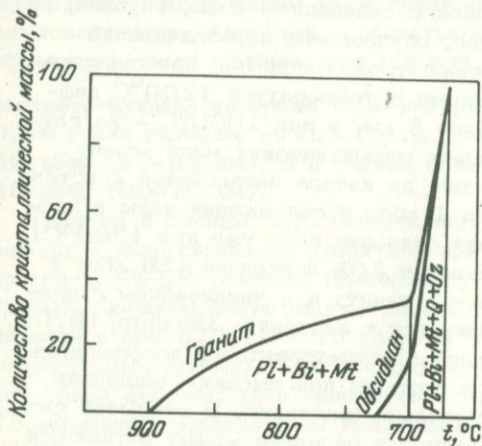


Рис. 58. Ход кристаллизации расплава из природного гранита и обсидиана при $P_{H_2O}=2000 \text{ кг/см}^2$ (Хитаров и др., 1969б)

затем, как и в случае базальтового расплава, находящегося в подобных условиях, начиная с 860–870°C, – магнетит (Nesbitt, Hamilton, 1970). При охлаждении расплава дацитового состава в тех же условиях интервал кристаллизации темноцветных минералов и плагиоклаза равен 250°C (925–675°C). Остальная, большая часть расплава кристаллизуется в узком интервале 25°C в виде кварца и ортоклаза. При падении P_{H_2O} от 3000 до 500 кг/см² кристаллизация биотита и амфибола также резко падает, при 500 кг/см² эти минералы уже не возникают и тогда большая часть железа идет на образование окислов. Количество воды в закристаллизовавшемся граните ($P_{H_2O}=2000 \text{ кг/см}^2$) – 5–5,3%, а в образцах обсидиана – 6,3–7,3% (время кристаллизации 4–20 часов). Ниже 750°C сброс воды в ходе кристаллизации гранитного расплава идет очень медленно: так при изменении P_{H_2O} от 2000 до 500 кг/см² содержание воды не менялось в течение 16 часов, лишь при выдержке 65 и 160 часов количество растворенной воды в ходе кристаллизации уменьшилось.

Если в опытах Н.И. Хитарова и его соавторов (1969а,б), а также других исследователей магнетит часто кристаллизовался из гра-

нитного расплава ниже 800 и даже ниже 500°C (Печерский, 1964), в опытах А.Пивинского и Р.Вилли (Piwinski, Wyllie, 1968), плавивших гранитоидные породы в присутствии 15–25% воды (P до 3 кбар и t° до 1000°C), темноцветные не плавилась до 900°C, а магнетит даже при 1000°C. Исследователи, соответственно, предположили существование гранитного расплава, содержащего кристаллы темноцветных и рудных минералов (магнетита и др.), непереплавившихся из материнских пород.

В подавляющем большинстве приведенных выше опытов с участием воды не контролировалась P_{O_2} (см. часть вторую, гл. II).

Влияние последней ярко видно на следующем примере. При плавлении базальта в условиях $P_{H_2O} = 2$ кбар и P_{O_2} , отвечающей кварц-магнетит-фаялитовому буферу, и в "безбуферном" варианте опыта, получали сходный состав кристаллизующихся минералов и разный порядок их кристаллизации. Это было особенно заметно на титаномагнетите. В "безбуферном" варианте он кристаллизовался одним из первых, начиная с 1100°C, а в случае буфера титаномагнетит появлялся лишь при 860°C (Nesbitt, Hamilton, 1970). Этим можно отчасти или полностью объяснить разногласия ряда экспериментов.

Многие исследователи придают воде первостепенное значение в процессах магмообразования и кристаллизации (например, Шейнманн, 1969а), хотя связь количества воды с конкретными глубинами по данным разных авторов различна. Так, И.Х.Хамрабаев и Э.В.Искандеров (1964) для определения глубинности магматических пород предлагают такое соотношение количества связанной воды с глубиной формирования горной породы: глубина меньше 1 км – 1,1–1,4% H_2O ; 1–3 км – 1,5–3,0% H_2O ; 3–6 км – 3,5% H_2O ; более 6 км – 12% H_2O > 5%. Д.С.Штейнберг с соавторами (Штейнберг, Ферштатер, 1968; Штейнберг и др., 1971) выделяют два главных типа гранитов (и магм): водные магмы, кристаллизующиеся при 500–700°C и маловодные – при 750–850°C. Первые соответствуют амфиболитовой фации метаморфизма, вторые – гранулитовой. Маловодные гранитные магмы поднимаются до любого уровня земной коры, включая поверхность Земли, а водные – до глубины 15–20 км от поверхности. Высокотемпературные маловодные граниты более окислены, для них характерен первичный магнетит, отсутствующий в водных гранитах. Первые, соответственно, являются магнитными, вторые – немагнитными (Печерский, 1964), причем состав первых и вторых различается не столь существенно, как степень окисления (табл. 9).

Сходную интерпретацию экспериментальных исследований приводят В.С.Соболев с соавторами (Соболев и др., 1966), указывая лишь иные значения температуры. Таким образом, земную кору подразделяют на три зоны образования гранитов: в "верхней" зоне проявляется или отсутствует низкотемпературный метаморфизм,

Таблица 9

Состав (вес.%) главных типов гранитов (магм)

Окислы	Граниты (магмы)			
	Глубинные* (водные); мировые данные	Немагнитные; северо-восток Азии**	Маловод- ные; ми- ровые дан- ные*	Магнитные; северо-вос- ток Азии**
SiO ₂	72,08	72,5	74,5	72,5
Fe ₂ O ₃	0,86	0,59	1,1	1,35
FeO	1,67	1,93	1,0	1,39
FeO + Fe ₂ O ₃	2,53	2,52	2,1	2,74
Fe ₂ O ₃ / (FeO + Fe ₂ O ₃)	0,340	0,234	0,524	0,493
MgO	0,52	0,47	0,40	0,54
CaO	1,33	1,33	1,10	1,37

*Данные Д.С. Штейнберга, Г.Б. Ферштатера (1968).
**Данные Д.М. Печерского (1967).

магма не образуется или образуется очень редко, в специфических условиях; "средняя" зона соответствует условиям амфиболитовой фации (650–800°C, $P_{H_2O} = 4-0,6 P_{общ.}$), в ней широко развиты процессы анатексиса, образование мигматитов, мигматит-плутонов, в тектонически активных участках происходит выжимание гранитной магмы в "верхнюю" зону; для "глубинной" зоны характерны условия гранулитовой фации (800–1000°C, $P_{H_2O} = 0,2-0,4 P_{общ.}$), выплавленные в "средней" зоне породы, обедненные водой и обогащенные CO₂, дают начало "сухим", отклоняющимся от гранитной эвтектики чарнокитам, высокоглиноземистым гранитам.

Глава III

РОЛЬ ОКИСЛИТЕЛЬНО-ВОССТАНОВИТЕЛЬНЫХ УСЛОВИЙ ПРИ МАГМООБРАЗОВАНИИ И КРИСТАЛЛИЗАЦИИ МАГМ

Как известно, большое влияние на процесс формирования магмы, ее движение и кристаллизацию оказывает газовая фаза, в частности, кислород, в большой степени определяющий окислительно-восстановительные условия в расплаве. А эти условия, и прежде всего P_{CO_2} ,

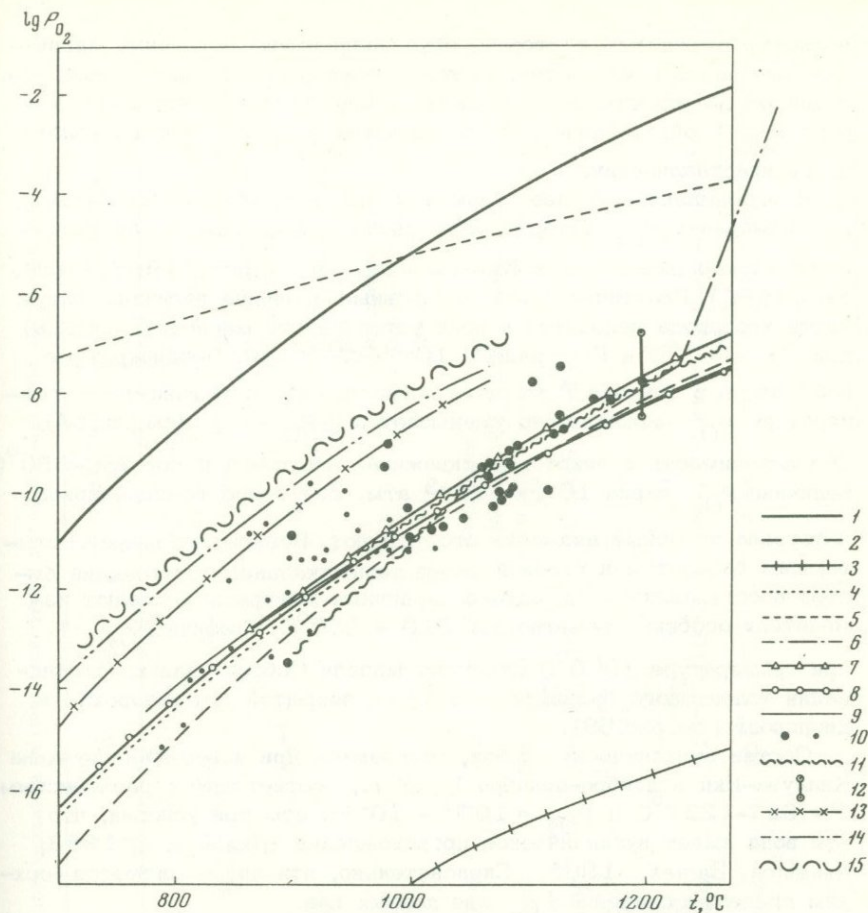


Рис. 59. P_{O_2} - T -условия кристаллизации лав

1 - буфер магнетит-гематит ($Fe_3O_4 - Fe_2O_3$); 2 - буфер кварц-магнетит-фаялит ($SiO_2 + Fe_3O_4 = Fe_2SiO_4 + O_2$) (Wones, Gilbert, 1969); 3 - буфер кварц-железо-фаялит ($Fe + SiO_2 + O_2 \rightleftharpoons Fe_2SiO_4$) (Williams, 1971); 4 - буфер никель-окись никеля ($Ni + O_2 \rightleftharpoons NiO$) (Huebner, Sato, 1970); 5 - реакция $H_2O \rightleftharpoons H_2 + O_2$ (Holloway a.o., 1971); 6 - линия равновесия закрытой системы оливин-пироксен - окись железа (Presnall, 1966); 7 - расплав закиси железа FeO ; 8 - линия равновесия, вычисленная для системы, близкой к базальту (Naughton, Barnes, 1965); 9 - эмпирическая кривая T и P_{O_2} , измеренных на гавайских лавах (Wright, Sato, 1966); 10 - значения P_{O_2} и T , определенные методом Баддингтона-Линдсли (Buddington, Lindsley, 1964; Carmichael, 1967; Carmichael, Nichols, 1967); большие точки - базальты, маленькие - кислые лавы; 11 - трахибазальты о-вов Тристан-да-Кунья (Anderson, 1968); 12 - опытные данные (Fudali, 1965); 13 - сфен + гематоильменит; 14 - сфен + титаномagnetит; 15 - реакция $FeTiO_3 + O_2 \rightleftharpoons TiO_2 + Fe_2O_3$

являются важнейшим фактором, обуславливающим появление магнитных минералов и их состав. Поэтому ниже рассмотрены данные, полученные на естественных объектах и результаты экспериментов о роли P_{O_2} в образовании и в последующей эволюции магмы, вплоть до ее кристаллизации.

В этом плане наиболее существенными являются непосредственные измерения P_{O_2} , которые были сделаны в скважинах, пробуренных в корке лавового озера Килауэа-Ики (Sato, Wright, 1966; Wright, Sato, 1966). Практически все измеренные значения величины летучести кислорода находятся в поле устойчивости магнетита (рис. 59) при $t^{\circ} = 1065^{\circ}C$ и P_{O_2} , равном $10^{-9},6 \pm 0,6$ атм. Неоднократные наблюдения в течение 5 месяцев показали, что с уменьшением температуры P_{O_2} закономерно уменьшается: $\lg P_{O_2} \approx 1/T$ (см. рис. 54).

Эта зависимость в некоторых скважинах нарушается: при $750-550^{\circ}C$ величина P_{O_2} равна $10^{-5} - 10^{-3}$ атм. Вне этого температурного интервала подобные аномалии отсутствуют. Равновесие между остывающим базальтом и газовой фазой после указанных отклонений быстро восстанавливается, однако первичные минералы успевают измениться особенно заметно при $610 - 550^{\circ}C$. Графики $P_{O_2} - T$ при температуре $1000^{\circ}C$ отвечают модели Осборна для кристаллизации толеитового базальта в системе, закрытой для водорода и кислорода (см. рис. 59).

Состав вулканических газов, отобранных при извержении вулкана Килауэа-Ики в ноябре-декабре 1959 г., соответствует равновесным $T = 927-1227^{\circ}C$ и $P_{O_2} = 10^{-8} - 10^{-12}$ атм при условии, что вся вода имеет вулканическое происхождение (Heald a.o., 1963; Naughton, Barnes, 1965). Следовательно, эти цифры являются верхним пределом значений P_{O_2} для данных лав.

Исходя из лабораторных экспериментов, А.Ф. Баддингтон и Д.Х. Линдсли (Buddington, Lindsley, 1964) построили графики эмпирической зависимости состава сосуществующих титаномагнетитов и гематитов от $T-P_{O_2}$ (см. рис. 4). Графики отражают температуру и летучесть кислорода для начала кристаллизации этих минералов, если они первичные, или для начала окисления титаномагнетитов, если эти минералы - результат разрушения гомогенного твердого раствора. Полученные указанным способом результаты см. в табл. 10.

Во всех случаях значения P_{O_2} базальтов лежат близ линии равновесия Ni-NiO, фаялит-магнетит + кварц (см. рис. 59), разброс растет в кислых породах. Более высокое парциальное давление кислорода характерно для вулканических пород и кимберлитов, содержащих аксессуарный перовскит и окислы железа, а также для щелочных габбро и пород с псевдобрукитом и минералами серии $FeTi_2O_5-Fe_2TiO_5$. Присутствие сфена и окислов железа в кислых лавах свидетельствует о более высокой P_{O_2} , чем в случае кислых

Таблица 10

Расчетные оценки температуры и P_{O_2} для кристаллизации титаномагнетитов и гематитов из разных пород

Местонахождение	Название породы	$t^{\circ}, ^{\circ}C$	$P_{O_2}, \text{ атм}$	Литературный источник	Примечания
Скаергардская интрузия	Феррогабро	760-890	$10^{-13,2} - 10^{-16,4}$	Buddington, Lindsley, 1964	Геобарометр Баддингтона и Линдсли, 1964
То же, средняя и нижняя зона интрузива	"	Нет данных	$10^{-8,5} - 10^{-9,5}$	Williams, 1971	Данные Х.Вильямса для различных условий кристаллизации, рассчитанные на основании состава и соответствующих равновесных реакций не вполне согласуются с барометрией Баддингтона - Линдсли
То же, верхняя зона интрузива	"	То же	$\approx 10^{-15}$	То же	
Япония	Дациит	900-975	$10^{-9} - 10^{-11}$	Buddington, Lindsley, 1964	Геобарометр Баддингтона и Линдсли, 1964
"	Андезит	Нет данных	Нет данных	То же	"
Айдахо	Базальт	1125	10^{-10}	"	"
Тристан-да-Кунья	Трахибазальт	850-1160 (в среднем)	$10^{-13,8} - 10^{-8,3}$ (в среднем)	Anderson, 1968	"
"	"	1050	10^{-10}	То же	"
"	Трахиандезит	1110	$10^{-7,8}$	"	"
Тингмули	Трахит	930	$10^{-11,7}$	Carmichael, 1967	"
Нет данных	Ультрасосновная из дайки	Нет данных	$10^{-8} - 10^{-9}$	Gibb, Henderson, 1971	Оценки парциального давления кислорода вызывают сомнения, сделаны
Нет данных	Базальт	Нет данных	$10^{-8} - 10^{-6}$	То же	по отношению $\frac{Fe^{3+}}{Fe^{2+}}$

лав, содержащих пироксены и оливины (Carmichael, Nicholls, 1967).

Зависимость P_{O_2} от $1/T$ для буферов и расплава FeO сильная (при изменении температуры на 50° парциальное давление кислорода меняется на порядок) и практически линейная; следовательно, температура является определяющим фактором для P_{O_2} .

Наблюдения над горными породами близки к перечисленным экспериментальным буферным кривым (Carmichael, 1967; Рябчиков, 1971), поэтому вывод справедлив и для последних.

Влияние P_{O_2} на образование магматических пород

Геологические данные

Наличие углеводородов в газах гипербазитовых массивов указывает на восстановительную среду при зарождении ультраосновной магмы. С приближением к поверхности углеводороды окисляются до H_2O и CO_2 . М.И. Розин (1966) исследовал пористые шлаки и плотные экструзивные породы лакколитоподобного субвулканического тела, близкие по химическому составу, но существенно различающиеся по отношению Fe_2O_3/FeO , равному 0,33–0,4 в плотных породах, 5–10 – в шлаках. Возрастание парциального давления кислорода, определяющего состояние железа, обусловлено в поднимающейся магме изменением состава легколетучей фракции. Такое изменение связано с различной мобильностью её составных частей, в частности, с большей скоростью диффузии водорода по сравнению с кислородом. В приповерхностных условиях в результате возрастания в магме окислительного потенциала это приводит к появлению реакционных взаимоотношений оливин \rightarrow магнетит и к переходу оливиновых базальтов в толеиты.

А. Полдерваарт (Poldervaart, 1962) видел одну из главных причин образования щелочных базальтов в переходе во время кристаллизации магмы двухвалентного железа в трехвалентное при постоянном и возрастающем парциальном давлении кислорода.

Многие авторы подчеркивают, что режим P_{O_2} влияет на поведение Fe и Ti в ходе кристаллизации силикатных расплавов (Verhogen, 1962; Штейнберг и др., 1964; Богатиков и др., 1971; Печерский и др., 1974). Средние значения отношения $Fe^{3+}/(Fe^{2+} + Fe^{3+})$ зависят не только от содержания кислорода, но и от щелочности расплава: так, для пород Алтае-Саянской области это отношение колеблется от 0,22 до 0,55 в зависимости от их щелочности (Абрамович, 1965). Влияние щелочности на Fe^{3+}/Fe^{2+} подчеркивают И.С. Кармайкл и Г. Никольс (Carmichael, Nichols, 1967), а также А.Т. Андерсон (Anderson, 1968) и др. В процессе кристаллизации с уменьшением P_{O_2} (см. рис. 59) должно уменьшаться и отношение Fe^{3+}/Fe^{2+} . Однако, в случае увеличения количества щелочей

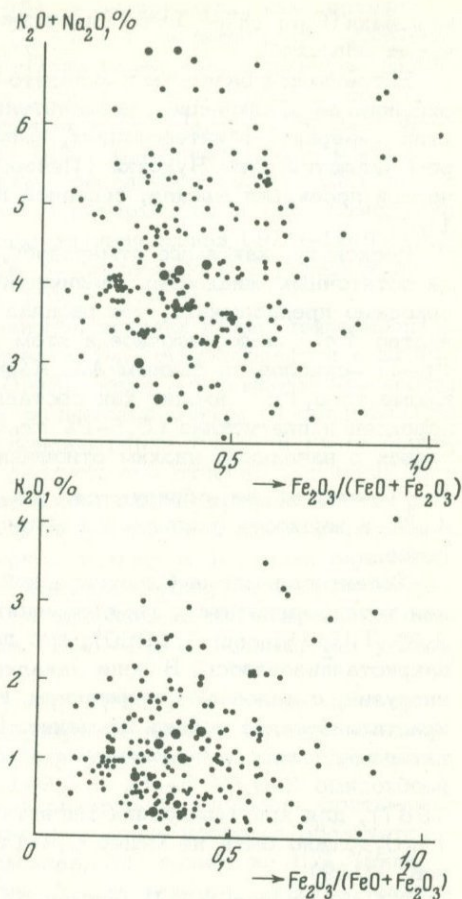
Рис. 60. Изменение $Fe_2O_3/(FeO+Fe_2O_3)$ в зависимости от содержания щелочных металлов в вулканитах различных регионов

Большие точки - базальты, маленькие - более кислые породы

$(K_2O + Na_2O)$ при фракционной кристаллизации остаточной жидкости, последняя относительно обогащается Fe^{3+} . Это затушевывается другими факторами, и в результате, в случае базальтов и более кислых пород разных регионов, корреляция между $Fe_2O_3/(FeO + Fe_2O_3)$ и щелочностью практически отсутствует (рис. 60). Эта тенденция, однако, отмечается для базальтов одного из регионов, несмотря на разброс данных (Samtischael, Nichols, 1967). Только в случае подобных по составу пород можно говорить, что различие в отношении Fe^{3+}/Fe^{2+} отражает различие в P_{O_2} . При прочих равных условиях у щелочных

оливиновых базальтов отношение Fe^{3+}/Fe^{2+} больше, чем у толеитов; наибольшее значение это отношение имеет у кислых эффузивов.

В пределах хребта Санта-Роса в Неваде (Le Masurier, 1968) глубинная дифференциация родоначальной толеитовой магмы, давшей ряд кайнозойских лав от базальтов до риолитов, протекала двумя путями. В северной части хребта весьма ограниченное выделение титаномагнетита, контролировавшееся низкими значениями P_{O_2} , привело к резкому увеличению железистости остаточного расплава, в южной - в условиях постоянно высокой P_{O_2} - кристаллизация шла без заметного накопления железа. Уменьшение P_{O_2} в ходе дифференциации магмы, подобное скаергаардскому, но еще более заметное, отмечается для Патынской габброидной интрузии (Богатиков и др., 1971; Печерский и др., 1974), для вулканитов Тингмули



Исландии (Carmichael, 1967) и считается характерным для нескладчатых областей.

Встречаются базальты и андезито-базальты, не содержащие Fe-Ti-окислов, за исключением незначительного количества мелких зерен этих минералов в интерстициях, выполненных стеклом. Ярким примером являются лавы Чукотки (Печерский, Якупов, 1967), вулканической провинции Каскад, северной Калифорнии (Carmichael, Nichols, 1967).

Поскольку, как выше отмечалось, в последовательно образующихся остаточных жидкостях увеличивается отношение Fe^{3+}/Fe^{2+} , необходимо предположить, что расплав содержит ограниченное количество Fe^{3+} , недостаточное в этом случае для кристаллизации Fe-Ti-окислов по данным А.С. Кармайкла (Carmichael, 1967). Кроме того, Fe^{3+} входит как составная часть в кристаллизующиеся пироксен и плагиоклаз (0,5-1% Fe_2O_3), поэтому в базальтовых расплавах с начальным низким отношением Fe^{3+}/Fe^{2+} (низкое P_{O_2}) Fe-Ti-окислы не образуются, так как "недостача" концентрации Fe^{3+} в жидкости усиливается непрерывной кристаллизацией силикатов.

Толeutовая магма Скаергардской интрузии к моменту образования титаномагнетита и гемойльменита содержала 3,5% Fe_2O_3 и 2,8% TiO_2 (Vincent, 1960); это произошло, когда 80% расплава закристаллизовалось. В зоне закалки краевых частей Скаергардской интрузии, с валовым содержанием Fe_2O_3 - 1,3%, TiO_2 - 1,2%, кристаллизовался только ильменит. Следовательно, для образования титаномагнетита и гемойльменита из расплава толeutового базальта необходимо 2-3,5% Fe_2O_3 и 0,9-1,2% TiO_2 (Carmichael, Nichols, 1967), для кристаллизации магнетита в гранитоидах содержание Fe_2O_3 должно быть не менее 0,8-1% (Печерский, 1964; Артамонов, 1969).

Х.С. Вашингтон и П.В. Липман (Washington, 1920; Lipman, 1965) отмечают, что стекловатые части потоков менее окислены, чем их более раскристаллизованные участки, в первых выше содержание H_2O . Однако это наблюдается не всегда. В.М. Гольдшмидт (Goldschmidt, 1954), С.Д. Мьюир и Ц.Е. Тилли (Muir, Tilly, 1962) и другие авторы полагают, что вулканические породы более окислены, чем их глубинные аналоги; Кеннеди (Kennedy, 1948), наоборот, считает, что свежие базальты почти всегда окислены меньше, чем габбро. Сравнение составов базальтов и находящихся в них сегрегационных жил (Kuno, 1964, 1965) показало, что в потоках с низким отношением Fe_2O_3/FeO происходит фракционирование с заметным возрастанием содержания железа, тогда как для потоков с высоким Fe_2O_3/FeO характерно постоянство в его содержании.

Глубинные породы Алтае-Саянской области, по сравнению с излившимися отличаются меньшей окисленностью и меньшей дисперсией $Fe^{3+}/(Fe^{2+} + Fe^{3+})$; в пределах единой магматической серии это отношение мало зависит от основности пород (Абрамович, 1965).

По данным В.Н. Борисовой (1965), в экструзивах, как правило, $Fe_2O_3 > FeO$, в эффузивах $Fe_2O_3 < FeO$ и не зависит от состава лав. Средняя величина Fe_2O_3/FeO для базальтов, андезитов, дацитов и трахилларитов различных регионов Тихоокеанского кольца, соответственно, равна: для эффузивов - 0,7; 0,6; 0,75; 2,0; для экструзивов - 1,25; 1,7; 1,25; 3,3. Отмеченное закономерное различие объясняется более легким окислением вязкой лавы экструзий, медленнее выжимающейся на поверхность Земли. Отношение $Fe_2O_3/(FeO + Fe_2O_3)$ в лавах Килауэа извержения 1959-1960 гг., кроме явно окисленных образцов, не превышает 0,2 (среднее по 8 анализам 0,123) (Thompson, Tilley, 1969).

Щелочность расплава и активность летучих прямо пропорциональны: наиболее высокое отношение Fe_2O_3/FeO наблюдается в щелочных породах (в среднем 0,34-0,45), ниже - в известково-щелочных и минимальное - в производных толеитовой магмы (в среднем 0,19).

Из статистического анализа концентрации Fe_2O_3 и FeO в основных породах (Кутюлин, 1969) следует, что степень окисления железа в большей мере зависит от формационной принадлежности пород (т.е. от их условий образования), а не от условий становления. Например, габбисальные долериты трапповой формации окислены гораздо меньше, чем габброиды средних глубин, которые по величине Fe_2O_3/FeO не отличаются от эффузивных траппов; в свою очередь, это отношение у последних (0,47-0,84) больше, чем у интрузивных траппов (0,1-0,37).

Согласно А. Фольборту (Volborth, 1967), известково-щелочные расплавы, богатые кремнием, образуются потому, что при высокой P_{O_2} все железо связывается в виде магнетита еще до образования $Fe-Mg$ -силикатов; при пониженной активности кислорода постепенно кристаллизуются $Fe-Mg$ -силикаты, и в конце процесса образуется богатый железом остаточный расплав. По мнению же Ц.Е. Тилли, Х.С. Йодера, Дж.Ф. Шерера (Tilley, Yoder, Schairer, 1965), различия в степени окисленности пород разнообразных серий могут объяснять разные температуры ликвидуса, но не являться причиной различий в последовательности кристаллизации минералов. Рассматривая происхождение известково-щелочных серий, М.Дж. О'Хара (O'Hara, 1968) приходит к выводу, что наблюдающимся фактам лучше соответствует гипотеза о фракционировании богатого водой высокоглиноземистого базальта при относительно высокой P_{O_2} .

Эксперимент

Выше упоминалась линейная зависимость $\lg P_{O_2}$ от $1/t^0$, основанная на данных экспериментов по плавлению базальтов (Сагареза, 1966) и на измерениях P_{O_2} лав (см. рис. 59, стр. 142). Дж. Кеннеди (Kennedy, 1948) плавил базальты на воздухе и получил отрицательную линейную зависимость между Fe^{3+} ($Fe^{2+} + Fe^{3+}$) и

i° (при 1200°C это отношение равно 0,86, при 1400°C – 0,73). В опытах по плавлению базальтов и андезитов при контролируемом режиме P_{O_2} (см. рис. 59) последнее изменялось на два порядка, а $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+})$ – от 0,3 до 0,45 (Fudali a.o., 1962). Изменение этого отношения в зависимости от изменений суммы щелочей $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ во много раз меньше (Fudali, 1965). Добавка к расплаву $\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3$ 40% CaO при постоянном P_{O_2} увеличивает отношение $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ в два-три раза (Коржинский, 1966). В общем, при постоянном парциальном давлении кислорода отношение $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ пропорционально основности силикатных расплавов (Шварцман, Томилин, 1962) (рис.61). Однако прямое перенесение сказанного на

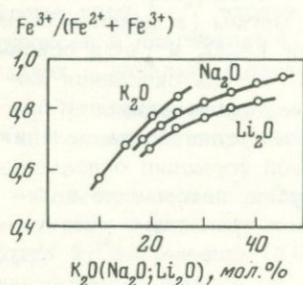


Рис. 61. Изменения $\text{Fe}_2\text{O}_3/(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ в силикатных стеклах, находящихся в равновесных условиях при 1400°C и $P_{\text{O}_2}=0,21$ атм (Paul, Douglas, 1965)²

естественные горные породы неверно: активность кислорода расплава в ходе кристаллизации меняется, поэтому оценка P_{O_2} по соотношению Fe^{2+} и Fe^{3+} валового химического состава не отвечает действительности (Кочкин, 1969). Например, в приповерхностных вулканических условиях основность раствора и активность кислорода связаны прямой зависимостью, а в глубинных условиях, начиная с субвулканических, – обратной (Коржинский, 1963). К сожалению, из-за отсутствия экспериментов в условиях высоких P - T и контроля P_{O_2} мало что известно о влиянии последней на стадии магмообразования, гораздо лучше изучена роль P_{O_2} на стадии кристаллизации.

Для выяснения воздействия P_{O_2} на ход кристаллизации базальтовой магмы были проведены опыты с использованием трех буферов: магнетит – гематит (высокая P_{O_2}); магнетит – кварц – фаялит (средняя P_{O_2}) и магнетит – вюстит (низкая P_{O_2}) при давлении водяного пара 1 кбар (Hamilton, Burnham, 1962; Hamilton a.o., 1964; Осборн, 1964; табл. 11). При высокой P_{O_2} рудный минерал (магнетит) выпадает из расплава первым; с понижением P_{O_2} температура его кристаллизации падает и он выпадает после силикатов, при этом линия ликвидуса понижается. Таким образом, ход кристал-

Таблица 11

Воздействие P_{O_2} на ход кристаллизации магмы (Hamilton, Burnham, 1962)

Буфер	Температура кристаллизации, °С		
	Пироксен	Плагиоклаз	Рудный (магнетит)
Магнетит - гематит	1095	1065	1230
Магнетит - кварц - фаялит	1040	1015	1010
Магнетит - вюстит	1020	1010	995

лизации базальтовых магм определяется не только P - T -условиями, но и P_{O_2} .

По данным Д. Шпейделя и Е.О. Осборна (Speidel, Osborn, 1967), в системе $MgO-FeO-Fe_2O_3-SiO_2$ состав сосуществующих кристаллических фаз (оливин-пироксен-магнезиоферрит-магнетит), находящихся в равновесии с жидкостью и паром, является функцией T и P_{O_2} (рис. 62). Отношение Mg/Fe в пироксене и, особенно, в оливине с уменьшением температуры возрастает, а с уменьшением P_{O_2} убывает, тогда как в магнетите содержание MgO убывает с уменьшением и температуры, и, особенно P_{O_2} (рис. 63).

В системе $Mg_2SiO_4-CaMgSi_2O_6-FeO-Fe_2O_3$ (Presnall, 1965, 1966) при $P_{O_2} > 10^{-6}$ атм температура минимума ликвидуса со-

ставляет $1300^\circ C$, в равновесии с жидкостью находится магнетит (магнезиоферрит). При значении $P_{O_2} = 10^{-8}$ атм наиболее низкая

температура ликвидуса равна $1330^\circ C$, единственным окислом железа является магнезиовюстит.

В работах А. Муана и Е.Ф. Осборна (Muan, Osborn, 1956) и Е.Ф. Осборна (Osborn, 1964), исследовавших систему $MgO-FeO-Fe_2O_3-SiO_2$, показано большое влияние P_{O_2} на ход фракционной кристаллизации. В случае, если эта система кристаллизуется как закрытая, остаточная жидкость обогащается железом. Если же P_{O_2} постоянна или возрастает в ходе фракционной кристаллизации, то остаточная жидкость обогащается SiO_2 . Добавление к указанной системе CaO приближает ее к базальтовой (Осборн, 1964), при этом происходят некоторые изменения в составе фаз, но в общем сохраняется отмеченная выше закономерность. В результате дальнейших опытов с системой $MgO-FeO-Fe_2O_3-CaAl_2Si_2O_8-SiO_2$

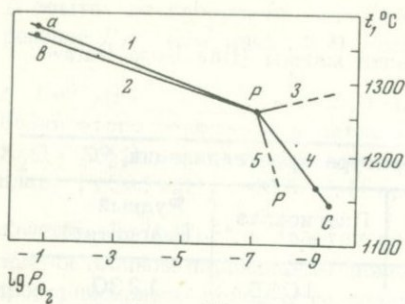


Рис. 62

Рис. 62. Зависимость $T-P_{O_2}$ для разных равновесных ассоциаций (Speidel, Osborn, 1967)

1 - оливин + пироксен + магнетит + жидкость + газ ($a - P$);
 2 - пироксен + тридимит + магнетит + жидкость + газ ($b - P$);
 3 - оливин + тридимит + пироксен + жидкость + газ; 4 - тридимит + оливин + магнетит + жидкость + газ ($c - P$); 5 - оливин + тридимит + пироксен + магнетит + газ ($P - p$); P - невариантная точка

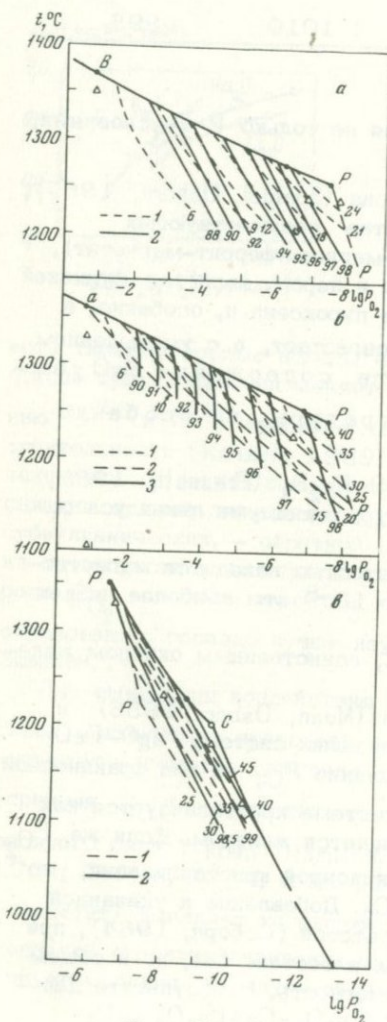


Рис. 63

Рис. 63. Изменение состава фаз в зависимости от $T-P_{O_2}$ в равновесных системах (Speidel, Osborn, 1967)

a - пироксен + тридимит + магнетит + жидкость + газ;
 1 - пироксен, 2 - магнетит; b - оливин + пироксен + магнетит + жидкость + газ: 1 - пироксен, 2 - оливин, 3 - магнетит; c - оливин + тридимит + магнетит + жидкость + газ (см. линии в $a - P$, $a - P$, $c - P$ на рис. 62): 1 - оливин, 2 - магнетит. Цифрами указаны: доля фаялита в оливине, салита - в пироксене, Fe_3O_4 - в магномагнетите

Таблица 12

Химические составы остаточных жидкостей при разных температуре и парциальном давлении кислорода

P_{O_2} , атм	t° , $^{\circ}C$	Окислы, вес. %				
		SiO_2	Fe_3O_4	MgO	CaO	Al_2O_3
$10^{-0,7}$	1185	57	8	9	9	17
10^{-7}	1155	55	14	6	9	16
10^{-9}	1120	51	21	6	8	14

Таблица 13

Роль Fe_2O_3 в остаточных жидкостях при разных температурах и парциальном давлении кислорода

P_{O_2} , атм	t° , $^{\circ}C$	$Fe_2O_3/(FeO + Fe_2O_3)$
10^{-7}	1178-1180	0,252-0,270
10^{-9}	1172-1180	0,214-0,238
10^{-11}	1130-1156	0,180-0,190

при P_{O_2} , равном $10^{-0,7}$, 10^{-7} , 10^{-9} атм и 10^{-11} атм П.Л.Редер и Е.Ф.Осборн (Roeder, Osborn, 1966) определили составы остаточной жидкости и все железо пересчитали на Fe_3O_4 (табл.12) и на отношение $Fe_2O_3/(FeO + Fe_2O_3)$ (табл. 13), которое обнаруживает линейную зависимость от $lg P_{O_2}$ и изменяется на 10% при изменении P_{O_2} на порядок.

Как видно из приведенных цифр (см. табл. 12), в ходе фракционной кристаллизации при $P_{O_2} \approx 10^{-7}$ атм остаточная жидкость имеет состав андезита, тогда как в системе с постоянным составом фракционная кристаллизация ведет к понижению P_{O_2} и образованию остаточной жидкости, химический состав которой отвечает феррогаббро (рис. 64). В последнем случае остаточная жидкость приближается к составу: $SiO_2 = 45\%$, $Fe_3O_4 = 18\%$, $CaO = 6\%$ и $Al_2O_3 = 11\%$; равновесие анортит + фаялит + магнетит + триди-

мит+жидкость достигается при t^0 , равной 1050°C и $P_{\text{O}_2}=10^{-11}$ атм.

Из рис.59 следует, что при изменении P_{O_2} от 10^{-11} до $10^{-0,7}$ атм

фракционная кристаллизация упрощенной базальтовой системы может привести к образованию остаточной жидкости с широким диапазоном составов (SiO_2 от 45 до 57%; Fe в форме Fe_3O_4 - от 38 до 8%). В присутствии Na_2O остаточная жидкость будет, несомненно, содержать больше SiO_2 .

Из экспериментальных данных можно видеть, что начальное отношение $\frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{FeO}}$ не имеет значения для состава остаточной жидкости при фракционной кристаллизации. Состав жидкостей изменяется до состава F (см.рис. 64) и остается постоянным, если P_{O_2} .

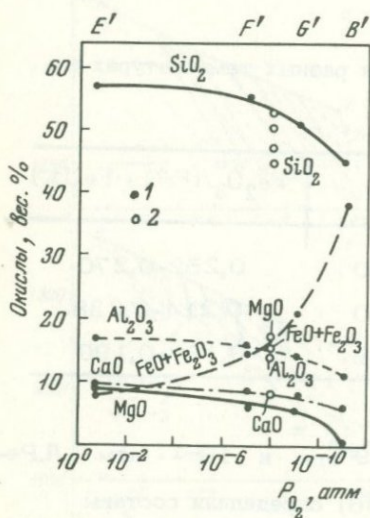


Рис. 64. Изменение состава остаточной жидкости вдоль линии E' - F' - G' - B' как функции P_{O_2} (Speidel, Osborn, 1967)

1 - кривые изменения состава жидкости, 2 - состав остаточной жидкости, отвечающей феррогаббро

Рис. 65. Появление магнетита и гематита при фракционной кристаллизации системы $\text{MgO} - \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{FeO} - \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 - \text{SiO}_2$ в зависимости от $T - P_{\text{O}_2}$ и концентрации железа (Speidel, Osborn, 1967)

Магнетит показан черными значками; гематит - значками, залитыми наполовину; образцы, не содержащие этих минералов, даны пустыми значками.

1 - опыты при $P_{\text{O}_2}=10^{-0,7}$ атм, 2 - при 10^{-7} атм, 3 - при 10^{-9} атм, 4 - при 10^{-11} атм.

Вертикальные штриховые линии ограничивают область существования гематита

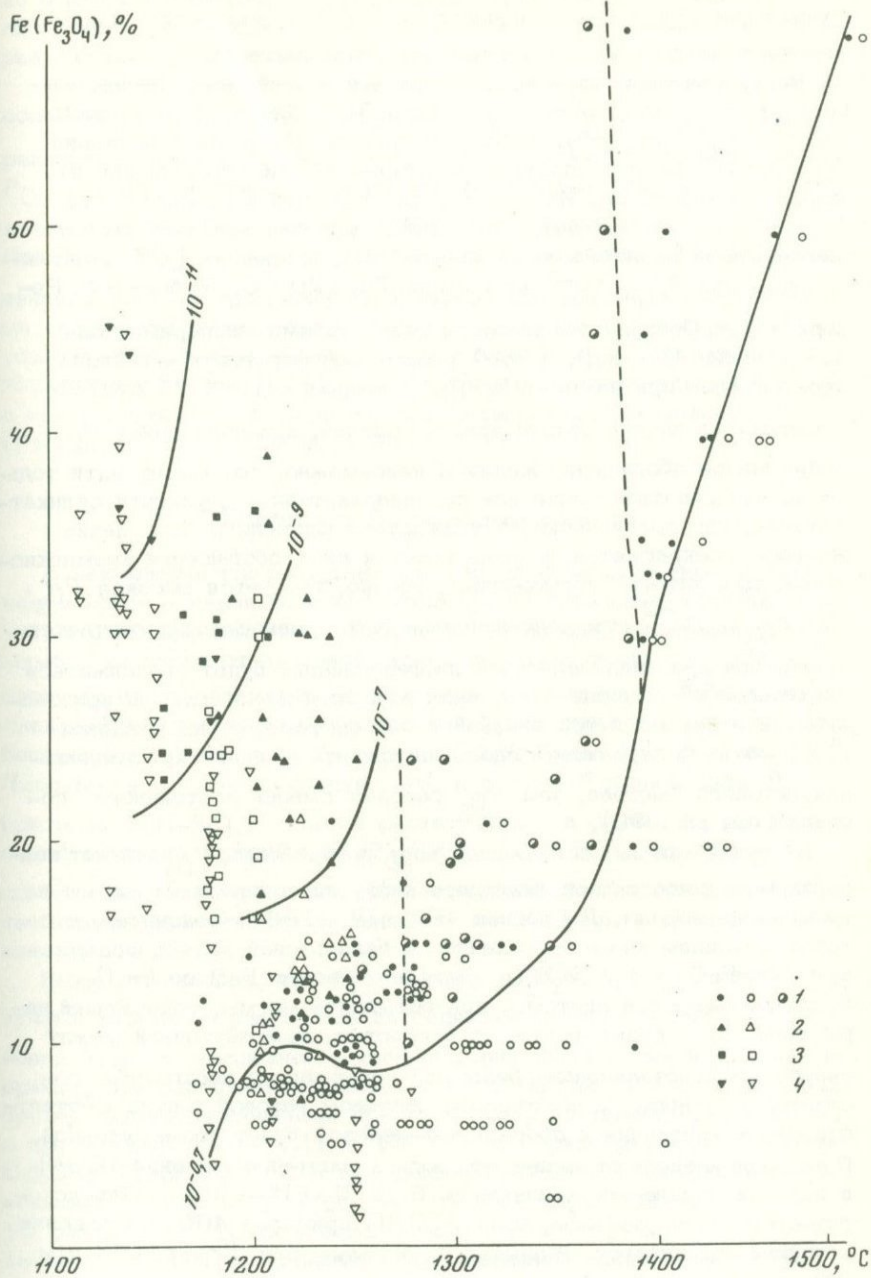


Рис. 65

достигает или сохраняет величину 10^{-7} атм, когда жидкость еще существует. Если P_{O_2} уменьшается, состав жидкостей перемещается вниз до точки В (случай закрытой системы).

На основании опытов П.Л. Редера и Е.Ф. Осборна (Roeder, Osborn, 1966) нами составлена диаграмма появления из расплава "магнетита" (рис. 65). Из-за неточности определений в разряд "магнетита" могли попасть и некоторые другие шпинели или их смеси с магнетитом. Из рис. 65 следует, что в породах, где $FeO + Fe_2O_3$ составляет менее 20%, кристаллизация из расплава магнетита и близких к нему минералов, содержащих Fe^{3+} , возможна лишь при $P_{O_2} \geq 10^{-8}$ атм и при $T \geq 1200^\circ C$. Данные П.Л. Редера и Е.Ф. Осборна дополняются результатами экспериментов Д. Преснала (Presnall, 1966) с системой форстерит - диоксид - окись железа при изменениях P_{O_2} , начиная с $10^{-0,68}$ атм. Независимо от ранних стадий кристаллизации, при постоянной P_{O_2} непрерывное обогащение железом невозможно, оно может идти только до инвариантной точки или до дивариантной поверхности силикат-шпинель, где сразу начинает осаждаться шпинель и обогащение железом прекращается, а продолжается лишь обогащение кремнекислотой. Для такого "торможения", однако, требуется высокая P_{O_2} . При $P_{O_2} \leq 10^{-6}$ атм поле шпинели резко уменьшается; соответственно, при кристаллизационной дифференциации будет продолжаться длительное обогащение остаточной жидкости железом. При кристаллизации в закрытой или близкой к ней системе, с уменьшением $t^0 P_{O_2}$ очень быстро падает вдоль инвариантных линий кристаллизации, намного быстрее, чем P_{O_2} газовых смесей постоянного состава (см. рис. 59).

В случае магмы, содержащей воду в виде пара, P_{O_2} может поддерживаться постоянной благодаря диффузии водорода из магмы во вмещающие породы. Д. Преснал (Presnall, 1966) подсчитал, что такой механизм может обеспечить в базальтовой магме, содержащей 10% FeO и 1,25% H_2O , окисление всего FeO до Fe_2O_3 . В случае закрытой системы, при остывании магмы, содержащей пары воды, P_{O_2} будет падать со скоростью, промежуточной между скоростью кристаллизации безводного расплава с постоянным составом и буфером с постоянным составом газовой смеси. Соответственно и тенденция к обогащению железом будет промежуточной. Последнее зависит от количества воды в магме и отношения H_2O/H_2 в парах в начале кристаллизации. Если $H_2O/H_2 < 20$, то происходит обогащение железом, если H_2O/H_2 примерно 400, обогащение железом подавляется. В опытах Д. Преснала при $P_{O_2} = 10^{-8}$ атм магнетит не обнаружен, отмечается только магнезиовюстит. Данные о появлении из расплава магнетита в зависимости от различных температур, летучести кислорода и содержания FeO несколь-

ко отличаются от данных П.Л. Рёдера, Е.Ф. Осборна (рис. 65) лишь в области высоких температур, где заметнее сказывается разница составов изученных систем.

На вопрос, являются ли ведущими в процессе кристаллизации основной магмы такие факторы, как P_{O_2} и P_{H_2O} , можно с уверенностью утверждать, что опыты подтверждают существенную роль P_{O_2} в процессе кристаллизации магмы и определяющую роль в появлении из расплава окислов железа, в их количестве и составе. При этом P_{O_2} в расплаве контролируется главным образом соединениями двух- и трехвалентного железа (безводный вариант); если же количество растворенной воды по сравнению с железом достаточно велико, как, например, в известково-щелочных батолитах, — тогда соотношением H_2O/H_2 и способностью воды вступать в реакцию с присутствующими в расплаве кремнекислородными молекулами (Рябчиков, 1971; Mueller, 1971).

Зависимость P_{O_2} от общего давления

В заключение главы остановимся вкратце на наименее изученном вопросе — связи восстановительно-окислительных условий в магме с общим давлением. Летучесть кислорода, естественно, помимо T , зависит от давления, но из линейной связи P_{O_2} и $1/T$ следует, что зависимость от давления незначительна. Однако исследований естественных образований (магматических пород) или близких им систем нет. Из расчетов Д.Х. Линдсли и его соавторов (Lindsley a. o., 1968) следует, что с ростом P равновесная P_{O_2} (система $FeO-SiO_2$) также растет. Как и в случае t^0 , эта зависимость близка к линейной $\lg P_{O_2} \approx aP$ (рис. 66), но она много слабее. Так, для изменения летучести кислорода на один порядок необходимо изменить общее давление на 20 кбар, а температуру — лишь на $50^\circ C$.

Выше отмечалось, что P_{O_2} связана с H_2O , CO_2 и другими летучими фазами, в результате диссоциации которых растет P_{O_2} газовой фазы. С увеличением давления диссоциация уменьшается. Например, при диссоциации $CO_2 \rightleftharpoons CO + 1/2 O_2$ при $727^\circ C$ доля CO_2 , претерпевшего диссоциацию при $P=1$ атм, составляет $1,94 \times 10^{-7}$, а при $P=100$ атм — $4,18 \times 10^{-8}$ (в 4,6 раза меньше). Реакция $O_2 \rightleftharpoons O^{2-}$ при $1000^\circ C$ и при давлении, равном 1 атм, выражается величиной $7,8 \times 10^{-11}$, а при $P=100$ атм — $7,81 \times 10^{-12}$, в 10 раз меньше (Справочник химика, 1969). Кроме того, с ростом давления должно расти парциальное давление газовой фазы. Так, если газовая фаза контролируется только реакцией $2H_2O = 2H_2 + O_2$, то $P_{O_2}^3 = KP^2/4$, где K — константа реакции (Verhoogen, 1962).

O_2

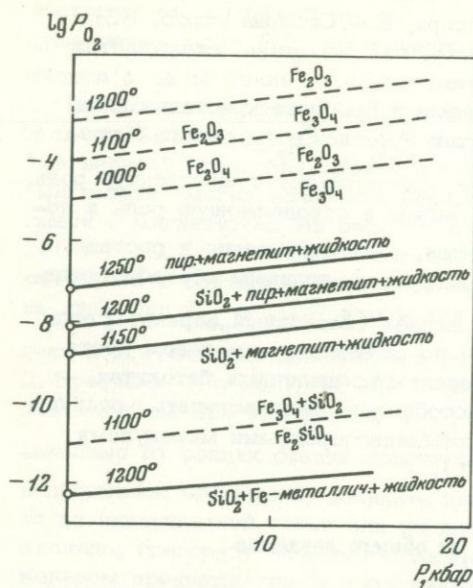


Рис. 66. Изменение P_{O_2} , равновесной с системой Fe-O-SiO₂, как функции общего давления для разных температур и разных минеральных ассоциаций (Speidel, Nafziger, 1968)

Это соотношение нарушается в присутствии других компонентов, например, серы, которые соединяются с H_2 или O_2 .

Таким образом, с возрастанием давления благодаря замедлению реакции диссоциации, с одной стороны, сокращаются "поставки" окислителей в газовую фазу, среда в расплаве становится более восстановительной при равной насыщенности его водой, но при разном общем давлении. С другой стороны, парциальное давление газовой фазы с ростом давления, при прочих равных условиях, растет. Соединение обеих тенденций ведет, вероятно, в целом к снижению влияния общего давления (Гарелс, Крайст, 1968; Lindsley, 1965), причем первая тенденция, видимо, стабильнее.

Глава IV

ВЛИЯНИЕ МЕТАМОРФИЗМА ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД НА МАГНИТНЫЕ МИНЕРАЛЫ

Изверженные горные породы после своего образования не остаются неизменными, так как они в целом или некоторые составляющие их минералы оказываются в новых условиях нестабильными. В частности, это относится к магнитным минералам.

В условиях глубин Земли габбровая ассоциация минералов устойчива примерно до $P < 10$ кбар (MacGregor, 1967); с дальнейшим ростом давления породы претерпевают, в зависимости от температуры, присутствия воды и других летучих фаз, различные степени

метаморфизма, вплоть до гранулитовой и эклогитовой фации (Файф и др., 1962), при этом устойчивость наиболее распространенных в изверженных породах магнитных минералов.— титаномагнетитов— в общем резко падает и они разрушаются (Грин, Рингвуд, 1968а). Как и в случае магматических процессов, эта тенденция контролируется PO_2 (Абдулла, 1967; Баддингтон, 1961; Грин, Рингвуд, 1968а; Abdullah, 1964; Hashimoto, 1964; Reinhardt, 1966). При высоких давлениях разрушение титаномагнетита в основном объясняется тенденцией образования минералов с меньшими молекулярными объемами: титаномагнетит — шпинель; герцинит — гранаты. На более низких стадиях метаморфизма большую роль в разрушении титаномагнетита играют гидротермальные метасоматические процессы. Сложность составов пород и сочетаний факторов метаморфизма приводят к неоднозначной картине в распределении магнитных минералов в метаморфизованных породах: от их отсутствия вплоть до образования крупнейших железорудных месторождений. Практически, начиная примерно с границы цеолитовой фации метаморфизма, идет заметное разрушение магнитных минералов, особенно таких, как титаномагнетит (Ade—Hall а. о., 1971). На поверхности Земли титаномагнетиты неустойчивы из—за очень высокой PO_2 и разрушаются при этом тем быстрее, чем выше температура (см. гл. III, часть первую). Кроме того, магнитные минералы разрушаются здесь так же благодаря процессам выветривания; преобладают низкотемпературное окисление, гидратация, выщелачивание. Для относительно неизмененных изверженных горных пород и магнитных минералов остается интервал глубин, начиная с десятков—сотен метров от поверхности (кора выветривания) до глубин, где достигается температура 300—400°С (фация зеленокаменного метаморфизма).

Первая стадия изменений основных пород (магнитное старение, диагенез основных эффузивов), связанных с неравновесным состоянием минералов при быстром застывании лав, в спокойных условиях платформ охватывает интервал времени около 100 млн. лет, после чего состояние магнитных минералов стабилизируется. В складчатых областях, по—видимому, этот процесс протекает быстрее, породы подвергаются зеленокаменному метаморфизму. При этом происходит вынос железа, хлоритизация пород.

Разрушение магнитных минералов ведет к уменьшению намагниченности изверженных пород, особенно на высоких ступенях метаморфизма (Дортман и др., 1964; Козлова, Тюремнов, 1969; Комаров, 1962). В первую очередь уничтожаются мелкие зерна магнитных минералов, в связи с чем резко уменьшается естественная остаточная намагниченность при малых изменениях восприимчивости (Печерский, Назарова, 1974); с дальнейшими изменениями пород связано уменьшение и I_n , и k_0 вплоть до того, что породы становятся практически немагнитными.

Несколько особняком стоит серпентинизация ультраосновных пород, так как с этим процессом многие исследователи связывают

появление в гипербазитах магнетита (Заварицкий, 1956; Babkina a. o., 1966; Page, 1967). Верхняя граница реакции серпентинизации с образованием магнетита составляет примерно 520–550°C, нижняя – 360–390°C (Page, 1967). Экспериментальным путем установлено, что максимальная температура устойчивости серпентина изменяется от 360 до 410°C при варьировании давления от 150 до 1000 атм. (Хитаров и др., 1967).

Высокая намагниченность (10^{-2} – 10^{-3}) часто бывает связана с серпентинизированными гипербазитами, что объясняется образованием при серпентинизации вторичного магнетита (Дортман и др., 1964; Печерский, 1964; Москалева, Зотова, 1965; Коллеганов, 1966; Штейнберг, Малахов, 1964). С.В. Москалева и И.Ф. Зотова (1965) отмечают, что намагниченность серпентинизированных гипербазитов зависит не только от степени серпентинизации, но и от исходного состава пород. Так, перидотитовые серпентиниты более магнитны, чем дунитовые, благодаря большому содержанию в них железа; при этом более магнитны перидотиты с большим количеством пироксена.

При серпентинизации офиолитового происхождения образуются иные парагенетические ассоциации, закономерные в условиях недостатка кислорода (Кошкина, Лагутина, 1973; Miyashiro, 1964; Ramdohr, 1967): характерна тенденция к высвобождению из силикатов никеля, кобальта и частично железа с образованием самородных металлов, сульфидов, когенита; при этом возможны пониженные значения I_p по сравнению с серпентинитами высокоокислительных условий (Печерский, 1964).

Таким образом при развитии метаморфизма свойства первичных магнитных минералов, отвечающие условиям в очаге, могут быть полностью потеряны.

ВЫВОДЫ

1. Состав магм определяется частичным плавлением мантии, зависящим от специфического сочетания давления, температуры и содержания летучих компонентов, а также дифференциацией в очаге или в канале, возникающей при движении расплава к поверхности и взаимодействием с боковыми породами.

При экспериментальных исследованиях, варьируя P – T -условия, парциальное давление летучей фазы и состав вещества, из одного и того же исходного материала, близкого к составу верхней мантии, можно получить все известные нам магмы. Условия образования магм и, соответственно, их состав отражают особенности тектонического режима. Выделяются два основных режима: преобладание напряжений растяжения и сжатия. Глубина образования магматических очагов в зонах растяжения (рифтах, эвгеосинклиналиях, областях платформенного вулканизма) не превышает, очевидно, 60 км и изменяется в небольших пределах: в зонах преимущественного сжатия (островных дугах, орогенах, миогеосинклиналиях) магмообразование

происходит на больших глубинах, до 250 км и более. Накопление расплава в магматических камерах возможно на различной глубине, в пределах первых десятков километров.

2. По окислительно-восстановительным условиям в земной коре и верхней мантии выделяются четыре термодинамических зоны: 1) "гематитовая", 2) "магнетитовая", 3) "силикатная" и 4) "железо-зометаллическая". Границы зон зависят от P - T - P_{O_2} -условий и примерно соответствуют магнетит-фаялитовому и железо-фаялитовому буферам. Для разных магм эти границы различны. Нижняя граница появления магнитных минералов (т.е. нижняя граница "магнетитовой" и "силикатной" зон) соответствует давлению 14-20 кбар, температуре около 1200 °С и парциальному давлению кислорода $P_{O_2} \geq 10^{-8}$ атм. Ультраосновные магмы образуются, как правило, в "силикатной" зоне, тогда как основные и кислые магмы - как в "силикатной", так и "магнетитовой" зонах. Это в большей степени зависит от тектонических условий магмообразования: в областях преимущественного сжатия магмы образуются в условиях "силикатной" зоны, в областях преимущественного растяжения - в условиях "магнетитовой".

3. Состав "глубинных" пород (ксенолитов и включений ультраосновного состава - "вестников" больших и средних глубин), а также всех магматических пород показывает, что компоненты, необходимые для образования магнитных минералов, попадают в магму из магмообразующей среды - верхней мантии.

Появление магнитных минералов в магме зависит, в первую очередь, от P - T - P_{O_2} -условий, которые являются определяющими также и для кристаллизации из магмы магнитных минералов, независимо от того, происходит ли эта кристаллизация непосредственно в области плавления или на более поздних стадиях продвижения магмы, застывания интрузива или лавового потока.

На появление магнитных минералов непосредственное влияние оказывает давление. Несмотря на широкие вариации отношения $Fe_2O_3 / (FeO + Fe_2O_3)$, состава исходных веществ, условий различных опытов, граница появления титаномагнетита из расплава и в субсолидусных условиях определяется давлением $P \leq 20$ кбар. В первоначально кристаллизующейся из расплава фазе при повышении давления в пределах указанного ограничения резко возрастает содержание титана. Следовательно, на глубинах, где давление превышает 15-20 кбар, титан должен преимущественно входить в силикаты и ильменит, а не в титаномагнетит, который при больших давлениях не образуется.

4. Первичная недифференцированная магма в процессе продвижения к поверхности Земли дифференцируется, ассимилирует вмещающие породы и т.п. Только исходная, быстро поднимающаяся и быстро остывающая недифференцированная магма отражает физико-химические условия, существовавшие в первичном магматическом очаге,

и сохраняет информацию о них. Это вполне реально для подвижных базальтовых магм и маловероятно для гранитных. Учитывая сказанное, следует разделить понятия условий магмообразования (или равновесных условий в магматическом очаге) и условий кристаллизации магм, которые могут в корне различаться. С началом кристаллизации равновесные условия в расплаве, в частности, P_{O_2} , нарушаются и резко отличаются от режима в магматическом очаге (пример — Скаергардская и Патынская интрузии, где кристаллизация идет в условиях закрытой системы с резко понижающейся P_{O_2}).

5. Появление из расплава магнитных минералов, помимо P - T -условий, определяется летучестью кислорода. Последняя в большей степени регулируется железосодержащими фазами и такими присутствующими в магме летучими соединениями, как H_2O и CO_2 , а также зависит от режима кислотности — щелочности магмы. Летучесть кислорода является функцией температуры и, в значительно меньшей степени, давления. Отмечается косвенная связь P_{O_2} и давления, которое замедляет реакцию диссоциации H_2O и CO_2 . Это уменьшает, в свою очередь, P_{O_2} , так как с увеличением давления среда становится более восстановительной при равной ее насыщенности водой (обычно при $1200^\circ C$ вода находится полностью в диссоциированном состоянии). Низкая температура кислых магм ведет к снижению степени диссоциации воды по сравнению с базальтовой магмой; богатые водой кислые магмы будут находиться в более восстановительных условиях, чем основные.

Присутствие кислорода существенно изменяет температуру плавления пород и температуру плавления магнитных минералов (из расплава). Так, например, если температура плавления базальтов при $P_{O_2} \sim 10^{-1.3}$ атм (буфер магнетит-вюстит) составляет $1020^\circ C$, "магнетит" появляется после силикатов при $995^\circ C$, и, даже, $860^\circ C$; в случае буфера магнетит-гематит "магнетит" из базальтового расплава появляется первым при $1230^\circ C$. Кристаллизация "магнетита" в системе, близкой к базальту с $(Fe_2O_3 + FeO) \geq 20\%$, возможна лишь при $P_{O_2} \geq 10^{-8}$ атм ($t^0 > 1200^\circ C$). В общем, для кристаллизации магнитных минералов (титаномагнетита) из кислой — основной магмы необходимо минимум $0,8-1,2\%$ Fe_2O_3 (доля Fe_2O_3 линейно связана с $\lg P_{O_2}$, изменение P_{O_2} , на порядок изменяет отношение $Fe_2O_3 / (Fe_2O_3 + FeO)$ примерно на 10% при прочих близких условиях).

6. Степень окисления интрузивных и эффузивных пород в большей мере зависит от условий кристаллизации магмы; при этом существуют крайние варианты: а) закрытая система, когда процесс идет с накоплением железа и понижающейся P_{O_2} , согласно равновесной реакции буферов никель-окись никеля, магнетит-фаялит (чаще

наблюдается в рифтах и т.п. зонах растяжения; б) открытая система, когда процесс идет при постоянной или возрастающей P_{O_2} (характерна для зон преимущественного сжатия со значительной дифференциацией магмы и заметным влиянием вмещающих пород).

7. Магнитные минералы изверженных пород неустойчивы к различным вторичным процессам: легко окисляются и разрушаются вплоть до образования при выветривании гидроокислов железа и гематита и различных немагнитных железосодержащих вторичных минералов (окислов и силикатов) при различных типах и степенях метаморфизма. Таким образом, область стабильного существования первичных магнитных минералов, кристаллизующихся из магмы, в горных породах еще более ограничивается.

МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА ИЗВЕРЖЕННЫХ ГОРНЫХ ПОРОД И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И КРИСТАЛЛИЗАЦИИ МАГМ

Естественно, что условия кристаллизации отражаются в различных свойствах магнитных минералов. Отсюда возникает обратная задача — попытаться по свойствам магнитных минералов (т.е. по стадии кристаллизации) восстановить условия образования магмы. Задача эта столь же трудна, сколь интересна, но данные, приведенные во второй части, позволяют надеяться на возможность ее решения.

Главными источниками информации об условиях образования магнитных минералов и, соответственно, магматических пород являются концентрация и состав магнитных минералов, отражающие условия их появления и накопления. Эти факторы лучше всего изучать по таким магнитным характеристикам горных пород, как намагниченность и точка Кюри.

Глава I

СВЯЗЬ МАГНИТНЫХ СВОЙСТВ ИЗВЕРЖЕННЫХ ГОРНЫХ ПОРОД С УСЛОВИЯМИ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ МАГМЫ

Начальная стадия кристаллизации

Первым фактором, влияющим на формирование магнитных минералов, является скорость кристаллизации. Влияние скорости этого процесса на магнитные характеристики изверженных пород можно проследить на подводных излияниях базальтов и на интрузивных телах, если изучать образцы от края потока или интрузива (т.е. от стекловатой оторочки) вглубь — к медленно остывающим, более раскристаллизованным частям тела вплоть до полнокристаллических и грубозернистых разностей. В полнокристаллических породах скорость процесса сильно отражается на увеличении концентрации и размера зерен магнитных минералов, а значит на росте восприимчивости и остаточной намагниченности (Комаров, 1963), а также на окислении и разрушении титаномагнетита.

Остановимся на ранних стадиях кристаллизации. В базальтовом стекле, образовавшемся под водой, $\kappa < 50 \times 10^{-6}$, $I_n < 25 \times 10^{-6}$ ед. СГСМ, т.е. $Q < 1,0$, а $I_{rs}/I_s < 0,2$ (Печерский, Назарова, 1974).

Такие необычно низкие для базальтов величины κ , I_n и Q можно объяснить только тем, что в стекле зафиксированы самые ранние стадии появления магнитных минералов, — в основном зародыши однодоменного размера.

Картина резко меняется с переходом от стекла к более раскристаллизованной части породы. Мы попадаем в область интенсивной кристаллизации ферримагнитных зерен. Близость их размера к однодоменным отражается в огромной величине I_n до 0,1 ед. СГСМ при очень малых значениях κ ; $I_{rs} > 0,5 I_s$ и $H'_{cs} \sim 800$ э; и по мере удаления от корки H'_{cs} уменьшается в 4–5 раз (Багин, Бураков, 1969; Печерский, Мирлин, 1971; Печерский, Назарова, 1974а,б). Именно в указанном интервале максимального H'_{cs} наиболее велики отношения I_{rs}/I_s и I_n/I_{rs} , а Q_n нередко превышает 200, что в совокупности подтверждает близость размера зерен к однодоменным. Таким образом, в базальтах, образовавшихся под водой, под коркой стекла скорость остывания достаточно мала и зерна магнитных минералов могут вырасти до однодоменных размеров и больше.

Можно оценить кинетические условия образования зерен магнетита (титаномагнетита). Кристаллизация определяется скоростью образования центров (зародышей) кристаллизации и скоростью роста кристаллов. По Дельтеру (Заварицкий, Соболев, 1961), кристаллизационную способность при данном режиме охлаждения можно выразить через процентное отношение массы кристаллической фазы к стеклу. В опытах Дельтера сплав нагревали на 100°C выше температуры плавления и в течение 5 минут охлаждали до красного каления. Результаты оказались следующими: магнетит — 100%, шпинель — 100%, авгит — 60–65%; анортит — 40–45%, альбит, ортоклаз и кварц — только стекло. При 1080° максимальная скорость роста кристаллов магнетита меньше $\frac{1\mu}{\text{мин}}$, а число центров кристаллизации всегда велико. В диабазовом стекле максимальная скорость роста кристаллов магнетита при 1160°C — $0,3 \mu/\text{мин}$ или порядка

$50 \text{ \AA}/\text{сек}$. Следовательно, при t^0 около 1100°C для образования из расплава зерен магнетита более 100 \AA , обладающих ферримагнитными свойствами (Нагата, 1965), потребуется несколько секунд (не менее двух).

В диффузионной области скорость диффузии в жидкости определяется формулой $v = \frac{SDC}{d}$, где S — сечение, d — толщина слоя потока диффузии; C — концентрация реагирующего вещества. Рассмотрим диффузию в объеме 1 см^3 , т.е. поток через сечение 1 см^2 при толщине слоя 1 см , при средней концентрации $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2 \sim 15\%$, что соответствует базальтовым расплавам. Тогда при плотности жидкости $\sim 2,5 \text{ г}/\text{см}^3$ $C \approx 0,4 \text{ г}/\text{см}^3$. Коэффициент диффузии в жидкостях не превышает $10^{-3} \text{ см}^2/\text{сек}$, в этом случае скорость диффузии равна $v = 0,4 \times 10^{-3} \text{ г}/\text{сек}$. Количество материала, необходимое для образования одного зерна титаномагнетита размером 300 \AA , будет

около 10^{-17} г. Благодаря диффузии в пределы 1 см^3 поступает около 4×10^{-4} г/сек материала. Соответственно, если этот материал полностью участвует в образовании титаномагнетита, то образуется $2 \text{ сек} \cdot 4 \times 10^{-4} \text{ г} / 10^{-17} \text{ г} = 8 \times 10^{13} \sim 10^{14}$ зерен. Эти зерна занимают объем $10^{14} \times 0,5 \times 10^7 = 5,0 \times 10^{20} \text{ \AA}^3$ или относительный объем (объем $1 \text{ см}^3 = 10^{24} \text{ \AA}^3$) $5,0 \times 10^{-4}$ % объема и $\sim 10^{-4}$ вес.% за 2 сек. Здесь не учтено то, что значительная часть железа идет на кристаллизацию силикатов, а не магнетита (титаномагнетита), и что принят максимальный коэффициент диффузии. Только два этих фактора уменьшают полученные величины примерно на порядок. Значит, если зародыши Fe-Ti-окислов присутствуют практически всегда в изверженных породах, то рост зерен будет резко ограничен диффузионными свойствами расплава, вязкостью, а, значит, температурой и скоростью охлаждения. Если температура ликвидуса базальтов $1200-1300$, а солидуса около 900°C , то для того чтобы не образовались зерна титаномагнетита, обладающие ферромагнитными свойствами, охлаждение на $300-400^\circ\text{C}$ должно произойти за первые десятки секунд.

Содержание зерен титаномагнетита, образующихся за первые секунды, не превышает 10^{-4} вес.%, что по крайней мере на три порядка меньше концентрации титаномагнетита и других Fe-Ti-окислов в эффузивах. Для образования примерно 0,1% ферромагнитных зерен в эффузивах при постоянной скорости роста кристаллов титаномагнетита потребуется около 1 часа, что возможно при реальных скоростях остывания лав. Резкое понижение содержания титаномагнетита, соответствующее расчетному (около 10^{-4} %), отмечено лишь в стеклах подводных излияний базальтов, при этом толщина таких стекол не превышает обычно первых сантиметров. Видимо, только в этом случае скорость остывания лав превышает скорость диффузии, т.е. остывание на $300-400^\circ\text{C}$ происходит за несколько секунд.

Дальнейшая судьба железо-титановых окислов будет определяться P-T-P_{O₂} условиями кристаллизации, время же отразится только на количестве и размере образующихся кристаллов.

Если в кислых вулканических породах магнитные минералы кристаллизуются заведомо до излияния лав на поверхность (Сперанская, Печерский, 1964; Oshima, 1971; и др.), то в базальтовых лавах кристаллизация начинается практически после излияния (не считая стадии зародышей). Варьируя температуру закалки расплава, можно по магнитным свойствам магнитных минералов экспериментально зафиксировать верхний предел их появления в кристаллической фазе. Так, при закалке на воздухе расплавов габбро, андезита, сиенита, температура которых достигала $1400-1500^\circ\text{C}$, образовавшиеся стекла оказались немагнитными, их $I_{rs} \leq 10^{-7}$ ед. СГСМ. Длительная плавка базальта при температуре, близкой к 1200°C , но не превышающей ее, и последующая закалка приводят к образованию стекла с I_{rs} около 10^{-5} ед. СГСМ; это соответствует начальной стадии

появления магнитных зерен. Охлаждение того же расплава базальта от 1200°C с несколько меньшей скоростью приводит к заметному росту I_{rs} , т.е. к образованию большого количества магнитных минералов. По мере увеличения давления температура начала кристаллизации магнитных минералов возрастает, и при $P = 15$ кбар, близком к границе области существования магнитных минералов изверженных пород, достигает $1300\text{--}1325^{\circ}\text{C}$. На рис. 67 приведены значения I_{rs} и H'_{cs} базальта после его плавления при 1350°C и последующей кристаллизации при заданной температуре. Экстраполируя кривые I_{rs} и H'_{cs} до соответствующих значений исходного базальтового стекла, получаем температуру появления ферромагнитных зерен

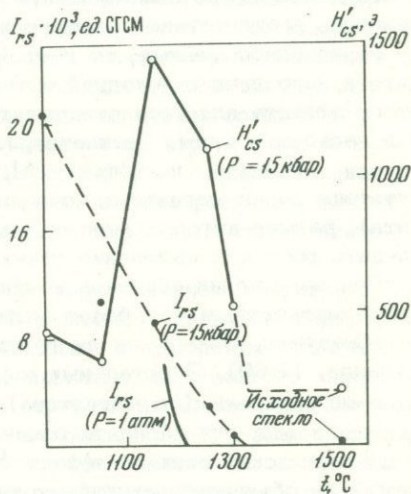


Рис. 67. Оценка начала кристаллизации магнитных минералов из базальтового расплава по I_{rs} и H'_{cs} в зависимости от T - P -условий

(размером больше 100 \AA) около 1320°C . Пик H'_{cs} отражает температуру наиболее интенсивной кристаллизации магнитных минералов (появление большого числа центров с явным преобладанием однодоменных зерен) — примерно 1150°C , что несколько выше, чем в случае $P=1$ атм (в лавах базальтов $\sim 1050^{\circ}\text{C}$).

Из данных, приведенных в части второй, гл. I, видно, что температура кристаллизации лав не превышает обычно 1200°C , процесс же кристаллизации основной массы лав идет в режиме, весьма далеком от закалки, и медленнее, чем оцененная выше (стр. 163) скорость, необходимая для образования ферромагнитных зерен магнетита размером $\sim 300\text{ \AA}$ и более. Судя по тому, что вулканические стекла океанических базальтов, застывавшие в режиме закалки, обладают слабой остаточной намагниченностью, температура расплава была близка к 1200°C и расплав до образования стекла уже содержал зерна титаномагнетита, приближающиеся к однодоменным.

При терромагнитных исследованиях подводных базальтов (пиллоу-лав) обнаружена еще одна любопытная закономерность, помогающая охарактеризовать раннюю стадию кристаллизации магмы. При нагреве

в нулевом магнитном поле предварительно намагниченных до насыщения образцов, начиная с 250°C их остаточная намагниченность начинает возрастать (Багин, Бураков, 1969б). Аналогичный эффект, названный эффектом $\Delta I_r(t^0)$, обнаружен при термомагнитных исследованиях вюстита (Лившиц и др., 1969, 1971). И в первом и во втором случае $\Delta I_r(t^0)$ связан с присутствием однодоменных зерен магнитного минерала (титаномагнетита в базальтах и магнетита в вюстите). В случае вюстита происходит рост самого зерна в пределах однодоменного интервала. Так как у однодоменных зерен величина остаточной намагниченности пропорциональна произведению vI_s (объем зерна и его спонтанная намагниченность), то при увеличении любого из сомножителей будет расти остаточная намагниченность в отсутствие внешнего поля, т.е. эффект $\Delta I_r(t^0)$. Поскольку зерна однодоменные, то рост I_r в обоих случаях будет происходить в направлении исходной остаточной намагниченности. Объяснение этого эффекта для титаномагнетитов не может быть столь простым, и в настоящее время удовлетворительное объяснение отсутствует, но так или иначе, по эффекту $\Delta I_r(t^0)$, можно обнаружить присутствие зерен магнитных минералов (магнетита или титаномагнетита), размер которых меньше максимального однодоменного и проследить рост или изменение таких зерен.

При нагревании образцов континентальных базальтов, содержащих титаномагнетит, и тем более интрузивных пород, эффект $\Delta I_r(t^0)$ не обнаружен. Обнаружен он только в образцах пиллоу-лав (Багин, Бураков, 1969). В остальных породах зерна магнитных минералов заметно окислены (до магнетита), либо же преобладают многодоменные зерна; оба варианта означают медленное остывание магмы. В вулканических стеклах эффект $\Delta I_r(t^0)$ также отсутствует, что может быть объяснено заметным окислением их в результате взаимодействия с водой или воздухом. Это подтверждают данные термомагнитного анализа.

Итак, рассмотрение ряда структурно-чувствительных магнитных параметров, в частности, κ , I_n , I_{rs} , H'_{cs} , позволяет судить о режиме кристаллизации расплава и росте магнитных зерен на разных стадиях их образования. На основании изучения этих магнитных характеристик установлено, что в базальтовых, а значит, и в более кислых расплавах до их застывания (а следовательно, и до их излияния) существуют зерна магнитных минералов, главным образом в дооднодоменном состоянии. Особенно наглядно это видно на примере подводных излияний. Если ферромагнитные или дооднодоменные зерна кристаллов титаномагнетита образовались до остывания расплава, то при остывании в режиме закалки они могут присутствовать в стекле. Это следует из приведенных выше простых опытов с плавками и закалками, а также из расчетов (см. стр.163). Температура базальтовых расплавов, излившихся на дно океанов к моменту извержения, должна быть близка к 1200°C , так как выше нее расплав практически не содержит зерен магнитных минералов.

**Процесс кристаллизации.
Термомагнитная характеристика
состава магнитных минералов**

Этот вопрос можно рассмотреть для разных "уровней", т.е. для разных пространственных и временных масштабов: 1) в "точке" расплава, 2) в петрохимически-однородном магматическом теле за небольшой промежуток времени, 3) в магматическом теле в целом за геологический отрезок времени.

1. Поведение состава магнитных минералов в "точке" расплава. Как показывает большая статистика данных термомагнитных анализов, для неизмененных или подвергнутых регомогенизации изверженных горных пород характерна либо одна четкая точка Кюри, либо кривые $I_S(t^0)$ или $I_{rs}(t^0)$ несколько прогнутые, но близкие к однофазному типу. Следовательно, в процессе кристаллизации магнитных минералов в данной "точке" расплава режим сохраняется настолько, что состав магнитных минералов варьирует мало и статистически близок к постоянному. Значит процесс кристаллизации, если его скорость превышает скорость остывания расплава, влияет главным образом на структурно-чувствительные магнитные характеристики.

Для изучения однородности состава зерен титаномагнетитов в базальтах подобрана серия образцов из различных регионов мира, кривые $I_{rs}(t^0)$ которых близки к однофазным, а измерения точки Кюри (T_C) варьируют от 80 до 480°С. С помощью электронного микрозонда (САМЕСА) определен состав зерен титаномагнетитов (Печерский, Лапутина, 1973; Печерский, Назарова, 1974б). Как правило, зерна титаномагнетитов однородны, содержат небольшое количество примесей. Содержание Mg варьирует от 0,0 до 6%, Al - от 0,0 до 2,7%, сумма остальных примесей не превышает 1-2%.

Расчетные T_C зерен титаномагнетитов определены по содержанию титана: $x = \frac{Ti, \text{вес} \%}{21,4}$, где x - доля Fe_2TiO_4 в титаномагнетите.

Крайние варианты вариаций T_C : а) расчетные T_C от зерна к зерну изменяются в узком интервале (около 50°) и наиболее близки к измеренной T_C образца; кривая $I_{rs}(t^0)$ либо выпуклая, либо имеет незначительный прогиб; б) расчетные T_C изменяются от зерна к зерну на 100-200°С; кривая $I_{rs}(t^0)$ вогнутая, измеренная T_C четко не фиксируется, чаще она близка к верхнему пределу спектра расчетных T_C .

Во всех случаях расчетные T_C либо близки к измеренным, либо ниже них. Последнее чаще всего связано с однофазным окислением титаномагнетита, что подтверждают результаты регомогенизации.

Для зерен титаномагнетитов базальтов устанавливается прямая корреляция: а) между содержанием Mg и расчетной T_C (рис. 68); б) между размером зерна и расчетной T_C . Размер зерна и содержание Mg отражают ход кристаллизации: наиболее ранние зерна

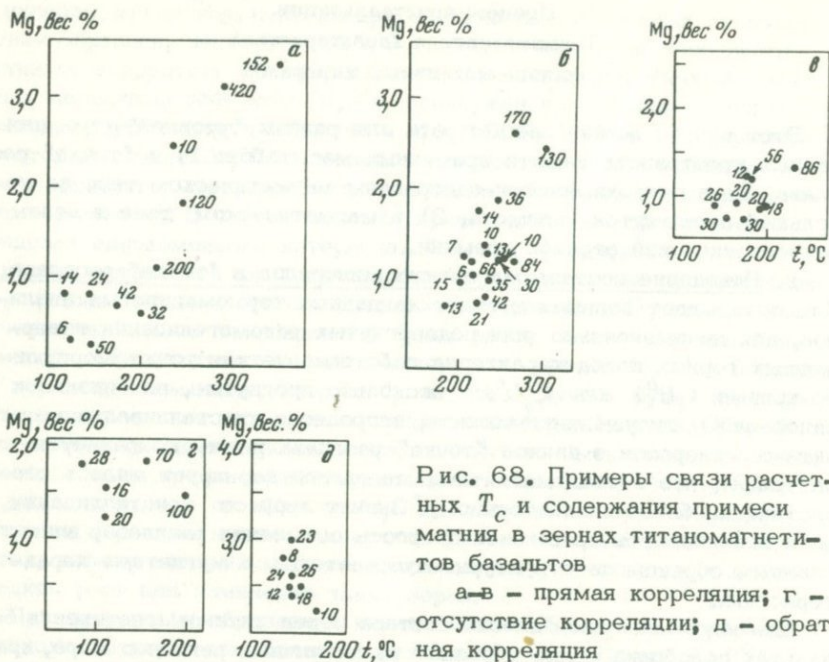


Рис. 68. Примеры связи расчетных T_c и содержания примеси магния в зернах титаномагнетитов базальтов
 а-в — прямая корреляция; г — отсутствие корреляции; д — обратная корреляция

являются наиболее крупными и они содержат наибольшие количества Mg (табл. 14).

Таким образом, в базальтах в ходе кристаллизации расчетные T_c либо почти не меняются, либо уменьшаются. Последнее характерно для режима закрытой термодинамической системы, не имеющей буфера, когда в ходе кристаллизации P_{O_2} уменьшается быстрее, чем у буфера (например, никель — окись никеля). Отмеченная закономерность подтверждается и наличием в некоторых крупных зернах титаномагнетитов зональности в содержании Ti: края обогащены Ti, соответственно расчетные T_c их меньше, чем T_c центральных частей зерен на 10–500°C и приближаются к расчетным T_c мелких зерен (табл. 15).

Оговоримся, что из 110 изученных зерен титаномагнетита в 75 содержание титана изменяется менее чем на 0,7% и лишь у 10 зерен содержание Ti варьирует от 1,0 до 1,5%. Это означает, что в точке, где кристаллизуется зерно титаномагнетита, скорость его кристаллизации достаточно велика и система вполне консервативна (условия кристаллизации не изменяются).

Только в одном образце обнаружена обратная связь T_c и размера зерен титаномагнетита, что может означать либо рост P_{O_2} в ходе кристаллизации базальта, либо равновесность P_{O_2} буфера.

Таблица 14

Зависимость между размером зерен титаномагнетита и содержанием в нем магния

№ обр.	$\Delta Mg (Mg_{\max} - Mg_{\min})$	$\Delta Mg/Mg_{\max}$	Разность размеров зерен, μ
79-2	0,2(1,32-1,15)	0,15	10(16-6)
582д	0,74(3,0-2,26)	0,25	22(26-4)
28в	1,6(6,0-4,43)	0,27	15(18-3)
3	0,55(1,25-0,7)	0,44	80(90-10)
Б-9	0,6(1,85-1,25)	0,32	95(105-10)
905-1	0,88(1,48-0,6)	0,59	34(44-10)
737-33	1,84(2,54-0,7)	0,72	164(170-6)
883	1,45(1,85-0,4)	0,78	70(75-5)
791	2,80(3,1-0,3)	0,9	414(420-6)
941	0,18(0,18-0,0)	1,0	185(190-5)

Таблица 15

Примеры зонального распределения титана в крупных зернах титаномагнетита из базальтов

№ обр.	Размер зерна, μ	Ti, вес.%	
		край зерна	центр зерна
737	130	8,9	8,4
737	84	10,15	8,75
791	200	12,4	11,0
791	50	13,7	13,2
791	32	11,7	11,2
791	23	13,1	12,8
Б-9	18	15,2	14,5

Консервативность системы при кристаллизации базальтовой лавы изучена на примере лавовых озер Алаэ и Макаопухи, где в скважинах проводились измерения T и P_{O_2} (см. стр. 125) и отбирались образцы лав при разных температурах. По данным термоманнитного и химического анализов (Katsura, 1964; Gromme a. o., 1969) точка Кюри титаномагнетитов из образцов, отобранных при температуре 1100-900°C, практически не меняется и равна 150-180°C (табл. 16). При дальнейшем снижении $t^0 T_c$ плавно растет примерно вдоль линии равновесного остывания базальта (см. рис. 6,59), но при этом фактическая температура базальта "отстает" от равновесной приблизительно на 300°C (табл. 16).

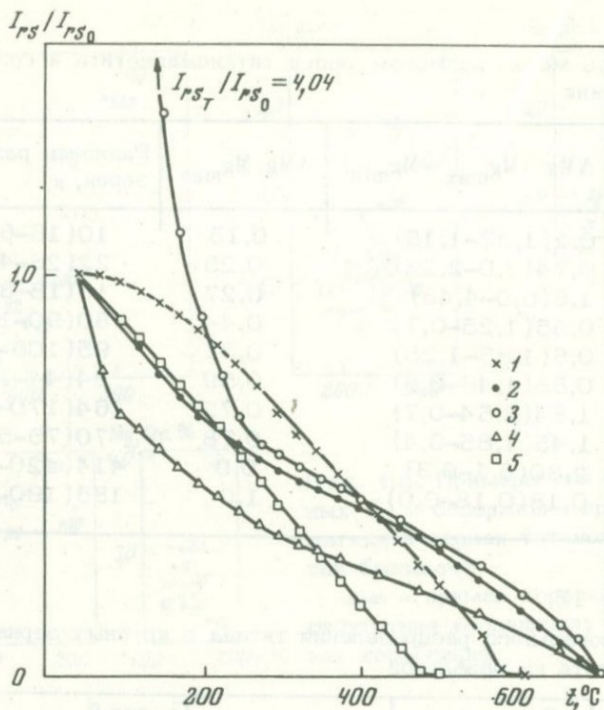


Рис. 69. Термомагнитный анализ пемзы

1 - фракция вкрапленников магнетита; 2-4 - то же, гемоильменита (кривая 3 - повторная). После первого нагрева I_{rsT} возросла в 4,04 раза; 5 - порода после термообработки при 1000°C и $P = 10^{-5}$ мм рт.ст.

Таким образом, сравнение состава сосуществующих титаномагнетита и гемоильменита по термомагнитным данным с фактически измеренными в скважинах t° и P_{O_2} показывает на диаграмме $t^{\circ} - P_{\text{O}_2}$ систематическое отставание равновесной t° от фактической, достигающее до 300°C , при соблюдении общей закономерности изменения $t^{\circ} - P_{\text{O}_2}$ вдоль линии равновесия для базальтов. Это явление можно объяснить тем, что перестройка в ходе остывания лавы состава титаномагнетитов и гемоильменитов в соответствии с новыми $T - P_{\text{O}_2}$ заметно отстает от температуры остывания лавы.

Аналогичная картина уменьшения содержания магния и увеличения содержания титана от крупных зерен титаномагнетита к мелким наблюдается и в случае кислых эффузивов (Oshima, 1971). В дацитах Японии крупные фенокристаллы заведомо образовались до излияния лав, так как они присутствуют и в раскристаллизованных по-

родах и в стекловатых пемзах, при этом состав их в обоих случаях практически идентичен. Во время относительно медленной кристаллизации дацитов вокруг фенокристаллов титаномагнетита образуются каймы, кроме того возникают обособленные мелкие зерна. Состав кайм и мелких зерен очень близок: и те, и другие содержат больше титана и меньше магния, чем фенокристы. Аналогичные изменения состава титаномагнетита прослежены и для зерен, образующих включения в пироксене, амфиболе, плагиоклазе; в результате этого удается проследить порядок кристаллизации перечисленных минералов (Печерский, Финько, 1970).

Изучение состава сосуществующих титаномагнетита и гемойльменита из дацитов Невады, подобных японским (Lipman, 1971), показывает, что на диаграмме $T-P_{O_2}$ они образуют линию, параллельную буферу никель - окись никеля, идущую несколько выше. Следовательно, их кристаллизация идет также в условиях закрытой системы, но в присутствии буфера; режим P_{O_2} несколько выше, чем в базальтах (см. рис. 59).

Последний пример попробуем проследить по магнитным характеристикам, зафиксированным при изменении состава вновь кристаллизующихся минералов и изменении ранее образованных магнитных минералов. Различные стадии таких изменений отмечены благодаря

Таблица 16

Зависимость между точкой Кюри и намагниченностью насыщения базальтов в ходе остывания

Интервал охлаждения, °С (скв. М-23)	$T_c, ^\circ\text{C}$	$I_s, \text{гс/г}$
430-590	560	0,47
590-635	510	0,46
635-695	510	0,43
695-740	490	0,41
740-795	410	0,36
795-830	300	0,36
830-880	210	0,27
880-950	180	0,22
> 950	160	-

тому, что магнитные минералы образуют включения в более поздних минералах и как бы "консервируются" от внешних влияний.

Рассмотрим результаты магнитных исследований пемз Дальнего Востока СССР и содержащихся в них фенокристаллов оливина, геден-

Таблица 17

Магнитные исследования пемзы (и вкрапленников из нее) Дальнего Востока

Порода, минерал	№ пробы	I_{rs} , гс·см ³ /г	Магнитные	
			1 фаза	
			T_c , °C	Доля I_{rs} , %
Пемза	1	0,04	-	-
"	2	Не опр.	-	-
"	3	"	-	-
"	4	"	125?	10?
Пемза после нагрева до 1000°C при $P=6 \cdot 10^{-5}$ мм рт.ст.	1	0,02	-	-
Магнетит (вкрапленники)	5	10	-	-
Гемоильменит (вкрапленники)	6	Не опр.	-	-
То же	7	0,05	90	25
Оливин (вкрапленники)	8	Не опр.	90	10
То же	9	0,04	85	15
Феррогеденбергит (вкрапленники)	10	0,3	-	-
Стекло (легкая фракция без вкрапленников)	11	0,002	-	-

Примечание: тщательно отобранная "чистая" проба стекла практиче

ска бергита, гемоильменита и магнетита (Печерский, Финько, 1970). Зерна гемоильменита неоднородны, почти во всех случаях под микроскопом наблюдаются структуры высокотемпературного окисления, а также более позднего вторичного окисления, выражающегося в замещении гемоильменита гематитом от краев в глубь зерна, вплоть до гематитовых псевдоморфоз (рис. 69).

Из термомагнитного анализа породы следует, что в ней присутствуют магнитные минералы с различными T_c , среди которых преобладает магнетит, близкий к стехиометрическому. Исходя из данных по отдельным фракциям, можно утверждать, что остальные фазы относятся к твердым растворам гемоильменитов. От образца к образцу соотношения фаз несколько меняются, но выделяются две основные группы: $T_c \sim 150-200^\circ\text{C}$ и $T_c \sim 250-300^\circ\text{C}$ (табл. 17).

Точка Кюри отобранных вкрапленников магнетита равна 580°C , что отвечает чистому магнетиту. Однако, по данным химического анализа, во вкрапленниках "магнетита" присутствует 2,1 вес.%

фазы в породе (минерале) и их доля в остаточной намагниченности

2 фаза		3 фаза		4 фаза		5 фаза	
T_c , °C	Доля I_{rs} , %	T_c , °C	Доля I_{rs} , %	T_c , °C	Доля I_{rs} , %	T_c , °C	Доля I_{rs} , %
-	-	280	25	575	75	~700	<1
150	15	250	15	580	70	~700	<1
150	15	300	5	580	80	~700	<1
200	5	300	15	575	70	?	-
-	-	-	-	480	100	-	-
-	-	-	-	580	100	-	-
190	15	290	20	-	-	690	65
190	10	280	10	-	-	690	55
200	10	-	-	550	80	-	-
200	20	-	-	550	65	-	-
150?	5	275	25	580	70	680	<1
200	15	275	5	575	80	-	-

ски немагнитна - $I_{rs} < 10^{-4}$ гс·см³/г

TiO₂, что соответствует титан-содержащему магнетиту с $T_c=550^\circ\text{C}$. Следовательно, титан в анализированных вкрапленниках находится в немагнитных минералах.

Во вкрапленниках гемоильменита присутствуют магнитные фазы с T_c от 100 до 300°C и 690°C . Все они относятся к гемоильменитам. Об этом свидетельствуют данные минераграфического и термомагнитного анализов. В результате нагрева пробы гемоильменита возрастает количество гематита (правая часть кривой 3 идет выше кривой 2. См.рис. 69), а $T_c=190$ и 290°C смешаются влево и становятся, соответственно, 150 и 260°C (т.е. часть Fe^{3+} выделилась в виде гематита, а состав ферромагнитного гемоильменита изменился в сторону с меньшим содержанием Fe_2O_3), одновременно в 4 раза возросла намагниченность. Отмеченному смещению T_c влево соответствует возрастание I_s в 4 раза (Нагата, 1965), что мы и наблюдаем. Это, в сочетании с минераграфическими наблюдениями, является существенным аргументом в пользу

того, что выделенные во вкрапленниках гемоильменита магнитные фазы являются представителями твердых растворов гематит-ильменит. Химический состав вкрапленников гемоильменитов: $TiO_2 - 41,79$; $Fe_2O_3 - 23,44$; $FeO - 28,55$; $MnO - 2,60\%$ соответствует окисленному гемоильмениту, фигуративная точка которого на диаграмме $FeO - Fe_2O_3 - TiO_2$ располагается выше линии $FeTiO_3 - Fe_2O_3$.

Проведя линию окисления от фигуративной точки фактического состава гемоильменита до пересечения ее с линией $FeTiO_3 - Fe_2O_3$, получим состав исходного гемоильменита: $0,1 Fe_2O_3 - 0,9 FeTiO_3$, отвечающего наиболее распространенному составу гемоильменита в изверженных породах.

Таким образом, близкий к первичному гемоильменит имел, видимо, состав почти тот же, что и $FeTiO_3$, но с примесью Fe_2O_3 около 10 мол.%, а последующее окисление его привело к образованию различных гемоильменитов и гематита (возможно присутствие минералов титана - рутила, псевдобрукита и т.п.).

Состав и количественные соотношения магнитных минералов в феррогеденбергите очень сходны с таковыми в породах, тогда как в оливине отсутствуют гемоильмениты с $T_c > 200^\circ C$, зато заметна доля гемоильменитов с $T_c > 85-90^\circ$ (см. табл. 16). Отсутствуют в оливинах магнетит и гематит, входящие в состав феррогеденбергита, зато присутствует титансодержащий магнетит с $T_c = 550^\circ C$, состав которого соответствует данным химического анализа. Отмеченные отличия термомагнитных характеристик оливинов говорят о меньшей степени окисления включенных в них магнитных минералов по сравнению с включенными в феррогеденбергите.

Очищенное от вкрапленников вулканическое стекло пемзы слабо магнитно, его $I_{rs} < 10^{-4}$ ед. СГСМ. Столь низкая намагниченность стекла подтверждает сказанное - преобладающая часть магнитных минералов приурочена к вкрапленникам и, следовательно, образовалась на более ранних стадиях, чем стекло. У менее "чистого" вулканического стекла, содержащего, по всей вероятности, микрокристаллы, не вошедшие во фракцию вкрапленников, выделяются четыре магнитных фазы: гемоильмениты с $T_c 200^\circ$ и 275° , магнетит и гематит. Это близко к данным по породе в целом и для случая вкрапленников феррогеденбергита (см. табл. 17).

Сделана попытка гомогенизировать расплавленные и окисленные зерна титаномагнетита и гемоильменита, для чего образец породы нагревался до $1000^\circ C$ при $P = 6 \times 10^{-5}$ мм рт.ст. (о гомогенизации см. часть первую, гл. IV). Кривая $I_{rs}(t^\circ)$ после такой термообработки образца отвечает близкому к гомогенному титаномагнетиту с $T_c = 480^\circ C$. Кстати, в пемзах Японии, близких к дальневосточным, распространены гомогенные титаномагнетиты с $T_c = 400-460^\circ C$ (Momose a. o., 1968). Состав гомогенного титаномагнетита (6 вес.% TiO_2) не соответствует данным химического анализа (2,1 вес.% TiO_2), по-видимому, часть зерен гемоильменита находилась во взаимодействии с зернами магнетита.

Таким образом, состав магнитных минералов отвечает последовательности кристаллизации вкрапленников из расплава: первыми, очевидно, образовались титаномагнетит ($x = 0,08$) и гемоильменит ($x = 0,9$), которые еще на ранних стадиях кристаллизации окислились. Захваченные оливином кристаллы гемоильменита и титаномагнетита уже заметно окислены (появляются гемоильменит $x = 0,7$ и титаномагнетит $x = 0,04$), однако меньше, чем попавшие в более поздние вкрапленники ферротеденбергита, где растет доля Fe_2O_3 в гемоильмените; титаномагнетит окисляется до магнетита и появляется гематит.

Ферримагнитные гемоильмениты, присутствующие в пемзе, судя по данным Т. Нагата (1965), имеют составы, соответствующие области максимума на кривой растворимости твердых растворов гематит-ильменитовой серии. Ниже этой кривой твердые растворы упомянутой серии неустойчивы. Отсюда следует, что образование ферримагнитных гемоильменитов происходило при температурном режиме, близком к кривой солидуса, т.е. выше $900^{\circ}C$, и, видимо, в небольшом диапазоне температур, так как при температуре, близкой к $1000^{\circ}C$, порода находилась еще в состоянии расплава (см. часть вторую, гл. II).

Таким образом, в данной точке расплава кристаллизация идет в меняющихся $T-P_{O_2}$ - условиях, чаще эти условия близки закрытой системе, не имеющей буфера P_{O_2} , реже отмечаются случаи кристаллизации в условиях буфера P_{O_2} открытой системы. Сказанное не согласуется с тем, что кривая $T-P_{O_2}$ равновесного остывания базальтовой лавы (см. рис. 59) расположена близко от линии буфера магнетит-фаялит, т.е. эта кривая справедлива для макромасштабов. Вариации расчетных T_C от зерна к зерну титаномагнетита одного образца и однофазные или близкие к ним кривые $I_{TS}(t^0)$ показывают, что кристаллизация магмы - процесс достаточно консервативный и что состав титаномагнетитов за время кристаллизации магмы меняется мало в случае основных магм и заметнее в более кислых магмах. Информацию, наиболее близкую к условиям образования магмы (или, скажем осторожнее, к условиям последнего равновесного состояния магмы до начала ее кристаллизации), несут наиболее крупные и наиболее магнезиальные кристаллы титаномагнетита.

Подчеркнем, что все сказанное относится к "точечному" объему расплава и достаточно быстрой кристаллизации магмы.

2. Поведение состава магнитных минералов в петрохимически однородном "магматическом теле". Здесь также в качестве примера удобнее рассматривать вулканические образования. Связь состава магнитных минералов с процессом кристаллизации магматического тела удобнее рассмотреть в вертикальном или радиальном разрезе лавового потока или потока пиллоу-лавы. На рис. 70 приведены примеры таких разрезов, где состав магнитных минералов

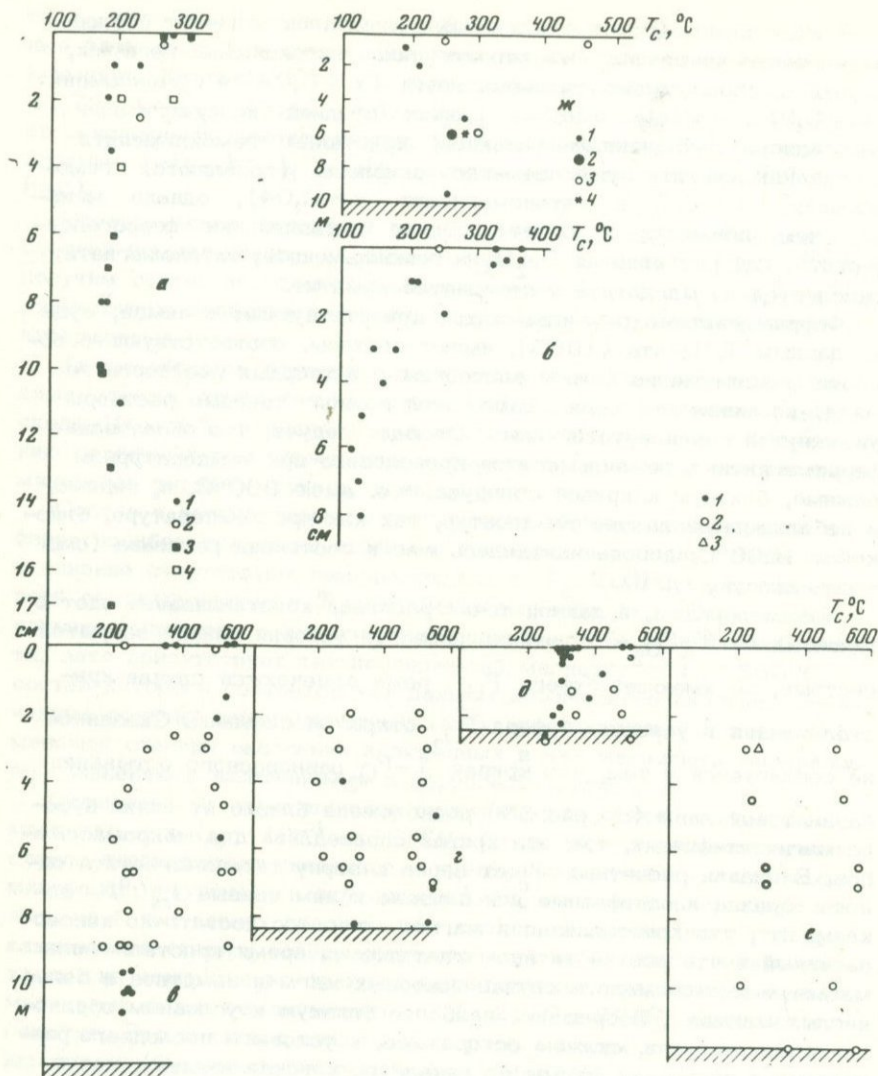


Рис. 70. Поведение T_c в вертикальном разрезе лавового потока
 а - измеренные T_c пиллоу-лав рифтовой зоны Срединного Атлантического хребта: 1 - образцы с 30° с.ш., классы А и Д; 2 - то же, классы В и Г; 3 - образцы с 40° с.ш., классы А и Д; 4 - то же, классы В и Г.

б - измеренные T_c пиллоу-лав Индоокеанского рифта.

в, г - измеренные T_c в вертикальных разрезах базальтового потока в подножьях вулкана Тятя (два пересечения на расстоянии 2 км); о - в Кунашир, Курильские о - ва.

оценивается по их точке Кюри. Если исключить варианты заведомого окисления магнитных минералов (явно неоднородные кривые термомагнитного анализа классов Б, В, Г, Д, обязательное присутствие магнетита или близкого ему по $T_c = 575^\circ\text{C}$ магнитного минерала, даже гематита) — состав первичных магнитных минералов в разрезах подводных потоков пиллоу-лав, а также наземных потоков лав основного-среднего состава весьма однороден, несмотря на колоссальные изменения намагниченности, особенно в случае пиллоу-лав (см. стр. 162). Это свидетельствует об отсутствии зависимости между составом кристаллизующихся титаномагнетитов и условиями кристаллизации лавы. Разброс T_c обычно не превышает 20°C и лишь в краевых частях потоков заметны отклонения, — как правило, это возрастание T_c на 50° и более, несомненно связанное с обогащением расплава кислородом при взаимодействии с окружающей средой (водой, воздухом). Более того, например, в пределах рифтовой долины Срединного Атлантического хребта поведение T_c в радиальном разрезе пиллоу-лавы совершенно идентично на протяжении 1000 км (см. рис. 70, а) (Печерский, Назарова, 1974а). Следовательно, если до кристаллизации внутри расплава существуют однородные условия, то однородность первичных магнитных минералов наблюдается и на стадии кристаллизации магмы (в пределах разброса, рассмотренного в предыдущем разделе и вызванного нарушением равновесия термодинамической системы при кристаллизации магмы). С другой стороны, если сравнить средние значения T_c для лавовых потоков из разных регионов мира, то окажется, что они различны. Следовательно, мы вправе утверждать, что различия в составе первичных титаномагнетитов связаны не с условиями кристаллизации магмы, а с более ранним ее состоянием.

Исследование особенностей кристаллизации магмы в лавовом потоке в целом имеет смысл только для лав с малой вязкостью, т.е. для основных лав, которые текут на большие расстояния, покрывая иногда огромные площади. Так, например, потоки плиоценовых долеритовых базальтов Армянской ССР удалены от предполагаемых центров излияний на многие десятки километров. Однако, как вблизи этих центров (Кечутский хребет), так и на максималь-

(Продолжение подписи к рис. 70)

д — измеренные T_c молодого базальтового потока на вершине вулкана Тятя.

е — точки Кюри базальтового потока конуса Медвежьего, о — в Итуруп, Курильские острова: 1 — для образцов классов А и Д; 2 — для образцов классов В и Г; 3 — T_c после гомогенизации образца.

ж — точки Кюри базальтового потока из совгаванской свиты Приморья: 1 — T_c лавы классов А и Д; 2 — T_c стекловатой фракции из этой же лавы классов А и Д; 3 — T_c лавы классов В и Г; 4 — T_c фракции оливина, класс Г

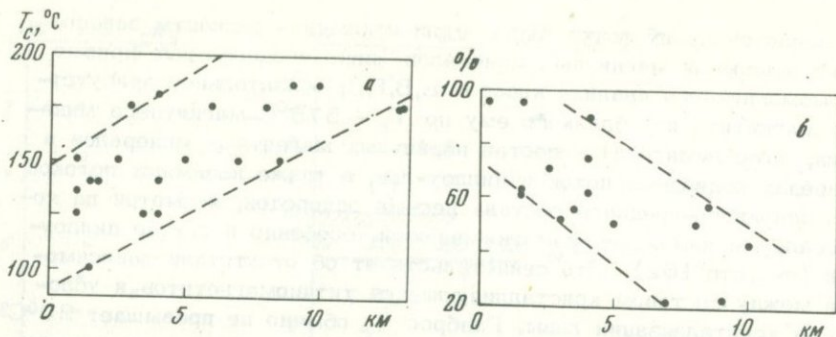


Рис. 71. Зависимость между величиной T_c и расстоянием до источника лавы (а) и долей соответствующей ей фазы в базальте (б)

ном расстоянии от них (до 100 км, вблизи Еревана, Камо) состав первичных титаномагнетитов варьирует в небольших пределах ($T_c = 150-250^\circ\text{C}$; верхний предел возможно завышен из-за вторичного окисления), независимо от расстояния до источника излияния. Подобно этому, потоки среднечетвертичных андезитов-базальтов р. Раздан и верхнечетвертичных андезитов-базальтов вулкана Далик на протяжении около 40 км характеризуются сходным составом первичных титаномагнетитов, точки Кюри меняются максимум на 50° (следует заметить, что эти изменения соответствуют вариациям состава зерен титаномагнетита в одном образце Разданского потока).

Аналогичные наблюдения относятся к составу первичных титаномагнетитов в нескольких молодых базальтовых потоках Курильских островов. В базальтовых лавах Сирии по мере удаления от центра излияния видна тенденция к росту T_c (в среднем на 50° на 10 км), к уменьшению доли титаномагнетита в сумме магнитных минералов и, соответственно, к росту содержания вторичного магнетита (рис. 71). Отмеченная тенденция характерна для извержений центрального типа (Краснов, Печерский, 1969).

Расширим еще границы явления и рассмотрим его в геологическом масштабе времени.

3. Поведение и состав магнитных минералов в "магматическом теле" за геологический промежуток времени. Рассматривая магматические образования в геологическом масштабе времени, можно проследить условия кристаллизации магмы не на отдельном лавовом потоке, а на примере либо источника многократных извержений — очага вулкана, либо — крупного магматического тела типа интрузива, что с точки зрения рассматриваемого вопроса является одним и тем же.

Если изучить состав первичных титаномагнетитов в серии излияний одного вулкана, то обнаруживаются две основные тенденции, часто независимые от изменений состава лав: 1) точки Кюри у раз-

ных потоков практически не меняются (например, у базальтов океанов, африканских рифтов, некоторых вулканов Курильских островов и др.); 2) от потока к потоку точки Кюри меняются, чаще всего они возрастают (это характерно для вулканов Курило-Камчатской дуги - см. стр. 229-234; долеритовых базальтов, потоков вулкана Далик и других вулканов Армении - см. стр. 241-248). При этом возрастание T_c происходит быстрее, чем меняется состав титаномагнетита вдоль линии равновесного остывания базальта (см. рис. 6 и 59), и - более того - температуры кристаллизации равновесного титаномагнетита с $T_c = 300-350^\circ\text{C}$, которые на "базальтовой" кривой отвечают примерно 800°C , совершенно нереальным для базальтовых лав (см. рис. 3). Эту закономерность нельзя объяснить равновесным остыванием базальтовой магмы, так как излияния лав возможны при температурах, превышающих 1100°C (см. стр. 125). На конкретных примерах этот вопрос разобран в части четвертой, здесь же лишь отметим, что однородность точек Кюри несомненно отражает консерватизм системы как целого в геологическом масштабе времени. Следовательно, в таком случае состав титаномагнетитов несет информацию об условиях существования расплава в очаге.

Сказанное выше относится к вулканическим горным породам, которые кристаллизуются главным образом на поверхности Земли. При этом необходимо подчеркнуть, что условия кристаллизации лавы отражаются на составе первичных титаномагнетитов в меньшей мере, чем условия в магматическом очаге (или условия, при которых магма поднимается к поверхности, если скорость ее мала, как в случае вязких кислых магм).

В случае интрузий магма чаще кристаллизуется в промежуточной камере, расположенной относительно неглубоко от поверхности; вариант полной кристаллизации магмы непосредственно в магматическом очаге, т. е. в месте генерации магмы, полностью исключать нельзя.

В качестве примера можно привести результаты термомангнитного изучения сложно дифференцированной Патынской габброидной интрузии (Богатиков и др., 1971; Печерский и др., 1974; см. также часть первую, гл. IV).

По составу наиболее близки к первичной магме породы краевой фации интрузива - беебахиты, их $T_c = 360^\circ\text{C}$ ($330-370^\circ$). Наиболее ранние продукты кристаллизационной дифференциации интрузии - пироксеновые габбро - имеют точки Кюри, равные $300-350^\circ\text{C}$; точки Кюри промежуточных продуктов дифференциации - различных по составу оливиновых габбро и феррогаббро - широко варьируют от 350 до 120°C ; наконец, породы наиболее поздней кристаллизации - рудные габбро и собственно-титаномагнетитовые руды - имеют T_c 140°C ($115-175^\circ\text{C}$). Точка Кюри фракции ильменита из руды примерно равна - 100°C . Отмеченные вариации состава первичного титаномагнетита зафиксированы данными термомангнитного анализа пород после их термообработки в вакууме (регомогенизация - см. часть первую, гл. IV), а также данными электронного микрозондиро-

вания (Печерский и др., 1974). Судя по T_c титаномагнетита и ильменита из руды (см. рис. 6), она кристаллизовалась при $t^0 = 1100^\circ\text{C}$ и $P_{\text{O}_2} = 10^{-8,5}$ атм. Соответственно, t^0 и P_{O_2} более ранних дифференциатов были выше.

В процессе кристаллизационной дифференциации расплава в магматической камере образуются различные магматические породы (состав которых меняется в широком диапазоне) и первичные титаномагнетиты. В приведенном примере кристаллизационная дифференциация происходит в условиях закрытой системы при заметно понижающейся, по сравнению с равновесной, P_{O_2} . В результате в остаточном рудном расплаве точка Кюри титаномагнетита снижается более, чем на 200°C , по сравнению с титаномагнетитом первой фазы. Такой большой перепад значений T_c в сторону ее уменьшения для последовательных извержений одного вулкана не известен. Таким образом, когда в интрузивном очаге, расположенном на глубине нескольких километров, происходит кристаллизационная дифференциация указанного типа, то извержение магмы на отдельных этапах дифференциации в виде лав является маловероятным. Если допустить дифференциацию в очаге, то, судя по T_c вулканических пород, там не происходит существенного изменения $T-P_{\text{O}_2}$ -условий и магнитные минералы не кристаллизуются. Более вероятным является сочетание дифференциации и излияний отдифференцированного расплава в виде лав в случае открытой системы, когда с ростом P_{O_2} растет и температура начала кристаллизации магнитных минералов. Такой вариант подтверждается фактическими данными - неоднократно отмеченным закономерным возрастанием T_c вулканических пород от более ранних к более поздним излияниям. Как крайний случай, можно привести уникальный пример - излияние магнетитовой лавы Лако в Чили (Haggerty, 1970).

Влияние всестороннего давления на состав кристаллизующихся магнитных минералов.

Терромагнитная характеристика

Роль давления в образовании магнитных минералов до последнего времени почти не изучена. Известны лишь две публикации опытов по кристаллизации титаномагнетитов при высоких $P-T$, но без контроля P_{O_2} (Багина и др., 1970; Kawai, 1957). В первой работе приведены опыты с породами и рудами при $T = 550^\circ\text{C}$ и P до 15 кбар. Из этих исследований можно сделать лишь качественный вывод, что с увеличением давления увеличивается вклад магнитных фаз с низкими точками Кюри в многофазные системы, фиксируемые при терромагнитном анализе.

В опытах с магниезильманитовой титаномагнетитовой рудой Лесной Сопки, содержащей главным образом агрегат магнетита и ульвошпинели, удалось получить гомогенный титаномагнетит с $T_c = 325^\circ\text{C}$, практически отвечающей химическому составу титаномагнетита (см. стр.

86, обр. 5), при $P=11$ кбар и $t^0 \sim 1000^\circ\text{C}$ после 10 часов выдержки (Багина и др., 1970). Следовательно, именно это давление обеспечило равновесную величину P_{O_2} для данного состава вещества. Расчетное время гомогенизации составляет примерно 5 часов; расчет сделан на основании среднего размера ячеек структуры распада титаномагнетита (менее 1 мк), температуры 1000°C , и, соответственно, коэффициента диффузии $\sim 10^{-13}$ см²/сек (Petersen, 1970). С увеличением давления при той же температуре из того же исходного материала появляются титаномагнетиты с все меньшей T_c , вплоть до появления при 23 кбар титаномагнетита с $T_c \sim 40^\circ\text{C}$; в этом режиме система оказалась неоднородной, для равновесия явно не хватило 10 часов. Подобный результат был получен и при термообработке под давлением 23 кбар смеси магнетит + TiO_2 + FeO - в этом опыте также наблюдалась фаза с $T_c \approx 40^\circ\text{C}$ (данные Л. Д. Лифшица и Д. М. Печерского).

Наконец, последние имеющиеся в нашем распоряжении сведения - это плавки базальтового стекла при $t^0=1350^\circ\text{C}$, последующая его выдержка при различных T - P и закалка (данные А. В. Лыкова и Д. М. Печерского). Так, при 15 кбар получены значения T_c при разной t^0 кристаллизации (выдержка при данной температуре составляет 1 час); 1150°C - $T_c = 250^\circ\text{C}$; 1050° - $T_c \sim 250^\circ\text{C}$ (неоднородный образец); 950° - $T_c = 285^\circ\text{C}$. Таким образом, с понижением температуры выдержки (температуры кристаллизации) точка Кюри несколько возрастает. Этот рост гораздо меньше, чем разница величин T_c равновесного состава титаномагнетита для 1150° и 950°C при равновесной кристаллизации базальтовой лавы (см. рис. 59). Из-за очень малого содержания магнитных минералов, при $T > 1200^\circ\text{C}$ (см. рис. 70) определить состав титаномагнетита не удалось. В случае плавления базальтового стекла при $P=3$ кбар без буфера в водных условиях (содержание воды варьировало от 1 до 10%) и выдержке пробы в течение 2 суток при 900°C кристаллизуется титаномагнетит с $T_c = 505-540^\circ\text{C}$, в среднем по четырем опытам - 525°C (опыты Г. О. Саргсяна).

Полученные несколько точек (T_c - P ; рис. 72) ложатся примерно на одну прямую $H=82-0,14 T_c$, которая пересекает ось T_c около 580°C . Это соответствует точке Кюри магнетита и согласуется с его вторичным происхождением, образованием в поверхностных или близповерхностных условиях, где P приближается к одной атмосфере, при окислении первичных титаномагнетитов и других минералов.

Если вспомнить, что $T_c = 580-700x$ (где x - это доля титана в формуле титаномагнетита), то $H=82-0,14(580-700x) = 98x$, т. е. глубина (давление) равна концентрации титана в титаномагнетите в атомных процентах.

Ввиду важности полученного результата следует задержаться на его обосновании. Выше приводились результаты изучения системы $\text{FeO} - \text{O} - \text{SiO}_2$ и $\text{FeO} - \text{O} - \text{MgO} - \text{SiO}_2$ (Lindsley a. o., 1968; Speidel, Nafziger, 1968), из которых следует, что общее давление снижает окислительное действие кислорода газовой фазы. В результате этого,

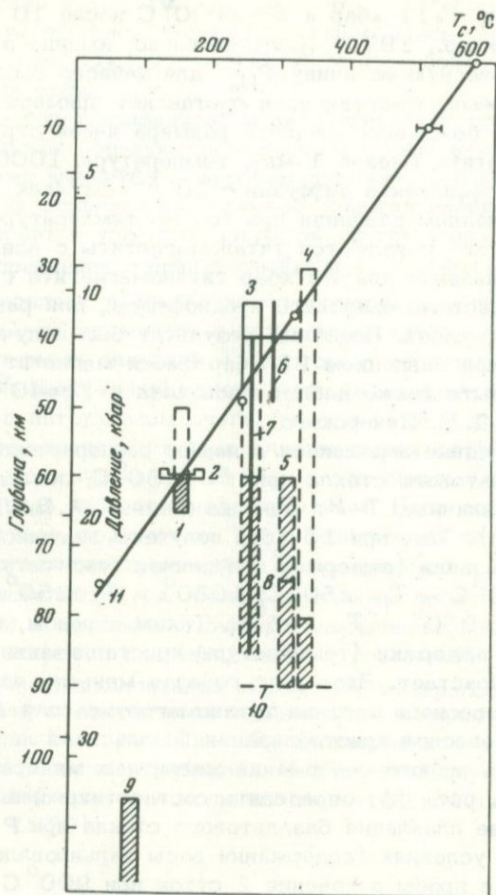


Рис. 72. Связь T_c титаномagnetитов с давлением и глубиной магматических очагов

1 - очаг вулкана Килауэа (сейсмические данные); 2 - нижняя граница гипоцентров землетрясений под Срединным Атлантическим хребтом; 3 - верхняя граница "тени" - апофиза главного очага Ключевской группы вулканов (Толбачик); 4 - то же, вулкан Авача, 5 - верхний предел "тени" под южной частью Курильской дуги (с учетом геотермических данных); 6 - вариации глубин образования ксенолитов (габбровый парагенезис) из лав Курильских островов и вариации T_c вулканических пород; 7 - то же, для Ключевской группы вулканов; 8 - верхняя граница слоя повышенной электропроводности под Южными Курилами; 9 - то же, под Сахалином; 10 - глубина слоя Бенъофа под Курило-Камчатской дугой; 11 - экспериментальные данные.

Штриховка показывает положение основного очага (зоны магмообразования), пунктиры - направленные вверх апофизы от главного очага

при прочих равных условиях, с ростом P равновесная P_{O_2} магнетит-силикаты, железо-силикаты сдвигается в сторону больших величин; в частности для равновесной ассоциации оливин + SiO_2 + магнетит + жидкость при $T=1200^\circ C$ и $P=1$ атм, P_{O_2} составляет около $10^{-8,5}$ атм, а при $P=17,5$ кбар $P_{O_2} = 10^{-7,2}$ атм (см. рис. 56). Данные этих исследований, поскольку они не включают основного компонента - титана, мы не можем прямо переносить на Fe - Ti окислы. Однако, как говорилось, равновесный $T-P_{O_2}$ -режим в системах, близких к базальтам, фактическая P_{O_2} в гавайских лавах, данные термо-барометрии (по Линдсли) и, наконец, равновесная P_{O_2} магнетит-фаялитового буфера близки между собой (см. рис. 59). Следовательно, перечисленные данные можно использовать для определения режима P_{O_2} на границе появления (исчезновения) титаномагнетитов в зависимости от давления (примерно один порядок на 20 кбар).

Попробуем разобраться во влиянии P на состав титаномагнетитов на основании совокупности всех имеющихся физико-химических данных. Выше (см. рис. 55) отмечалось сужение поля ассоциаций, включающих титаномагнетит, и исчезновение последнего с ростом давления (Грин, Рингвуд, 1968а, 1968б; Green, 1968); при этом соотношение двух- и трехвалентного железа варьировало в широких пределах. Следовательно, можно утверждать, что здесь имеет место непосредственное влияние давления. В качестве второго примера можно привести экспериментальное определение условий стабильности различных минералов в системе $FeO-SiO_2-TiO_2$ при $t^0=1130^\circ C$ и P до 30 кбар (Lamprecht, Woerman, 1970). В этом эксперименте, если P было равно или превышало 10 кбар, шла реакция $2Fe_2TiO_4 + SiO_2 \rightarrow 2FeTiO_3 + Fe_2SiO_4$, т.е. уже начиная с 10 кбар в данной системе титаномагнетит оказывается неустойчивым и кристаллизуется только ильменит. Следовательно, в сложной по составу системе давление - это один из факторов, определяющих появление (исчезновение) титаномагнетита. Все приведенные данные можно объяснить на основании принципа Ле-Шателье. Воздействие давления на систему в изотермических условиях будет приводить к образованию более плотных модификаций минералов и их ассоциаций; в частности, будут образовываться не титаномагнетиты, а более плотные модификации шпинелей, которые, в свою очередь, сменяются гранатами пироп-альмандинового ряда, минералами со структурой ильменита и т.д.

Для лучшей сравнимости результатов удобно использовать величину, обратную среднему атомному объему и характеризующую плотность упаковки атомов (табл. 18) - $1/V_A = \rho/A_{CP}$, где ρ - плотность (объемный вес) минерала, A_{CP} - величина, равная среднему весу атомов молекулы данного соединения, $A_{CP} = \sum A_{zi} n_{zi} / \sum n_{zi}$; A_{zi} - атомный вес атома i ; n_{zi} - число атомов i ; $\sum n_{zi}$ - общее число

Таблица 18

Плотность упаковки минералов

Минерал	Формула	Объемный ρ_3 вес, г/см ³	$1/V_A \cdot 1/1000 \text{Å}^3$
1	2	3	4
Якобит	MnFe_2O_4	4,87	147
Ульвошпинель	Fe_2TiO_4	4,78	150
Маггемит	$\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$	4,88	153
Франклинит	ZnFe_2O_4	5,34	155
Треворит	NiFe_2O_4	5,26	157
Магнетит	Fe_3O_4	5,20	157
Магнезиоферрит	MgFe_2O_4	4,52	158
Хромит	FeCr_2O_4	5,09	159
Магнезиохромит	MgCr_2O_4	4,43	161
Галаксит	MnAl_2O_4	4,04	163
Ганит	ZnAl_2O_4	4,62	176
Шпинель	MgAl_2O_4	3,55	175
Герцинит	FeAl_2O_4	4,4	177
Гематит	$\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$	5,25	163
Ильменит	FeTiO_3	4,72	156
Гейкилит	MgTiO_3	4,05	168
Вюстит	FeO	5,7	159
Железо	$\alpha\text{-Fe}$	7,874	141
Титан	Ti	4,51	88
Золото	Au	15,6-18,3	79-93
Уваровит	$\text{Ca}_3\text{Cr}_2(\text{SiO}_4)_3$	3,52	152
Андрадит	$\text{Ca}_3\text{Fe}_2(\text{SiO}_4)_3$	3,75	148
Гроссуляр	$\text{Ca}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$	3,53	157
Спессартин	$\text{Mn}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$	4,18	169
Альмандин	$\text{Fe}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$	4,25	171
Пироп	$\text{Mg}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$	3,51	173
Форстерит	Mg_2SiO_4	3,217	160
Фаялит	Fe_2SiO_4	4,35	150
Серпентин	$\text{Mg}_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$	2,5-2,65	128-136

Таблица 18 (продолжение)

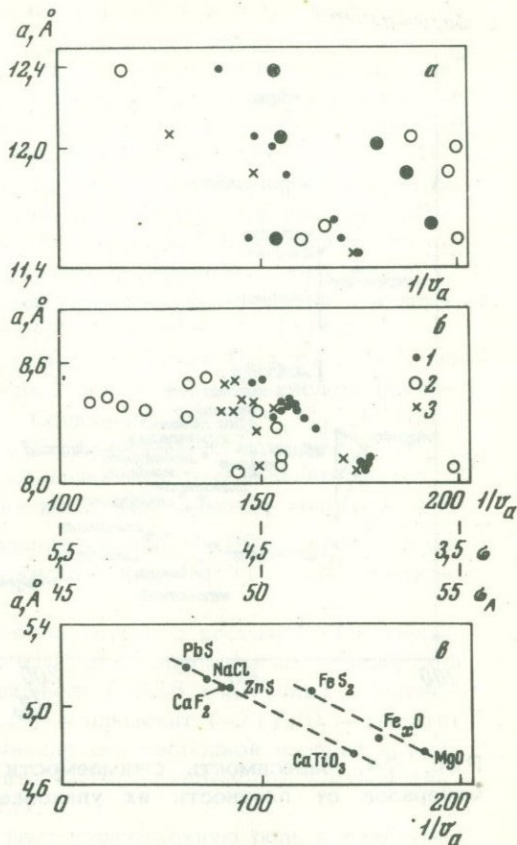
1	2	3	4
Энстатит	$MgSiO_3$	3,15-3,18	
Ферросилит	$FeSiO_3$	3,9	
Диопсид	$CaMgSi_2O_6$	3,26-3,38	
Эгирин	$NaFeSi_2O_6$	3,43-3,6	148-154
Анортит	$CaAl_2Si_2O_8$	2,76	129
Альбит	$NaAlSi_3O_8$	2,61	129
Нефелин	$NaAlSiO_4$	Нет данных	127
Актинолит	$Ca_2(MgFe)_5(Si_4O_{11})_2(OH)_2$	2,9-3,0	140-144
Биотит	$K(MgFe)_3AlSi_3O_{10}(OH,F)_3$	2,1-3,3	135-142
Биотит	То же	3,02-3,12	137-142
Эпидот	$Ca_2(AlFe)_3(Si_2O_7)SiO_2(OH)$	3,35-3,45	136-140
Цеолиты: шабазит	$(Ca, Na)_2Al_2Si_4O_{12} \cdot 6H_2O$	2,08-2,5	106-118
назолит	$Na_2Al_2Si_3O_{10} \cdot 2H_2O$		
Волластонит	$CaSiO_3$	2,78-2,91	120-125
Геденбергит	$CaFe(Si_2O_6)$	3,5-3,6	141-144
Лавсонит	$CaAl_2Si_2O_7(OH)_2H_2O$	3,09	150
Глаукофан	$Na_2(Mg, Fe)_3Al_2Si_8O_{22}(OH)_2$	3,1-3,2	152-157
Тальк	$Mg_3Si_4O_{11}(OH)_2$	2,7-2,8	146-151
Дистен (кианит)	Al_2SiO_5	3,56-3,68	176-182
Андалузит	Al_2SiO_5	3,1-3,2	155-158
Силлиманит	Al_2SiO_5	3,24	161
Ставролит	$Fe(OH)_2Al_2SiO_5$	3,65-3,72	161-166
Кордиерит	$Al_3(MgFe)_2(Si_5AlO_{18})$	2,60-2,67	123-126
Жадеит	$NaAlSi_2O_6$	3,27	162
Корунд	$\alpha-Al_2O_3$	3,98-4,02	196
Периклаз	MgO	3,56	176
Графит	c	2,09-2,23	174-186
Алмаз	c	3,47-3,56	289-296
Перовскит	$CaTiO_3$	3,98-4,01	177-180
Рутил	TiO_3	4,26	160

Таблица 18 (окончание)

1	2	3	4
Брукит	TiO ₂	4,17	157
Анализ	TiO ₂	3,84	144
Химическое соединение (искусственное)	Ti ₂ O ₃	4,48	156
То же	TiO	4,88-4,93	153; 154
Сфен	CaTiSiO ₅	3,4-3,56	139-145
Кварц	α-SiO ₂	2,655	132
Козсит	SiO ₂	3,01	149
Стишовит	SiO ₂	4,287	212
Стишовит	SiO ₂	4,35	215
Касситерит	SnO ₂	7,0	139
Шеелит	CaWO ₄	5,8-6,2	121-129
Вольфрамит	FeWO ₄	7,5	148
Циркон	ZrSiO ₄	4,7	154
Гётит	α-FeOOH	4,0-4,4	136-150
Лепидокрокит	γ-FeOOH	4,09	140
Марказит	FeS ₂	4,8-4,9	120-122
Пирит	FeS ₂	4,95-5,03	124-126
Пирротин	Fe ₇ S ₈	4,6	106
Сфалерит	ZnS	4,1	84
Галенит	PbS	7,5-7,6	63
Арсенопирит	FeAsS	5,9-6,2	109-114
Гипс	CaSO ₄ ·2H ₂ O	2,3-2,37	109-113
Ангидрит	CaSO ₄	2,9-3,0	128-132
Кальцит	CaCO ₃	2,715	135
Магнезит	MgCO ₃	2,98	176
Сидерит	FeCO ₃	3,5-3,96	152-172
Доломит	CaMg(CO ₃) ₂	2,86-2,93	155-159
Арагонит	CaCO ₃	2,95	147
Флюорит	CaF ₂	3,18	84
Галит	NaCl	2,16	74
Сера	S ₂	2,05-2,08	65

Рис. 73. Зависимость плотности упаковки атомов ($1/V_A$) гранатов (а), шпинелей (б) и других минералов с кубической решеткой (в) от размеров элементарной ячейки кристаллитов

1 - $1/V_A$; 2 - плотность (объемн. вес) σ ; 3 - рассчитанная плотность упаковки с учетом радиуса ионов, входящих в молекулу минерала $\sigma_A = \frac{4}{3} \pi \frac{R^3 \sigma}{A_H A_{Cp}}$, где A_H - атомный вес водорода



атомов в молекуле соединения. Данные о величине плотности (ρ) заимствованы из ряда монографий (Бетехтин, 1961; Дир и др., 1966). Величина $1/V_A$ показывает число атомов в единице объема, при этом мы не задаемся особенностями строения атома, размерами ионного радиуса и т.п. Для случая минералов с кубической сингонией, гранатов и шпинелей (рис. 73) достаточно четко видна линейная зависимость между размером элементарной ячейки и $1/V_A$. В то же время для ρ и ρ_A подобная зависимость отсутствует. Здесь, помимо плотности их упаковки, сказываются, с одной стороны, различия в химическом составе, массе атомов (различие по ρ), а, с другой, - неточное определение ионных радиусов, приблизительное соответствие их идеально упругим "шарам", различие их величин в зависимости от вида химической связи, координационного числа и т.п. (различия по ρ).

С плотностью упаковки минералов в общем согласуется их сжимаемость (рис. 74). При этом выделяются две группы: 1) полевые шпаты и флогопит, у которых при очень близких значениях $1/V_A =$

$$\Delta v/v = a \rho \cdot 10^{-7}$$

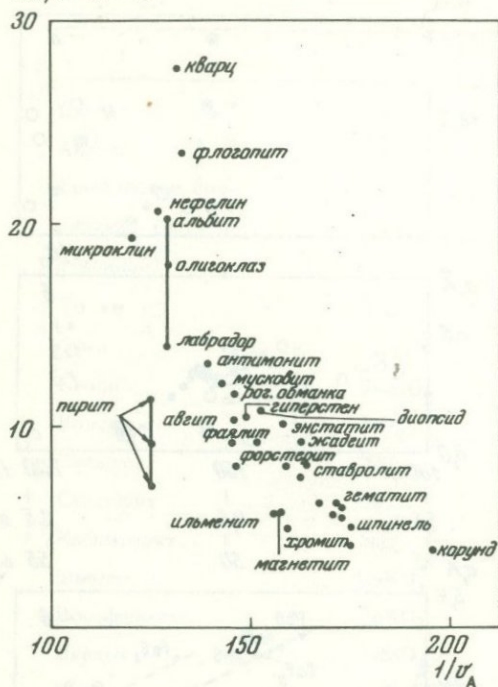


Рис. 74. Зависимость сжимаемости минералов от плотности их упаковки

Позднемагматические гидротермальные образования и скарновые минералы имеют еще меньшую $1/V_A$. Наиболее низкие значения плотности упаковки атомов наблюдаются у низкотемпературных гидротермальных минералов, сульфидов, флюорита, галита, серы. Примерно таким же образом распределяются метаморфогенные минералы: от близкоповерхностных термальных образований с $1/V_A = 106-108$ (цеолиты) до глубинных метаморфических — таких, как жадеит, кианит, корунд. От кварца к стишовиту плотность упаковки растет от 132 до 215. Естественно, что при образовании сложных минеральных ассоциаций принцип Ле-Шателье будет действовать для всей совокупности, а не для каждого минерала; поэтому в новой возникшей ассоциации могут сосуществовать минералы с достаточно низкой и очень высокой плотностью упаковки $1/V_A$.

Образование минеральных ассоциаций регулируется не только давлением. Наглядным примером является ряд таких поверхностных минералов, как гидроокислы железа, гематит (табл. 18), а также титаномagnetиты и гемоильмениты. Наиболее глубинные члены последних серий — ульвошпинель и ильменит — имеют плотность упаковки

=129–132 сжимаемость изменяется в очень широких пределах, и 2) Fe–Mg–силикаты, шпинели и гранаты, у которых зависимость между V_A и сжимаемостью близка к линейной. Несколько отклоняются от последней закономерности магнетит, ильменит, хромит и, особенно, пирит.

Для минералов изверженных и метаморфических пород видна зависимость $1/V_A$ от давления (от глубины образования): Fe–Mg–силикаты, типичные для ультраосновной и основной магм, магнетит и ряд других шпинелей, ильменит, гроссуляр, рутил имеют очень близкие значения $1/V_A$; более поздние образования — такие, как фаялит, ферросилит и, тем более, плагиоклазы, — имеют явно меньшую плотность упаковки.

150 и 156, в то время как наименее глубинные - магнетит и гематит - 157 и 163. При этом гематит имеет заметно большую плотность упаковки, несмотря на то, что часто является продуктом окисления магнетита. Тенденция, обратная зависимости от давления, еще резче подчеркивается, если дополнить ряд вюститом и железом: Fe^0 (144) $\rightarrow Fe^{2+}$; $Fe^{+3} - Ti^{+4}$ (150; 156; 159) $\rightarrow Fe^{2+} + Fe^{3+}$ (157), Fe^{3+} (163). Судя по закономерному изменению $1/V_A$, в общем параллельному окислению железа, изменение плотности упаковки объяснено в первую очередь процессу окисления; это вероятно всего объясняется уменьшением ионного радиуса соответствующего атома, а не изменением давления. Подобная тенденция проявляется и в случае титана: Ti^0 (88) $\rightarrow Ti^{2+}$ (153) $\rightarrow Ti^{3+}$ (156) $\rightarrow Ti^{4+}$ (160).

Исходя из приведенных двух рядов окисления (для Fe и Ti), можно предположить существование на глубине Fe-Ti-окислов, содержащих Ti^{3+} и, возможно, Ti^{2+} . Соединения типа $Fe_x Ti_{2-x} O_3$ ($x < 1$) обнаружены на Луне (Reuter, Vuxbaum, 1970). Соединения с Ti^{3+} гораздо менее устойчивы, чем ульвошпинель, что подтверждается для $Ti_2 O_3$ равновесной P_{O_2} , на несколько порядков меньшей, чем для $FeTiO_3$, $Fe_2 TiO_4$. (Справочник химика, 1969); вероятнее ожидать появления металлического железа, чем $Fe-Ti^{3+}-Ti^{2+}$ -окислов.

Тенденция увеличения количества титана с ростом $P-T$ в твердых растворах обеих серий согласуется с величиной их стандартной свободной энергии ΔZ : ульвошпинель (-338 ккал/моль) - магнетит (-242,3); гейкилит (-353,5) - ильменит (-277,3) - гематит (-17761). Малой величиной стандартной свободной энергии можно объяснить неустойчивость вюстита (-58,4 ккал/моль) и окиси титана (-76,8) (Verhoogen, 1962).

Таким образом, давление играет существенную роль в определении области возможного появления Fe-Ti-окислов, но в то же время не оказывает прямого влияния на состав образующихся при этом твердых растворов. Для того чтобы разобраться, в чем тут дело, надо обратиться к термодинамическим и кристаллохимическим данным.

В случае твердых растворов замещения, подчиняющихся закону Вегарда, P не должно влиять на пределы растворимости. Титаномagnetиты и гемоильмениты как раз и представляют собой минералы, которые в большой степени подчиняются закону Вегарда (Нагата, 1965; Щепеткин и др., 1969; Lindsley, 1965). Д. Линдсли рассчитал эффект давления на состав сосуществующих титаномagnetитов и гемоильменитов. Так, для состава титаномagnetита с $x=0,4$ и гемоильменита с $x=0,9$, при постоянных температуре и составе системы, с увеличением P на 1 кбар вклад изменения молекулярного объема в свободную энергию составит 22 ккал/моль. Если допустить изменение и общего, и фазового состава в рассматриваемой системе: титаномagnetит (40) + гемоильменит (90), то изменение свободной энергии при возрастании P на 1 кбар составит - 86 ккал/моль, что соответствует изменению P_{O_2} на $10^{-0,02}$ атм. Д. Рамбл (Rumble,

1971) с помощью термодинамического анализа оценил изменения состава титаномагнетита и химического потенциала кислорода при образовании титаномагнетита в изотермических условиях в зависимости от давления: на 1 кбар состав титаномагнетита изменяется всего лишь на 0,01 мол. доли Fe_2TiO_4 , а химический потенциал кислорода — на 10 кал. Таким образом, по расчетам Линдсли и Рамбла эффект давления настолько мал, что им можно пренебречь.

Как отмечалось выше, Fe—Ti-окислы в основном исчезают при $P > 14$ кбар и $t > 1000^\circ\text{C}$. В случае базальтового расплава равновесная $P_{\text{O}_2} \sim 10^{-8,5}$ атм (рис. 59) соответствует температуре начала кристаллизации $\sim 1200^\circ\text{C}$. С ростом давления растет величина равновесной летучести кислорода реакции окисления (см. стр. 154—155, рис. 66). Соответственно, можно принять, что состав титаномагнетита будет примерно соответствовать режиму P_{O_2} при $P=1$ атм. Количество газового кислорода задается в месте плавления магмы, и нам оценить его, к сожалению, нельзя. Во всяком случае при $P=1$ атм и равновесной $P_{\text{O}_2} = 10^{-8,5}$ атм оно соответствует при $T \sim 1200^\circ\text{C}$, титаномагнетиту ($x=0,8$) или $T_c \sim 20^\circ\text{C}$. Это близко к нижнему пределу составов природных титаномагнетитов. Следовательно, справедливо предположение о влиянии давления на P_{O_2} отмеченным выше образом: тот факт, что титаномагнетиты, содержащие меньше 20% Fe_3O_4 , встречаются чрезвычайно редко, согласуется с прямым влиянием давления на появление титаномагнетитов.

Итак, линейная зависимость точек Кюри кристаллизующихся титаномагнетитов от общего давления, наблюдаемая экспериментально, определяется совокупностью различных фактов. К ним, прежде всего, относятся влияние давления P на величину равновесной P_{O_2} , на скорость диффузии; свойство высокотитанистых Fe—Ti-окислов иметь минимальную свободную энергию и увеличение количества титана в кристаллизующихся фазах с ростом давления P (McGregor, 1966, 1969).

Влияние направленного давления. Магнитная анизотропия

До сих пор, когда речь шла о влиянии давления на кристаллизацию магнитных минералов в изверженных горных породах, рассматривалась только величина P . Для расплава, где давление гидростатическое, этого, видимо, достаточно. Однако формирование изверженных горных пород не ограничивается жидким состоянием, переход из жидкой фазы в твердую происходит достаточно медленно и здесь уже может сказаться роль направленного давления. Кроме того, процессы кристаллизации идут и в твердой фазе; это прежде всего процессы метаморфизма, которые значительно влияют на состояние магнитных минералов (см. часть вторую, гл. IV). Влияние направленного давления на кристаллизацию (перекристаллизацию) магнитных минералов может быть, в частности, причиной магнитной анизотропии горных пород (Печерский, 1960, 1965). Сразу же следует оговориться,

что здесь рассматривается только кристаллизация минералов и совершенно не затрагиваются вопросы связи магнитного состояния минералов с давлением.

Из табл. 19 видно, что анизотропия I_{rs} практически не зависит от петрографических особенностей пород, природы их первичного положения, зато отчетливо прослеживается связь с тектоническим положением пород. Почти все породы жестких участков земной коры изотропны, тогда как среди пород складчатых зон встречаются как изотропные, так и анизотропные. Рассмотрим поведение анизотропии остаточной намагниченности некоторых пород.

Эффузивы. Все анизотропные образцы (табл. 19) относятся к девонским кислым эффузивам Северо-Востока СССР, захваченным каледонской складчатостью. Формирование туфов происходило нередко при высокой температуре, вплоть до сваривания отложений и образования игнимбритов. В результате могла создаваться обстановка, благоприятная для образования анизотропных пород в поверхностных условиях (Сперанская, Печерский, 1964).

Гранитоиды. Величина анизотропии этой группы пород изменяется в широких пределах, превышая в отдельных образцах 1,5. Интересно распределение образцов гранитоидов по их тектоническому положению: остаточные массивы — средняя K_I равна 1,05 (колебания 1,0–1,13); Охотско-Чукотский вулканогенный пояс — 1,06 (1,0–1,12); Яно-Кольимская и Чукотская складчатые системы (без Анюйской) — 1,15 (1,0–1,65); Анюйская зона — 1,08 (1,0–1,21). Интрузивы, залегающие в пределах остаточных массивов и вулканогенного пояса, при формировании не испытывали заметных сжатий. Интрузивы складчатых зон формировались в различной обстановке, чаще в условиях заметных сжатий. Образцы из Анюйской зоны имеют промежуточные значения K_I , что согласуется с тектонической обстановкой в этой зоне: малая глубина погружения фундамента, повышенная роль расколов.

Процесс формирования отдельного интрузива протекает сложно, что отражается и в магнитной анизотропии.

Рассмотрим, например, Велиткеный гранитоидный массив (Чукотка), представляющий собой крупную залежь, становление которой происходило в складчатой зоне на большой глубине (Милов и др., 1964). На площади выхода интрузива анизотропные породы располагаются закономерно: центральные части интрузива практически изотропны ($K_I < 1,10$); к краям анизотропия существенно возрастает и оказывается наиболее высокой в зоне эндоконтакта, где породы часто разгнейсованы; их K_I достигает 2,60, в среднем составляя 1,25. Терригенные осадочные породы, вмещающие интрузив, вблизи контакта значительно метаморфизованы и, как правило, анизотропны. В виде ксенолитов они встречаются и в теле интрузива. Не переплавленные и не перекристаллизованные ксенолиты сохраняют высокую анизотропию, значительно переработанные и перекристаллизованные — становятся изотропными ($K_I < 1,10$). Это соответствует условиям расплава, где направленное давление отсутствует и кристаллизация магнитных минералов в переработанных ксенолитах происходит в условиях

Таблица 19

Анизотропия остаточной намагниченности насыщения различных горных

Порода	Число образцов	Распределение	
		1,0-1,04	1,05-1,09
Игнимбриды, туфы	46	48	22
Лавы	21	43	33
Граниты, гранодиориты	155	33	37
Ксенолиты в гранитоидах	13	85	8
Диориты, сиениты	25	60	32
Габбро, диабазы	20	40	40
Роговики, контактово-метаморфизованные породы	25	8	8
Породы разных фаций метаморфизма складчатых зон (гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты и т.п.)	51	2	10
Эклогиты	14	36	36
Породы складчатых зон (сумма)	257	24	26
Метаморфизованные и метаморфические породы складчатых зон	80	4	9
Породы жестких участков земной коры	144	58	35

гидростатического давления. Поскольку в центральных частях интрузии кристаллизация шла в условиях гидростатического давления, то можно полагать, что это был расплав; к краям интрузии давление приобретает направленный характер, особенно это относится к ее переднему фронту. Все эти условия отражаются в ориентированной кристаллизации минералов, образовании гнейсовых текстур, мигматитов, приобретении высокой магнитной анизотропии.

Габбро, диабазы. Распределение величины K_I в габброидах, естественно, подобно распределению ее в гранитоидах (см. табл. 21). Остановимся на примере, поясняющем механизм образования анизотропных пород. Внедрение пластовых интрузий габбро-диабазов Чукотской складчатой системы относится к ранним этапам прогибания геосинклинали. Судя по величине K_I , равной 1,0-1,08, габбро-диабазы не

пород

образцов по интервалам $K_I = I_{rs_{max}} / I_{rs_{min}}$ (%)

	1,1-1,14	1,15-1,19	1,20-1,29	1,30-1,50	больше 1,50
	13	7	9	2	-
	14	5	5	-	-
	11	6	7	5	1
	-	7	-	-	-
	8	-	-	-	-
	5	5	5	-	5
	16	16	16	32	4
	6	20	28	12	23
	14	-	-	7	7
	12	12	14	8	4
	9	17	25	20	16
	3	1	1	1	1

испытывали значительных сжатий, следовательно, движения, превратившие геосинклиналь в складчатую зону, не оказали практически никакого воздействия на анизотропию ранее сформированных тел; габбро-диабазы остались изотропными. И только на больших глубинах, в зоне экзоконтакта гранитоидной интрузии, где габбро-диабазы были значительно метаморфизованы (вплоть до амфиболитов), они оказались анизотропными: $K_I = 1,14-1,27$.

Метаморфические породы. В общем, среди пород этой группы преобладают анизотропные. Они слабо магнитны, I_{rs} порядка 10^{-5} СГС. Для сравнения пород с разным типом метаморфизма по их магнитным свойствам Л. Добрецов подобрал коллекцию, которая была нами изучена. Наиболее высокой анизотропией обладают эпидот-гранат-глаукоцитные и лавсонит-глаукоцитные сланцы ($P \approx 12$ кбар, $t^0 \approx 400$ -

600°C), средняя $K_I = 1,46$ (4 образца), преобладают магнитные минералы с $T_c = 280-350^\circ\text{C}$ (пирротин), присутствует магнетит с $T_c = 550^\circ\text{C}$. Представители эпидит-амфиболитовой (3-7 кбар и 550-600°C) и амфиболит-гранулитовой (5-8 кбар и до 700°C) фаций имеют среднюю $K_I = 1,19$ (20 образцов), в них преобладают магнитные минералы с $T_c \sim 350^\circ\text{C}$ (пирротин), реже с $T_c = 200-280$ и до 425°C; отдельные образцы содержат магнетит и являются изотропными; это свидетельствует о вторичном (по отношению к складчатому глубинному метаморфизму) происхождении магнетита.

Иная картина наблюдается в случае эклогитов; их анизотропия колеблется от 1,03 до 1,35 и, в среднем, равна 1,09 (12 образцов). Часто эклогиты изменены и характеризуются, в частности, очень сложным составом магнитных минералов, от минералов с $T_c = 150-175^\circ\text{C}$ до магнетита и гематита. Пример с эклогитами наглядно показывает, что не сам эффект метаморфизма и перекристаллизации пород в условиях высоких давления и температуры определяет появление анизотропии, а именно сочетание направленного давления и перекристаллизации, характерное для складчатого метаморфизма (см. табл. 19) и не обязательное для глубинного метаморфизма.

Итак, изучая даже таким примитивным путем макроэффект анизотропии остаточной намагниченности, можно качественно оценить участие направленного давления в процессе кристаллизации пород. В локальных участках, правда, можно обнаружить анизотропные породы, не имеющие прямого отношения к направленному давлению (флюидалные, полосчатые изверженные породы, серпентиниты с цепочками магнетита и т.п.). В макромасштабе такая анизотропия обычно не проявляется, осредняясь нередко даже в пределах одного образца. При изучении серии образцов с полосчатой текстурой разного происхождения было выяснено, что макроанизотропией, связанной с полосчатостью, обладали только образцы складчато-метаморфических пород (Печерский, 1960).

Глава II

МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД И ГЛУБИНА МАГМАТИЧЕСКИХ ОЧАГОВ

Точка Кюри титаномагнетитов и глубина магматических очагов

При экспериментальных исследованиях по кристаллизации титаномагнетитов из различных исходных материалов в разных P - T -условиях (см. стр. 179-181) была выявлена отрицательная связь T_c титаномагнетитов с давлением, близкая к линейной (см. рис. 72). Природа этой связи однозначно не установлена, но вероятнее всего, что она является косвенной - через влияние P на равновесную P_{O_2} . Если это так, и если заданные при высоком P равновесные окислительные условия сохраняются до начала кристаллизации магмы, то выявленную

связь можно использовать для оценки P -режима (или глубины, если P — геостатическое) в расплаве до его кристаллизации. Прежде чем утверждать это, необходимо выяснить степень инертности, консервативности магмы. Экспериментально проверить это очень трудно вследствие незначительных объемов материала, участвующего в опыте.

При анализе зависимости состава магнитных минералов от условий их кристаллизации на основании точек Кюри (часть третья, гл. II) установлено, что появление, накопление и состав магнитных минералов изверженных горных пород (в масштабах крупных тел, пачек лав и т.п.) определяются глубинными условиями, существовавшими до излияния лав или до формирования интрузивных тел. Это означает, что, продвигаясь к поверхности, магма длительное время сохраняет T - P_{O_2} равновесные условия, от которых, в свою очередь, зависят условия кристаллизации магнитных минералов определенного состава. Более того, система оказывается настолько инертной, что даже при понижении температуры лавы на 300°C и более, по сравнению с начальной температурой, в ней продолжают кристаллизоваться титаномагнетиты, по составу отвечающие условиям начальной стадии кристаллизации. В то же время, в породах — производных ультраосновных магм, магнитные минералы не кристаллизуются даже на поверхности. Столь большой инертностью магмы, очевидно, и объясняется свойство магнитных минералов доносить сведения о равновесных условиях, существовавших в магме до кристаллизации магнитных минералов.

К сожалению, сделанный вывод носит лишь качественный характер, и оценить глубину магматического очага, например, по результатам экспериментов, непосредственно нельзя, так как они характеризуют ход кристаллизации магнитных минералов при высоком давлении.

Можно попытаться установить "глубину информации", сравнив данные о составе титаномагнетитов изверженных горных пород (T_c) с глубиной магматических очагов, давших эти изверженные породы, по геолого-геофизическим данным (часть вторая, гл. I). В свою очередь, результаты такого сравнения можно сопоставить с экспериментальной кривой, изображенной на рис. 72. Предварительно следует оговориться: магматические очаги — это не точки, разные методы реагируют на разные их свойства и поэтому результаты не идентичны (не говоря уже о неоднозначности результатов одного метода, см. стр. 115–121), пересчет давлений на глубины несколько условен, так как в конкретных условиях возможны заметные отклонения давления от геостатического.

Как видно из результатов сопоставления, приведенных на рис. 72, ряд данных, как сейсмологических, так и о составе ксенолитов из лав, очень хорошо согласуется с экспериментальной кривой, а ряд верхних границ зон "тени" и зон высокой электропроводности находится заметно ниже этой кривой (следует сказать, что для серьезных заключений одних данных МТЗ мало). Эти различия вполне закономерны: в зонах преимущественного растяжения (в рифтах), где положение магматических очагов ограничено снизу глубиной примерно

60 км, геолого-геофизические наблюдения согласуются с экспериментальными данными. В зонах преимущественного сжатия (островных дугах) область магмообразования значительно растянута в глубину, и к экспериментальной кривой тяготеют верхние части апофиз, отходящих от главных магматических очагов. Верхняя граница очагов расположена заметно ниже этой кривой и данные МТЗ, очевидно, выделяют именно эту границу. Интересно, например, что хотя верхняя граница слоя повышенной электропроводности Южных Курил и Сахалина проходит заметно ниже экспериментальной кривой (точки 8 и 9 на рис. 72), относительное положение их вполне согласуется. По экспериментальной кривой разность глубин составляет 35 км, по данным МТЗ — 40–45 км. Состав ксенолитов на Курилах так же согласуется с положением экспериментальной кривой — вероятно, ксенолиты вынесены из промежуточного очага.

Итак, сопоставление независимых данных позволяет утверждать, что состав титаномагнетитов соответствует последнему равновесному состоянию $T-P_{O_2}$ в расплаве до начала его кристаллизации. Это может быть как первичный магматический очаг, так и периферический, а также некое промежуточное положение в случае медленного продвижения магмы, сопровождаемого ее кристаллизацией (последний вариант, очевидно, относится к вязким кислым магмам).

Связь точек Кюри магнитных минералов с петрохимическими особенностями изверженных пород

Существует возможность изучения связи между условиями существования магмы до ее кристаллизации (в частности, глубиной магматического очага) и петрохимическими особенностями изверженных пород через соотношения различных петрогенных элементов, отражающих процессы дифференциации магмы, ее кристаллизацию. Этот путь исследований, правда, не является однозначным, как в случае геофизических данных: точки Кюри или состав титаномагнетитов могут быть как функцией глубины очага, так и функцией дифференциации и кристаллизации магмы. Поэтому, выявив связь некоторых петрохимических характеристик пород с их точками Кюри, нельзя прямо интерпретировать результаты как зависимость этих петрохимических характеристик от глубины очага. Однако, считая установленными (см. стр. 194–195) изменения T_c с различной глубиной залегания магматического очага, можно, исследовав соотношения T_c с петрохимическими особенностями пород, связать последние с глубиной магматического очага.

На примере базальтов Чешского массива рассмотрена связь ряда магнитных характеристик пород с петрохимическими особенностями этих пород. Статистическая обработка показывает, что при уровне достоверности $p=0,05$ значения I_{rs} , I_s , κ_0 имеют распределение, близкое к логнормальному, а значения петрохимических характеристик исследованных базальтов (содержание в породе титаномагнетита) и

Коэффициенты парной корреляции (Крора́чек, 1974)

$lg I_s$	0,61	0,83	0,80	-0,72	-0,66	0,24	-0,58	0,56
$lg I_{rs}$		0,28	0,82	-0,50	-0,44	0,30	-0,36	0,43
		$lg \kappa_0$	0,84	-0,52	-0,43	0,32	-0,52	0,50
		C_{TM}		-0,16	-0,22	0,20	-0,21	0,20
		Оливин		0,85	-0,45	0,75	-0,81	
		ω			-0,54	0,89	-0,81	
					$\frac{Fe_2O_3}{FeO}$		-0,48	0,63
					SI			-0,74
								T_c

оливина, отношение $\omega = MgO/CaO + K_2O + Na_2O$, кристаллизационный коэффициент Куно SI , отношение Fe_2O_3/FeO и отдельные порообразующие окислы имеют распределение, близкое к нормальному. Соответственно, при анализе связей рассматриваются величины петрохимических характеристик и содержаний окислов и логарифмы магнитных характеристик (табл. 20; (Крора́чек, Pokorná, 1973)).

Как видно из табл. 20, существует тесная связь между магнитными характеристиками, отражающими состав и концентрацию магнитных минералов ($I_s I_{rs} \kappa_0$) и содержанием титаномагнетита в породе (коэффициент корреляции 0,8–0,84) и менее тесная – с точкой Кюри. Отсутствует значимая связь перечисленных магнитных характеристик с содержанием большинства порообразующих окислов и порообразующих минералов. В то же время отмечается тесная связь с такими петрологическими характеристиками, как содержание в породе оливина, отношение $MgO/(CaO + Na_2O + K_2O)$, кристаллизационный коэффициент Куно. Так, например, с повышением содержания оливина (и относительного понижения щелочности) уменьшаются намагниченность и точка Кюри породы. Значимая связь T_c с MgO , CaO и SiO_2 (коэффициенты корреляции, соответственно, -0,68, 0,52 и 0,46) объясняется той же причиной – обратной связью между T_c и содержанием оливина (чем больше оливина, тем больше в породе MgO и тем меньше CaO и SiO_2).

Отсутствие зависимости между содержанием оливина и содержанием титаномагнетита (коэффициент корреляции - 0,2) и наличие таковой с точкой Кюри породы свидетельствует, что с увеличением содержания оливина меняется состав титаномагнетита, а не его концентрация; в титаномагнетите растет количество титана. В свою очередь, состав титаномагнетита и концентрация оливина в породе тесно связаны с глубиной магмообразования и магматического очага (см. часть вторую, гл. I и стр. 180–189, 195–197). Концентрации

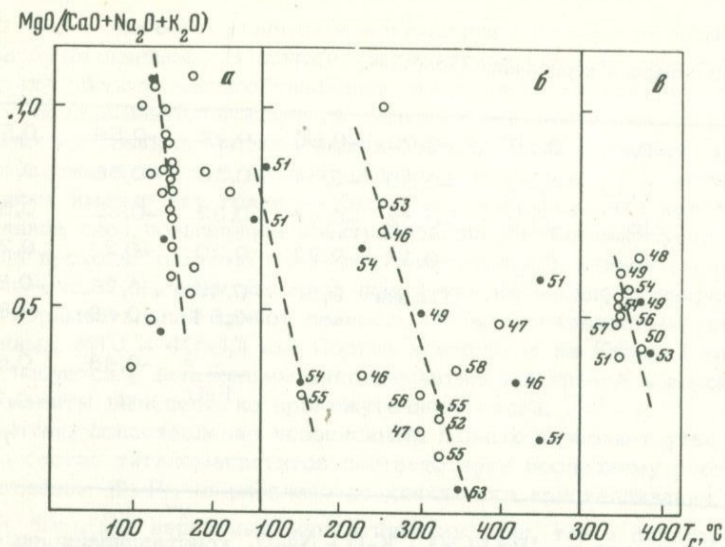


Рис. 75. Примеры связи T_c и $MgO/(CaO+Na_2O+K_2O)$

а – четвертичные базальты Сирии; б – о-в Сахалин, вулканы разного состава и возраста (левая группа точек – молодые базальты п-ова Ламанон); в – андезит-базальты о-ва Парамушир; г – дациты – базальты о-вов Симушир и Итуруп (левая группа точек – андезит-дациты вулкана Менделеева); д – молодые (четвертичные – современные) лавы Курильских островов (правая группа точек – базальты и ан-

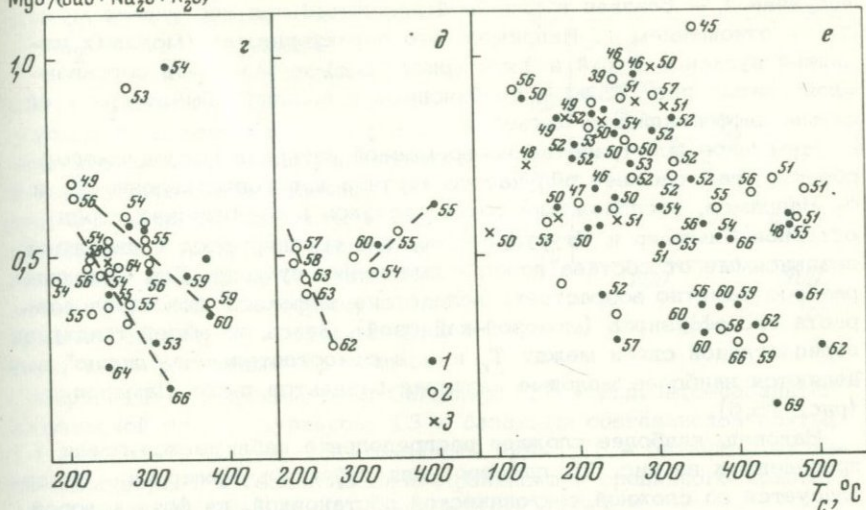
оливина и титаномагнетита не связаны между собой; отсюда вытекает отсутствие зависимости между количеством кристаллизующегося из магмы титаномагнетита и глубиной очага.

Подтверждением связи точки Кюри породы с глубиной магматического очага служит появление включений лерцолита в базальтах – производных наиболее глубокого очага в данном районе, и увеличение доли форстерита в оливине наряду с уменьшением точки Кюри (Крорасёк, Роконга, 1973).

Если принять, что глубина магматического очага связана с T_c линейной зависимостью $H = 82 - 0,14 T_c$, то из линейной корреляции между содержанием оливина и точкой Кюри для базальтов Чешского массива получается уравнение регрессии, связывающее глубину магматического очага с содержанием оливина в базальте:

$$H = 36,61 + 0,96 \text{ ол (модальное содержание, \%)}.$$

Из уравнения, в частности, следует, что базальты Чешского массива, глубина очага которых составляет меньше 36 км, статистически не содержат оливина.

$MgO/(CaO+Na_2O+K_2O)$


дезито-базальты вулканов Тятя и Руруй на о-ве Кунашир); е - кайнозойские эффузивы Приморья.

1 - однофазные образцы (одна T_c), 2 - многофазные образцы (показана главная фаза, не считая фаз с $T_c \geq 550^\circ C$; 3 - базальты и андезито-базальты совганской свиты. Цифры возле значка - содержание в породе SiO_2 (вес. %)

Подобное уравнение регрессии выведено и для отношения ω :

$$H = 24,17 + 22,28 \omega \quad (\text{мол. \%}).$$

Отношение Fe_2O_3/FeO в первом приближении можно использовать как меру летучести кислорода. Тогда из корреляции между Fe_2O_3/FeO и T_c (табл. 20) можно оценить изменения P_{O_2} с глубиной: Fe_2O_3/FeO (мол. %) = $(0,066 H - 0,8)^{-1}$ (Крораček, Рокота, 1973).

Выведенные зависимости в основном сохраняются для многих регионов мира (рис. 75). Однако простой перенос выведенных формул на другие регионы невозможен, эти последние будут характеризоваться иными количественными соотношениями указанной связи. Это вполне объясняется тем, что все рассмотренные выше петрохимические характеристики в большой степени зависят от состава исходного материала плавления, от состава первичной магмы, тогда как зависимость T_c магнитных минералов от глубины магматического очага носит более универсальный характер и определяется почти исключительно $P-T-P_{O_2}$ условиями в магме.

Более того, в отдельных случаях наблюдается связь, обратная полученной, — близкая к линейной положительная корреляция между T_c и отношением ω . Например, это характерно, для молодых излияний вулканов Руруй и Тятя (рис. 75,д) и базальтов совгаванской свиты (рис. 75,е) и необъяснимо с позиций обычно принятой схемы дифференциации магмы.

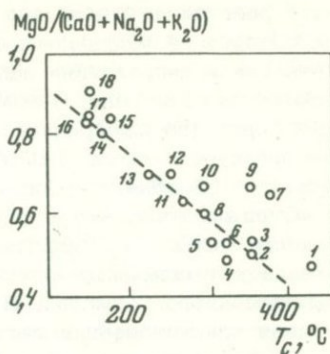
Чем шире пространственно-временной интервал исследуемого объекта, тем сложнее получается картина при сопоставлении T_c и ω . Например, расположение точек составов вулканических пород островов Симушир и Итуруп сходно, они группируются в две линии, независимые от состава пород и положения вулкана. Для Сахалина разброс заметно возрастает, вследствие широкого диапазона возраста его эффузивов (мезозой-кайнозой). Здесь из общей тенденции отрицательной связи между T_c и ω в самостоятельную "линию" выделяются наиболее молодые излияния базальтов п-ова Ламанон (рис. 75,б).

Наконец, наиболее сложное распределение наблюдается среди приведенных на рис. 75 примеров для эффузивов Приморья. Оно согласуется со сложной тектонической обстановкой, на фоне которой протекала кайнозойская вулканическая деятельность в Приморье. На фоне большого разброса ω выделяются три совокупности точек (не считая специфического распределения точек совгаванской свиты, о чем говорилось выше): 1) 0,75–0,95; 2) 0,5–0,7 и 3) 0,25–0,4. Каждая из этих групп вытянута практически параллельно оси T_c , т. е. в пределах каждой группы точки Кюри варьируют в широких пределах (соответственно): 125–350; 160–490 и 185–500°C. В третьей группе преобладают образцы наиболее кислых пород (на всех диаграммах рис. 75 они тяготеют к нижней части); отсюда следует методический вывод: сравнивать по петрохимическим характеристикам следует породы с близким составом, в частности, с близким содержанием SiO_2 . Это лишний раз подчеркивает тесную связь отношения $MgO/(CaO + K_2O + Na_2O)$ с составом магмы и его изменениями и заметно меньшую связь точек Кюри с составом пород. Судя по отрыву группы точек довольно кислых вулканитов с отношением 0,4, вероятнее всего, что эти породы не являются дифференциатами основной магмы. Широкие изменения T_c внутри каждой выделенной группы отчасти можно объяснить условиями кристаллизации. Если учитывать только точки, отвечающие однофазным образцам и расчетным T_c ("черные" точки), то разброс несколько уменьшится, и видна обычная тенденция — отрицательная связь T_c и $MgO/(CaO + K_2O + Na_2O)$.

При осреднении данных больших коллекций региональный эффект сказывается меньше и выявляется четкая связь между точками Кюри и отношением $MgO/(CaO + Na_2O + K_2O)$ (рис. 76). Заметно отклоняются от линейной связи лишь точки 7 и 9, которые, в отличие от всех остальных точек, относящихся, как правило, к позднекайнозойским вулканическим образованиям, представляют собой древние вулканические породы (особенно, точка 7—рифей-ранний палеозой).

Рис. 76. Связь модальных значений T_c и средних значений $MgO/(CaO + Na_2O + K_2O)$ эффузивов

1 - палеогеновые эффузивы Приморья (расчетная T_c); 2 - палеогеновые базальты о-ва Малл; 3 - андезито-базальты о-ва Парамушир; 4 - эффузивы о-вов Кунашир и Итуруп; 5 - молодые базальты вулканов Тятя и Руруй; 6 - неогеновые вулканыты Приморья; 7 - платобазальты Русской платформы; 8 - траппы Деккана; 9 - траппы Сибири; 10 - расчетные T_c траппов Сибири; 11 - эффузивы о-ва Симушир; 12 - андезито-базальты Ключевской группы вулканов; 13 - базальты совгаванской свиты; 14 - базальты Сирии; 15 - базальты Тувы; 16 - базальты вулкана Килауэа; 17 - базальты Индо-Аравийского срединного хребта; 18 - базальты Срединно-Атлантического хребта



Очевидно, титаномагнетиты этих пород заметно изменены, даже в случае термомангнитного класса А, когда породы имеют одну T_c . Сказанное подтверждается смещением расчетных T_c относительно измеренных (точка 10) в сторону линии регрессии. Для образцов базальтов Русской платформы таких данных нет, как нет и надежных данных о регомогенизации (см. часть четвертую).

На рис. 76, помимо отмеченной четкой линейной отрицательной связи, среди точек отчетливо видно распределение по тектонической принадлежности: в левой верхней части графика сосредоточены точки, отвечающие типично-рифтовым вулканическим образованиям континентов и океанов, в правой нижней части графика и левее вверх широко разбросаны точки вулканистов островных дуг. Узкий интервал в средней части графика занимают точки траппов. Такое распределение точек составов пород согласуется с главными тектоническими особенностями магматической деятельности, отмеченными выше (часть вторая и выводы из нее); оно подробно анализируется в части четвертой.

ВЫВОДЫ

В части третьей рассмотрено отражение в магнитных характеристиках условий кристаллизации магнитных минералов от зерна до крупных геологических тел.

1. Начальная стадия кристаллизации зерен магнитных минералов рассматривается на примере пиллоу-лав. Стекла из зоны закалки фиксируют самую раннюю стадию кристаллизации: большинство зерен магнитных минералов имеют дододоменный размер. Под коркой

идет рост числа и размера зерен, но преобладают однодоменные зерна. Последнее подтверждается эффектом роста остаточной намагниченности в направлении исходной I_r при нагреве образца в нулевом магнитном поле. Температура начала кристаллизации однодоменных зерен (по измерениям I_{rs} стекол, полученных при известных температурах) около 1200°C при $P = 1$ атм и достигает 1320°C при $P = 15$ кбар.

Судя по тому, что стекла пиллоу-лав, образовавшиеся в режиме закалки, имеют I_{rs} порядка 10^{-5} ед. СГСМ, магма до образования стекла уже содержала зерна титаномагнетита (преимущественно однодоменного размера). В кислых лавах идет до их излияния заметная кристаллизация магнитных минералов.

По расчету за 1 сек в базальтовом расплаве при $T < 1200^\circ\text{C}$ образуется не более 10^{-4} вес. % зерен титаномагнетита размером больше 100 \AA . Следовательно, для образования обычных для вулканических пород концентраций титаномагнетита нужны часы. Это согласуется с фактическими данными.

Дальнейшая кристаллизация расплава (наблюдения в лаве на расстоянии 3–4 см от стекловатой корки) ведет к появлению многодоменных зерен магнитных минералов. На фоне существенных изменений ряда структурно-чувствительных характеристик, по мере движения от корки в глубь потока, T_c базальтов, а значит и состав минералов, практически не меняются. Следовательно, в интервале резких изменений условий кристаллизации расплава существенно меняются только концентрация и размер зерен магнитных минералов.

Более строгое изучение базальтов (сочетание электронного микронзондирования и термомагнитного анализа) показывает, что зерна титаномагнетита большей частью однородны по составу; от зерна к зерну состав титаномагнетита варьирует слабо, расчетные точки Кюри изменяются обычно менее, чем на 50° (но иногда достигают 200°). При этом в случае изменений состава зерен, от ранних, более крупных и более магнезиальных зерен, к поздним расчетная T_c обычно уменьшается. Это соответствует кристаллизации в условиях закрытой системы без буфера и не согласуется с $T-P_{\text{O}_2}$ диаграммой Линдсли (см. рис. 6). Следовательно, если зерна варьируют по размеру и по составу, то составом, наиболее близким к условиям равновесного состояния магмы до начала ее кристаллизации, обладают самые крупные зерна.

Итак, в большинстве случаев скорость кристаллизации магмы достаточно высока, а система достаточно консервативна, чтобы сохранить во время кристаллизации практически постоянными равновесные $T-P_{\text{O}_2}$ условия, определяющие состав титаномагнетитов.

Помимо однородности состава зерен титаномагнетита (в пределах каждого зерна и между разными зернами), консервативность и инертность системы подтверждаются, во-первых, примером кристаллизации лав Алаэ и Макаопухи (Гавайи), где состав титаномагнетита, кристаллизующегося при разных температурах, сохранялся постоянным ($T_c = 150-160^\circ\text{C}$) в течение кристаллизации (около 1100°C)

до 900°C ; во-вторых, однородностью состава титаномагнетита (T_c), как в вертикальном разрезе потоков, так и на огромных расстояниях по длине потоков (в разных районах мира). Лишь в кровле и подошве потока состав титаномагнетитов заметно изменяется в результате взаимодействия лавы с кислородом воздуха или с водой.

На основании термомагнитных исследований установлено, что магнитные минералы, в частности, гемоильмениты, окисляются в кислых лавах еще в расплаве до излияния при $T \geq 900^{\circ}\text{C}$. По различной степени окисления гемоильменитов, включенных и "законсервированных" в фенокристаллах других минералов, прослежена последовательность кристаллизации минералов в кислых лавах. Процесс кристаллизации охватывает небольшой интервал температур: меньше 100° в случае кислых лав и до 300° - в основных лавах.

2. Кристаллизация в магматической камере (в интрузии) в сущности не отличается от потока лавы, если магма не взаимодействует с вмещающими породами. Отличие в объеме и времени больше отражается на вторичных высокотемпературных изменениях магнитных минералов, особенно титаномагнетита. Кроме того, из-за более широких проявлений дифференциации, в различных фазах и фациях интрузии чаще, чем в лавах, могут встретиться случаи закономерного изменения состава первичных магнитных минералов. Естественно, что в случае взаимодействия с внешней средой ситуация усложняется.

В изменении состава первичных титаномагнетитов в серии излияний одного или группы вулканов единого очага обнаруживаются две наиболее распространенных тенденции: 1) от потока к потоку T_c практически не меняется; 2) от более ранних к более поздним излияниям T_c возрастает. Первый вариант более характерен для тектонических зон растяжения, второй - для зон сжатия. Первый вариант свидетельствует об однородности условий и, значит, о консерватизме магматической системы в целом. В таком случае состав титаномагнетита несет информацию о равновесных $T-P_{O_2}$ -условиях для всех потоков, т.е. о магматическом очаге.

3. Как отмечалось во второй части, на появление из расплава магнитных минералов, помимо $T-P_{O_2}$, влияет так же общее давление, тогда как состав образующегося из расплава титаномагнетита непосредственно от давления не зависит. Титаномагнетиты подчиняются закону Вегарда, отсутствует зависимость между пределами растворимости магнетита и ульвошпинели и давлением; молекулярный объем ульвошпинели больше, чем у магнетита, следовательно, при увеличении давления должна образоваться более плотная модификация, т.е. магнетит, что противоречит всем фактическим данным. Наглядно последнее видно по величине плотности упаковки, растущей от Fe^0 (металл) к Fe^{3+} (гематит) от 144 до 163 и от Ti^0 (металл) к Ti^{4+} (рутил) от 88 до 160. Это свидетельствует о преобладающей роли окислительно-восстановительных условий в распределении по глубине этих минералов.

Общее давление отражается на составе титаномагнетита косвенно — через влияние на величину равновесной P_{O_2} , что, очевидно, объясняет наблюдаемую в опытах, практически линейную зависимость состава кристаллизующегося титаномагнетита от общего давления.

С экспериментально выявленной зависимостью $T_c(P)$ согласуются геолого-геофизические данные о глубине магматических очагов. Это подтверждает высказанное в части второй положение о соответствии условий кристаллизации магнитных минералов из магмы и режима в среде магмообразования независимо от места кристаллизации минералов. Эта мысль уточняется в части третьей работы: состав первичного титаномагнетита (T_c) отвечает последнему равновесному состоянию $T-P_{O_2}$ в магме до начала ее кристаллизации (первичный или промежуточный очаг). С началом кристаллизации исходное равновесное состояние магмы нарушается.

Точка Кюри коррелирует с рядом петрохимических характеристик, отражающих состояние магмы и процессы ее дифференциации. Такая корреляция позволяет привязать петрохимические характеристики пород к конкретным глубинам магматических очагов. Кроме того, по модалным значениям T_c и средним петрохимическим характеристикам, таким, например, как $MgO/(CaO + Na_2O + K_2O)$, особенности вулканических пород закономерно увязываются с особенностями тектонического режима, на фоне которого проявлялся вулканизм.

Таким образом, тесная корреляция между петрохимическими характеристиками и составом магнитных минералов свидетельствует о генетическом единстве процессов. Это представление согласуется с геолого-геофизическими и экспериментальными данными, демонстрирующими первоочередную роль $P-T-P_{O_2}$ -режима в магмообразовании, составе магматических пород, концентрации и составе магнитных минералов.

РЕЗУЛЬТАТЫ ТЕРМОМАГНИТНОГО ИЗУЧЕНИЯ БАЗАЛЬТОВ И ДРУГИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД РАЗЛИЧНЫХ РЕГИОНОВ МИРА

В предыдущих разделах показано, что магнитные характеристики тесно связаны с особенностями образования, кристаллизации магмы и последующими изменениями образующихся магнитных минералов (главным образом с низко- и высокотемпературным окислением) на магматической и послемагматической стадиях процесса. Можно говорить об определенных связях термомагнитных характеристик с физико-химическими условиями, определяющими состав первичных титаномагнетитов. Можно восстанавливать состав первичных титаномагнетитов. Попытаемся приложить эти знания к конкретным геологическим объектам, выполнив термомагнитные исследования конкретных коллекций изверженных пород. В первую очередь рассмотрим распределение вулканических очагов в пространстве и времени, в зависимости от геологических (тектонических) особенностей вулканизма.

Учитывая трудности выделения первичного титаномагнетита, остановимся главным образом на молодых — четвертичных и современных вулканических породах, которые не претерпели заметных вторичных изменений. Среди вулканических пород предпочтение отдается базальтам. Они широко распространены, образуются в различных условиях, для них не характерна заметная ассимиляция вмещающих пород. В основу методики отбора, исследований образцов и интерпретации результатов положены данные предыдущих частей.

Глава I

ВУЛКАНИТЫ РИФТОВЫХ ЗОН

В этой главе мы рассмотрим данные по классическим рифтовым системам континентов и океанов на примерах Африкано-Аравийской рифтовой системы, рифтовых образований Европы, Прибайкалья, Монголии, срединных хребтов Атлантического, Тихого и Индийского океанов и некоторых других районов мира, вулканизм которых по магнитным свойствам подобен типичным рифтам. К рифтовым мы относим тектонические структуры, где преимущественно проявлены напряжения растяжения (см. часть вторую, гл. I).

Африкано-Аравийская рифтовая система

Африкано-Аравийская система состоит из десяти отдельных рифтовых зон. Заложение современных рифтов началось не позднее конца мела (впадина Красного моря) и продолжалось в течение кайнозоя, распространяясь к югу и, частично, к северу (Милановский, 1969). В северной части системы, в районе Сирии широко проявлен базальтовый вулканизм, тогда как в южной части системы (Западный и Восточный Рифты) — преобладают щелочные магмы. А.А.Краснов в течение ряда лет проводил геологические исследования вулканов в районе Африкано-Аравийской рифтовой системы (работы советской экспедиции под руководством В.В.Белоусова), в частности, в районе Левантийского (Сирия) и Западного и Восточного Рифтов. Нами проведены терромагнитные исследования коллекции образцов А.А.Краснова.

Базальтовый вулканизм очень широко проявлен на территории Сирии. Лавовые покровы слагают более 20 000 км², суммарная мощность толщи 2–2,5 км. Вулканизм в этом районе проявлялся, начиная с миоцена, вплоть до наших дней; он тесно связан с развитием рифтовой долины р. Иордан — Мертвое море, к которой непосредственно с востока примыкает поле развития базальтов. В свою очередь рифтовая долина Иордан — Мертвое море является частью Левантийской рифтовой зоны. Параллельно рифтовой долине прослеживается серия разноудаленных на многие десятки километров от рифтовой долины вулканотрещинных структур. Среди них выделяются три основные: самая близкая к рифтовой долине — западная, средняя и самая удаленная — восточная. По ряду морфологических признаков, по цепочкам фиксирующих их вулканических построек эти структуры представляют собой разломы и серии разломов, служивших подводными путями для базальтовой магмы.

Состав лав весьма однообразен: ранние этапы вулканической деятельности характеризуются нормальными оливиновыми базальтами, в поздние преобладают более щелочные разновидности тех же лав. Вулканический этап начинается преимущественно спокойными трещинными излияниями, которые завершаются формированием вулканов центрального типа (Краснов, Печерский, 1969).

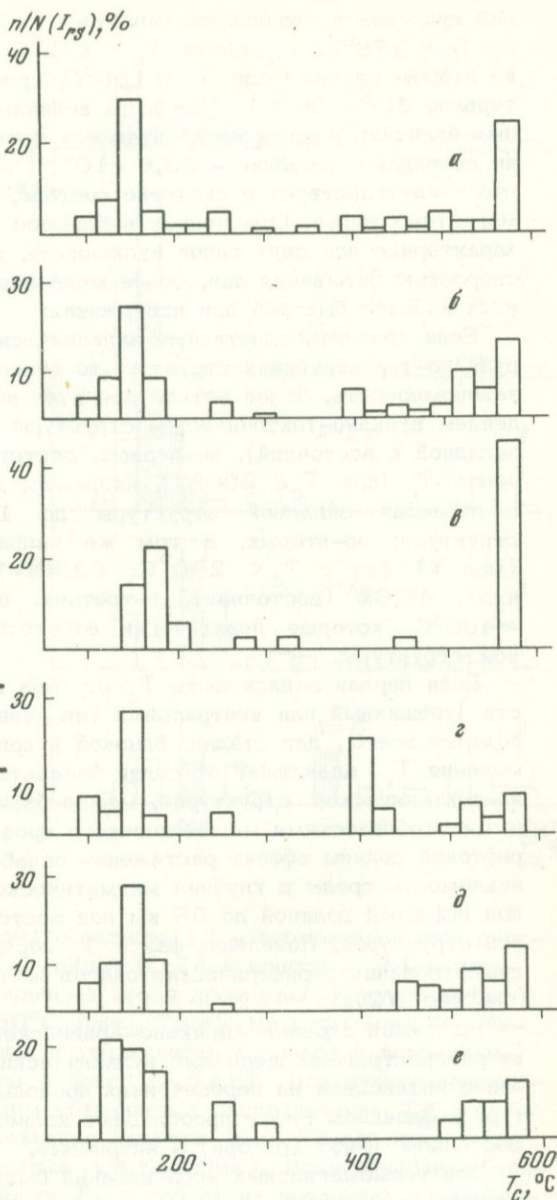
По данным терромагнитного анализа, большинство изученных образцов относится к классу В, реже Б,А (см. стр. 46); наиболее четко выделяются две магнитные фазы: с $T_c = 125-175^\circ$ и $T_c \geq 550^\circ$ (рис. 77). Характерно заметное возрастание I_{rs} при нагревании.

Зависимость T_c базальтов от их возраста, химического состава, соотношения Fe^{3+} и Fe^{2+} в породах не обнаружена (Багин и др., 1969б). При малых изменениях T_c отношение $MgO/(CaO+K_2O+Na_2O)$ варьирует от 0,5 до 1,1 (см. рис. 75,а) и в среднем равно 0,8, что согласуется с другими данными по рифтовым зонам (см.рис.7б). Очевидно, столь широкие вариации этого отношения при малых изменениях T_c характеризуют дифференциацию магмы непосредствен-

Рис. 77. Гистограммы распределения магнитных фаз (по T_c) в базальтах юго-западной Сибири

а - суммарная гистограмма; б - извержения вулканов (восточная и центральная структуры); в - трещинные излияния (восточная и центральная структуры); г - извержения вулканов восточной вулканотрещинной структуры; д - извержения вулканов центральной структуры; е - извержения вулканов западной структуры.

n - доля магнитной фазы с данной T_c в величине I_{rs} или I_s ; N - общее число образцов. Здесь и далее на ординате указан % встречаемости фаз с разными точками Кюри, полученными по кривым $I_s(t^0)$ или $I_{rs}(t^0)$



но в магматическом очаге, находящемся, судя по моде T_c , на глубине 58-65 км (см. рис. 72). Кроме того, отмечаются следующие закономерности. Состав и соотношение магнитных минералов изменяются в зависимости от типов вулканической деятельности: T_c у лав трещинных излияний несколько выше, чем для изверже-

ний вулканов центрального типа (рис. 77, б, в): в первом случае мода $T_c = 175^\circ\text{C}$, а средняя $T_c = 172^\circ\text{C}$ (в интервале $100\text{--}200^\circ\text{C}$) во втором случае мода $T_c = 150^\circ\text{C}$, средняя $T_c = 141^\circ\text{C}$ (в интервале $100\text{--}200^\circ\text{C}$). При этом величины I_{rs} базальтов трещинных излияний и извержений вулканов центрального типа практически совпадают (средние $- 13,6 \times 10^{-13}$ и $13,1 \times 10^{-3}$ ед. СГСМ), что свидетельствует о сходстве состава, состояния и концентрации магнитных зерен. Отмеченное небольшое различие T_c базальтов, характерное для двух типов вулканизма, видимо, связано с разной скоростью остывания лав, более медленной при трещинных излияниях и более быстрой при извержениях.

Если сравнить однотипные вулканические образования разных вулcano-тектонических структур, то обнаруживается любопытная закономерность, более четкая для вулканов (рис. 77, г-е): с удалением вулcano-тектонической структуры от рифтовой долины (от западной к восточной), во-первых, растет мода T_c и среднее значение T_c (для $T_c < 200^\circ\text{C}$), например, для вулканов - от 134°C в пределах западной структуры до 151°C - в восточной структуре; во-вторых, в том же направлении уменьшается доля (мол. %) фаз с $T_c < 200^\circ\text{C}$: 62,4% (западная), 54,7% (средняя), 46,6% (восточная); в-третьих, появляются фазы с $T_c \approx 400^\circ\text{C}$, которые практически отсутствуют в базальтах западной структуры.

Если первая зависимость T_c от типа вулканической деятельности (трещинный или центральный тип извержений) характерна, вероятнее всего, для стадии, близкой к кристаллизации лав, то изменения T_c , зависящие от связи базальтов с той или иной вулcano-тектонической структурой, можно объяснить только глубинными особенностями магматического процесса: по мере удаления от рифтовой долины эффект растяжения ослабевает, уменьшаются проницаемость среды и глубина магматической камеры - от 65 км под рифтовой долиной до 58 км под восточной вулcano-тектонической структурой. Появление фаз с T_c порядка 400°C не исключает существования периферических очагов на глубине менее 30 км (см. рис. 72).

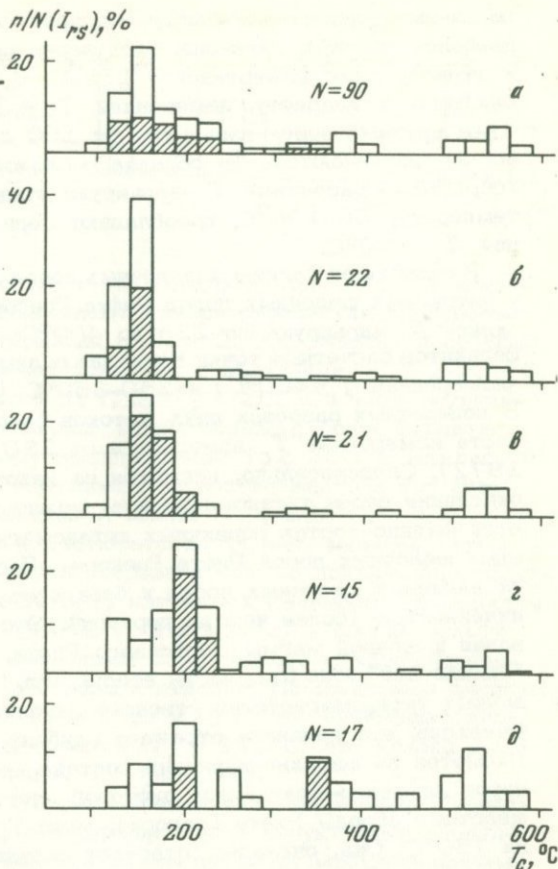
На южной окраине Африкано-Аравийской рифтовой системы широко распространены щелочные вулканические породы, вулканизм особенно интенсивен на пересечениях продольных и поперечных структур: в Западном Рифте преобладают калиевые щелочные породы, в Восточном (Рифт Грегори) - натриевые.

Для термомагнитных исследований были подобраны образцы из вулканов различного возраста провинции Бирунга (Западный Рифт): относительно ранние (плиоцен) - Сабино, Високи Мгахинга и другие, более молодые (четвертичные) - Мухавара, Карисимбе, Ниирагонго и другие молодые стратовулканы, трещинные излияния, мелкие конусы. Подобный подбор образцов сделан и в провинции Торон-Анколе, расположенной севернее провинции Бирунга в $300\text{--}400$ км (та же рифтовая зона).

Рис. 78. Гистограммы распределения магнитных фаз (по T_c) в неоген-четвертичных щелочных лавах Западного Рифта Восточной Африки

а - суммарные данные, провинция Вирунга; б - наиболее молодые мелкие конусы, потоки; в - молодые стратовулканы Муховара, Карисимбе; г - ранние образования (плиоцен); д - провинция Торо-Анколе.

Заштрихованные части гистограмм (здесь и далее) - породы класса А, остальные участки - породы классов В, Г; породы классов Д и Е не показаны



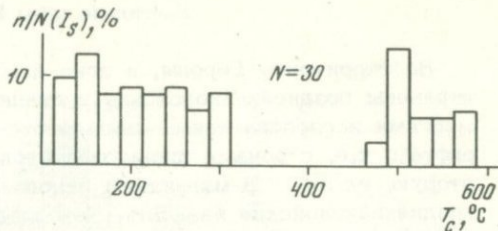
В общем среди изученных образцов: 17 - терромагнитного класса А, 18 - класса Б, 42 - класса В, 24 - класса Г, 24 - классов Д, Е. Для калиевых щелочных пород провинции Бирунга четко выделяется мода $T_c = 150^\circ C$ (рис. 78,а). На этом фоне намечается определенная тенденция к увеличению T_c пород с возрастом, особенно четкая для класса А (рис. 78,б,в,г). Для вулканитов провинции Торо-Анколе в общем сохраняется распределение T_c , подобное ранним вулканитам провинции Бирунга (рис. 78,д), что согласуется с их возрастом (данные А.А.Краснова). Возможны два объяснения отмеченной зависимости T_c пород от их возраста: а) особенности вулканического процесса (углубление со временем очага) и б) вторичные изменения (низкотемпературное окисление) пород, усиливающиеся со временем (см. часть первую, гл. III). Из-за недостатка данных трудно отдать предпочтение одному из объяснений. Среди изученных наиболее древних пород один из образцов (обр.905-1) свидетельствует в пользу второго варианта: расчетная точка Кюри

по данным электронного микрозондирования не превышает 60°C у наиболее крупных магнетиальных зерен титаномагнетита (см. рис. 68) и заметно ниже измеренной — 175°C . В то же время у обр. 94, близкого по возрасту, измеренная $T_c = 190^{\circ}\text{C}$, а расчетные точки Кюри крупных зерен варьируют от 150 до 180°C , т.е. принципиально не различаются. В образце молодой вулканической породы (обр. 883) расчетные T_c варьируют главным образом в интервале температур 50 – 100°C , преобладают зерна с $T_c = 50^{\circ}\text{C}$, измеренная $T_c = 90^{\circ}\text{C}$.

В отличие от калиевых щелочных пород Западного Рифта (класс А), у натриевых щелочных пород Рифта Грегори измеренные точки Кюри (класс А) варьируют от 225 до 400°C : у двух из 10 образцов нефелинитов расчетные точки Кюри для разных зерен равны 275 – 300°C (измеренная $T_c = 400^{\circ}\text{C}$) и 250 – 350°C (измеренная $T_c = 320^{\circ}\text{C}$). В поперечных разрезах двух потоков феолитов плиоценового возраста измеренная T_c изменяется от 250 до 300°C (Patel, Gasii, 1972). Следовательно, несмотря на некоторое низкотемпературное окисление зерен титаномагнетита, можно утверждать, что различается именно состав первичных титаномагнетитов калиевых и натриевых щелочных пород Рифта Грегори. Последние отличаются также от калиевых щелочных пород и базальтов заметно меньшей намагниченностью (более чем на порядок). Это говорит в пользу образования щелочной магмы Восточного Рифта, обогащенной натрием, в "силикатной" зоне (см. часть вторую, гл. I), тогда как состав первичных титаномагнетитов отвечает глубине очага в среднем 40 км. Очевидно, эта величина отражает глубину промежуточного очага. Несмотря на широкие вариации состава изученных вулканических пород Африкано-Аравийской рифтовой системы (исключая натриевые щелочные породы Рифта Грегори), мода T_c везде одинакова и равна 150°C . Она, очевидно, отвечает составу преобладающего первичного титаномагнетита и, соответственно, глубине первичного магматического очага — 60 км. Средний состав титаномагнетитов несколько изменяется, как вследствие изменения структурно-тектонической обстановки, в которой происходит подъем магмы, так, отчасти, и из-за вторичного окисления (мы не касаемся некоторых различий в составе зерен титаномагнетита (см. стр. 167). Судя по однородности T_c , вариации состава щелочных магматических пород, вероятнее всего, связаны с дифференциацией (и, возможно, контаминацией) магмы в первичном очаге.

Примерно на северном продолжении Африкано-Аравийской рифтовой системы находятся позднекайнозойские базальты Турции и Армении. М. Санвер (Sanver, 1968a, b) провел термомагнитные исследования лав ряда позднекайнозойских вулканов Турции, возраст которых не превышает $1,5$ млн. лет: Кула, Кара, Дельвит, Ерсияс, Сюфан, Тендюрек. Преимущественно это базальты (только два образца андезитов). Из общего числа образцов к классу А относятся 16, к классам В и Г — 14 и к классу Д — 14. В первых и вторых присутствуют магнитные минералы с $T_c = 125$ – 300°C , распределение

Рис. 79. Гистограммы распределения магнитных фаз (по T_c) в позднекайнозойских базальтах Турции



в указанном интервале близко к равномерному (рис. 79), выделяется мода 150°C . Как показывают минераграфические исследования, титаномагнетиты в образцах с $T_c > 200^\circ\text{C}$ относительно чаще несут признаки окисления по сравнению с образцами с $T_c \leq 200^\circ\text{C}$. Окисленные образцы (классы В, Г, Д; $T_c > 200^\circ\text{C}$) чаще встречаются среди более древних пород. Таким образом, более вероятно, что близкое к равномерному распределение $T_c \leq 300^\circ\text{C}$ (см. рис. 79) обязано окислению части образцов. Это подтверждает и тот факт, что однофазные образцы класса А имеют $T_c \leq 200^\circ\text{C}$.

По данным К.М.Крира и Дж.Иббетсона (Creer, Ibbetson, 1970), точки Кюри, измеренные в ряде образцов тех же позднекайнозойских базальтов Турции классов А, В, Г, изученных Санвером, изменяются от 100 до 220°C ($T_c \geq 500^\circ\text{C}$ не учитываем) и всегда больше расчетных, определенных по данным электронного микронзондирования, т.е. титаномагнетит в образцах окислен. По последним данным, расчетные T_c изменяются от -35 до 235°C , но преимущественно — от 80 до 180°C и в среднем $T_c = 110^\circ\text{C}$, что близко к модальному значению измеренной T_c (рис. 79).

Любопытно отметить, что землетрясения на территории Турции сопряжены не со складчатыми субширотными структурами альпийского типа, а непосредственно с поперечными субмеридиональными разломами, которые, по всей вероятности, являются северным продолжением системы Африканских Рифтов. С этими областями поперечных интенсивных тектонических движений связаны, как полагают, многочисленные центры молодых вулканических извержений. Такая интерпретация сейсмо-тектонических данных объясняет сходство данных терромагнитного анализа наименее измененных вулканических пород Турции с базальтами рифтовых зон Восточной Африки (Кириллова, 1960, 1969).

На продолжении отмеченных выше субмеридиональных зон разломов выделяется поперечное по отношению к альпийской складчатости Транскавказское поднятие, к которому приурочен Транскавказский вулканический ареал, охватывающий массивы гор Арарат, Арагац, Араилер, Ахалкалакское плато. Ему придается решающее значение в развитии новейшего вулканизма. В пределах Транскавказского ареала (Армения) выделяются верхнеплиоценовые долеритовые базальты (Карапетян, 1969; Милановский, 1965), мода точек Кюри которых 175°C (подробнее см. стр. 241-248).

На территории Европы, в зоне альпийской складчатости распространены позднейкайнозойские вулканические образования, которые многими исследователями связываются со структурами, подобными рифтам, т.е. с зонами преимущественного растяжения (см. часть вторую, гл. III). В магнитном отношении наиболее полно изучены позднекайнозойские базальты Чехословакии (Крорасёк, Роконá, 1973).

Чехословакия. Кайнозойские вулканические образования широко распространены в северо-западной части территории Чехословакии, в краевой части Чешского массива. Здесь они тяготеют к серии глубинных разломов северо-восточного простирания, параллельного простиранию альпийской складчатой системы этой области, и поперечным разломам северо-западного простирания, особенно — к местам пересечений обеих систем разломов (Чешское среднегорье). По составу это продукты щелочной магмы, от трахитов до оливковых лейцититов и мелилитовых нефелинитов. Отношение ω варьирует в широких пределах (главным образом от 0,5 до 1,2) и в среднем равно 0,82, что типично для рифтовых вулканитов (стр. 200). Калиевые щелочные вулканиты слагают крупный стратовулкан Доуповских гор, расположенный на пересечении глубинных разломов двух систем. Натриевые щелочные породы чаще связаны с мелкими центрами и трещинными излияниями. Главная вулканическая активность относится к началу миоцена, значительно слабее выражены позднемiocеновая и раннечетвертичная фазы вулканизма.

Образцы вулканических пород подвергались термомагнитному анализу, а магнитные фракции из них — химическому анализу, регомогенизации и термомагнитному анализу. Среди изученных преобладают образцы термомагнитного класса А, на гистограмме четко выделяется мода $T_c = 275-300^\circ\text{C}$ и менее четкая — 200°C (рис. 80,а). После регомогенизации вид гистограммы T_c изменяется мало, лишь заметно усиливается мода $T_c = 200^\circ\text{C}$. Как показывает химический анализ и регомогенизация фракций, часть образцов с $T_c > 200^\circ\text{C}$ частично окислены (главным образом однофазное низкотемпературное окисление). В основном же распределение образцов по T_c на две основные группы согласуется с пространственным распределением вулканических пород: лавы с $T_c \sim 300^\circ\text{C}$ располагаются вдоль глубинных разломов, вдали от их пересечений, тогда как лавы с $T_c \leq 200^\circ\text{C}$ залегают на пересечениях глубинных разломов. Это распределение не зависит от возраста отдельных потоков. Сказанное в совокупности позволяет полагать, что наиболее распространенные значения точек Кюри относятся к первичным титаномагнетитам.

Указанным модалными значениями точек Кюри соответствуют глубины магматических очагов порядка 55–40 и 35–40 км. В частности, глубины очагов в районе стратовулкана Доуповских гор для различных излияний лав изменяются в узких пределах (35–40 км);

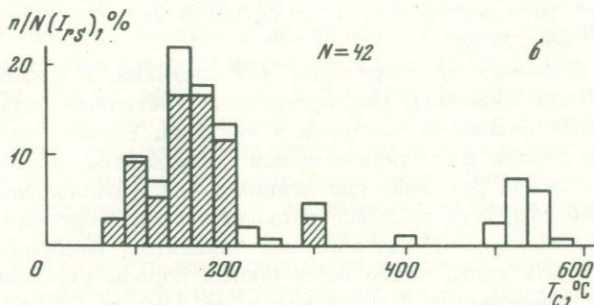
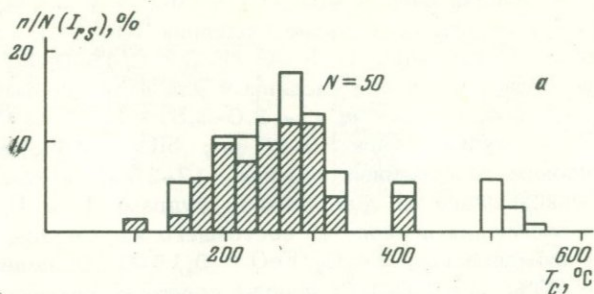


Рис. 80. Гистограммы распределения магнитных фаз (по T_c) в кайнозойских эффузивах
 а - эффузивы Чехословакии; б - то же, Венгрии

это свидетельствует о едином магматическом очаге, сопряженном с данной вулcano-тектонической структурой. Примечательно, что по данным глубинного сейсмического зондирования в районе стратовулкана граница Мохоровичича поднимается и расположена приблизительно на глубине 35 км.

К востоку от стратовулкана Доуповских гор, в пределах Чешского среднегорья, картина распределения очагов сложная и отражает сложную тектоническую обстановку этой области. В грубых чертах намечается тенденция к уменьшению глубин очагов до 35-40 км по мере удаления от места пересечения разломов разных направлений (вблизи городов Теплице - Дечин), где очаг залегает на глубине 50-65 км.

В целом в рассмотренном районе можно выделить три петрохимически различные группы вулканических пород, связанных с магматическими очагами разной глубины.

Группа I - глубина очагов 30-40 км; содержание SiO_2 50%, породы не содержат оливина; содержание MgO низкое (входит в моноклинный пироксен); $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO} \sim 0,8-1,2$; $\omega < 0,7$; часто встречаются окисленные титаномагнетиты; удельная намагниченность насыщения I_s порядка 1,8-6,0 гс·см³/г; восприимчивость $\kappa_0 \sim (1,5-4,0) \cdot 10^{-3}$ ед. СГСМ.

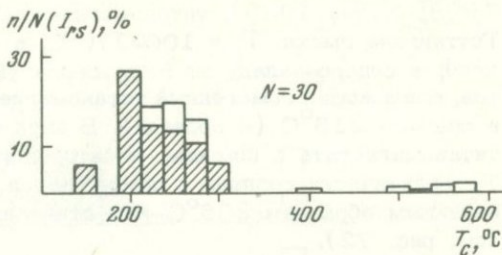
Группа II - глубина очагов 40-50 км; $\text{SiO}_2 \sim 45-50\%$; породы характеризуются низким содержанием оливина (0-12%); содержание MgO примерно 12-20 мол. %; $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO} = 0,45-0,65$; $\omega \sim 0,7-1,0$; породы содержат слабо окисленный или неокисленный титаномагнетит; $I_s \sim 1,4-4,0 \text{ гс}\cdot\text{см}^3/\text{г}$; $\kappa_0 \sim (1,0-2,5) \times 10^{-3}$ ед. СГСМ.

Группа III - глубина очага 55-65 км; $\text{SiO}_2 < 45\%$; породы отличаются высоким содержанием оливина (12-25%), в котором доля форстерита максимальна по сравнению с группами I и II; часто встречаются включения лерцолита, состоящего из оливина, бронзита, энстатита и хромдиоксида; $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO} \sim 0,15-0,35$; содержание MgO больше 20%; $\omega \sim 1,0-1,6$; породы содержат главным образом неокисленный титаномагнетит; $I_s \sim 0,5-1,5 \text{ гс}\cdot\text{см}^3/\text{г}$; $\kappa_0 \sim (0,5-1,5) \cdot 10^{-3}$ ед. СГСМ.

Польша. К северу от территории Чехословакии, в южной части Польши (Нижняя Силезия), распространены третичные базальты, представленные лавовыми потоками и некками. Базальтовый вулканизм в этом районе в третичное время связывается, по данным Биркенмайера, с зоной разлома, протягивающейся параллельно Одере, в направлении структур альпийской складчатости, пересеченной поперечными разломами. Среди образцов базальтов, отобранных из некков и лавовых толщ, часто встречаются породы терромагнитного класса А, их измеренные T_c варьируют от 230 до 300°C; I_{rs} после нагрева образца до 300-400°C изменяется мало; титаномагнетиты изученных образцов обычно оптически гомогенны, состав мономинеральной фракции (по химическому анализу) соответствует расчетным точкам Кюри - 245-325°C (Kadzialko-Hofmolk, Kruczyk, 1972). Перечисленные данные позволяют утверждать, что измеренные $T_c = 230-300^\circ\text{C}$ характеризуют состав первичного титаномагнетита, отвечающий глубине магматического очага 40-50 км.

Венгрия. Южнее Чехословакии, в Прибалатонском районе Венгрии, распространены позднекайнозойские вулканические образования атлантического типа, аналогичные чехословацким - щелочные базальты и их дифференциаты. Вулканы приурочены к активизированным разломам (Panto, 1962). Среднее отношение $\text{MgO}/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) = 0,83$ (Vognar, 1965), что характерно для вулканитов рифтовых зон (см. стр. 200 и рис. 76). Породы несколько окислены - $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} = 0,19-0,4$ (Vognar, 1965). Базальты подверглись терромагнитным исследованиям (Багин, 1973; Abdel-Dayem a.o., 1972). Содержащиеся в исследованных базальтах титаномагнетиты часто гомогенны и не несут признаков окисления, это подтверждается преобладанием образцов терромагнитного класса А, практическим отсутствием изменений I_{rs} после нагрева образцов до 400-500°C на воздухе. На составленной по данным терромагнитного анализа гистограмме T_c (см. рис. 80) четко выделяется мода $T_c = 150^\circ\text{C}$ и менее четко - 100°C. Положительная асимметрия распределения свидетельствует о частичном окислении титаномагнетитов базальтов, гомогенность же зерен, стабильность к нагревам, величина отношения $\text{MgO}/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$, согласующаяся с модой T_c для

Рис. 81. Гистограммы распределения магнитных фаз (по T_c) в позднекайнозойских базальтах Болгарии



рифтовых базальтов (см. рис. 76), — о составах титаномагнетитов с $T_c \sim 100-150^\circ\text{C}$, близких к первичным. У нас недостаточно данных для объяснения существования двух мод (100 и 150°C). Возможно, здесь тот же эффект, что и в случае базальтов Чехословакии и Сирии: базальты с разными T_c сопряжены с различными разломами; глубина магматических очагов несколько варьирует, видимо, в связи со степенью проницаемости среды (интенсивность и направление напряжений на фоне преобладающих растяжений). В общем средняя глубина очага составляет от 68 до 60 км.

Болгария. Вдоль субмеридионального разлома Свиштов—Сухиндол, пересекающего структуры Мизийской плиты, Балканид и Родопского массива, залегают плиоценовые, слабо измененные базальты. Отмечаются сходство состава лав и сходная тектоническая обстановка в течение базальтового вулканизма, связанного с указанным разломом. Сказанное подтверждается данными термомагнитных исследований (Бродская, Ножаров, 1972; Сгеер а.о., 1970в). В северной части разлома базальты часто содержат оптически гомогенный титаномагнетит, образцы большей частью относятся к термомагнитному классу А. На гистограмме (рис. 81) выделяется мода $T_c = 200^\circ\text{C}$. По данным электронного микрозондирования (Сгеер а.о., 1960; Печерский, Лапутина, 1973), у образцов с измеренной точкой Кюри $220-300^\circ\text{C}$ расчетная T_c заметно меньше; это связано с низкотемпературным окислением титаномагнетита (см. часть первую, гл. III). Об этом же свидетельствует большая положительная асимметрия в фазовом распределении (см. рис. 81). Расчетные точки Кюри по 7 образцам варьируют от 125 до 225°C и средняя расчетная $T_c = 170^\circ\text{C}$.

Таким образом, по степени однородности состава первичных титаномагнетитов и по величине моды T_c условия базальтового магматизма в зоне меридионального разлома Свиштов—Сухиндол близки к рифтовым, глубина магматического очага составляет 55 км (см. рис. 72).

Район Рейнского грабена. Образование Рейнского грабена связывается с процессами рифтообразования, он родствен рифтам Восточной Африки. Вдоль грабена и в прилегающих районах распространены позднекайнозойские щелочные базальты, излияния которых связываются с тектоническими процессами в рифтовой зоне. По данным немецких магнитологов (Schmidbauer, Petersen, 1968; Schultz,

1968; Soffel, 1969), титаномагнетиты третичных базальтов близ Геттингена имеют $T_c = 100-270^\circ\text{C}$, в среднем 200°C (8 образцов); к северо-западу от Нюрнберга (90–150 км) образцы базальтов, содержащих гомогенный титаномагнетит, имеют $T_c = 180-240^\circ\text{C}$, в среднем 215°C (4 образца). В двух случаях проверки состава титаномагнетита с помощью электронного микросонда расчетные T_c практически совпали с измеренными. Средняя T_c по всем приведенным образцам 205°C , что отвечает глубине очага 53 км (см. рис. 72).

Таким образом, распределение магматических очагов позднекайнозойских вулканов Европы сложнее, чем в "классических" рифтовых зонах Африки и океанов (см. ниже): их глубины варьируют от 70 до 30 км, последние тяготеют к северной части рассматриваемой территории, возможно отражая распределение напряжений ("затухание" растяжений к северу). Отмеченная тенденция носит самый общий характер и существенно осложнена "местными" особенностями, что ярко видно на примере вулканизма относительно небольшой территории в Центральной Европе (Чехословакия, юг Польши, северо-запад Венгрии). Следовательно, вулканизм на рассмотренной территории нельзя относить упрощенно к одному рифтовому типу; как в пространстве, так и во времени, по всей вероятности, происходили существенные изменения в динамических условиях генерации магмы (Эрлих, 1973), что отразилось в вариациях глубин очагов и, соответственно, в вариациях составов титаномагнетитов в вулканических породах.

Монголо-Байкальская горная область и некоторые другие районы, подобные рифтовым

Монголо-Байкальская область характеризуется интенсивными неотектоническими движениями, сопровождающимися излияниями базальтовых лав неоген-четвертичного возраста. Многие исследователи рассматривают озеро Байкал как рифт и район Байкала — как рифтовую зону. Лавы в пределах Монголо-Байкальской области образуют пояс северо-восточного простиранья и размещаются в его пределах не по главным разломам, опоясывающим южный выступ Сибирской платформы (рифтовую зону), а к югу и востоку от них (Флоренсов, 1960а, б), в общем располагаясь вдоль глубинных разломов (Еремеев, 1969). На территории Тувы и Монголии — это обычно трещинные излияния, небольшие шлаковые конусы, приуроченные к трещинам (Еремеев, 1963, 1969); в пределах Витимского плато излияния базальтов связываются чаще с деятельностью вулканов центрального типа, приуроченных к глубинным разломам, распространены покровные фации (Салтыковский, 1968). Базальты региона имеют довольно однообразный состав (преобладают оливиновые базальты, реже щелочные базальты) и включены в единую кайнозойскую трахибазальтовую формацию (Белов, 1963; Салтыковский, 1968). Были собраны образцы базальтов из различных час-

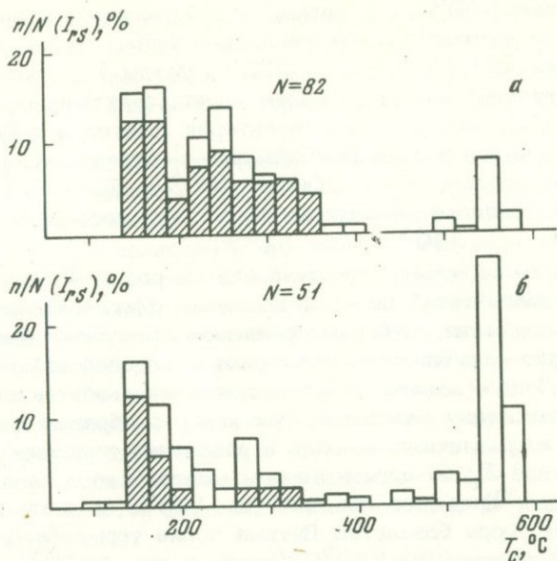


Рис. 82. Гистограммы распределения магнитных фаз (по T_c) в неоген-четвертичных базальтах Монголо-Байкальской горной области
а - суммарные данные; б - базальты Монголии

тей этого региона, но они не достаточно полно представляют в каждом отдельном случае особенности состава и образования пород. Это образцы базальтов Витимского плато (14 образцов из коллекции А.Я.Салтыковского), южного Прибайкалья (Тункинская впадина, Джиды и другие структуры, всего 24 образца из коллекции В.Ф.Давыдова и А.С.Кравчинского); из разных частей Монголии (51 образец из коллекции А.Я.Салтыковского и В.П.Еремеева); Восточной Тувы (4 образца из коллекции В.П.Еремеева).

Среди изученных образцов большое количество пород классов Д и Е, которые из дальнейшего рассмотрения исключены (они не вошли и в число указанных выше образцов). Образцы класса А южного Прибайкалья и Витимского плато характеризуются $I_{rs_t}/I_{rs_0} > 1,5$, что свидетельствует о их частичном низкотемпературном окислении с образованием титаномаггемита (см. часть первую гл. III). В то же время среди монгольских образцов класса А многие имеют I_{rs_t}/I_{rs_0} около 1,0, что подтверждает "свежесть" титаномагнетита.

На рис. 82,а приведена суммарная характеристика распределения базальтов региона по точкам Кюри. На гистограмме не показаны образцы базальтов классов Д, Е, соответственно, пик на $550^\circ C$ относится к образцам базальтов классов В и Г. Если исключить

значения более 500°C , то видно, что совокупность данных характеризуется трехмодальным распределением: первая мода $150\text{--}175^{\circ}$; вторая 250° и третья — 325°C . Моды T_c четко коррелируют с пространственным распределением пород: практически все базальты с $T_c < 200^{\circ}\text{C}$ находятся на территории Монголии и Восточной Тувы, севернее — в южном Прибайкалье — сосредоточена подавляющая часть образцов с T_c от 200 до 250° и, наконец, на территории Витимского плато образцы из нескольких потоков базальтов имеют обычно $T_c \geq 300^{\circ}\text{C}$, мода 325°C .

Таким образом намечается тенденция к росту T_c (обеднению титаном титаномагнетита) по мере движения с юга на север, вкrest главного простираения глубинных разломов Монголо-Байкальской области. В первом приближении повторяется европейский вариант (см. стр. 211). Такую закономерность невозможно объяснить степенью вторичного окисления базальтов, так как это образцы с огромной территории, из различных потоков и различных участков внутри потока. Расчетная T_c по десяти зернам монгольского базальта изменяется в узких пределах: от 125 до 175°C и в среднем равна 140°C ; точки Кюри базальтов Витима после термообработки (регомогенизации) равны $330\text{--}350^{\circ}\text{C}$ (Багин и др., 1970).

Точки Кюри базальтов Тувы и Монголии изменяются в относительно небольших пределах и величина их (мода 150°C) аналогична вулканитам Африкано-Аравийской системы рифтов, отношение $\text{MgO}/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ (см. рис. 76) типично для рифтовых вулканов. Базальты Южного Прибайкалья и тем более Витимского плато заметно отличаются от рифтовых по T_c . Этот факт следует подчеркнуть особо, так как базальты Монголо-Байкальской области относятся к одной формации. Следовательно, несмотря на петрохимическую и петрографическую близость, они явно отличаются по условиям образования, что следует из их термомагнитной характеристики. Напомним обратный случай, когда существенно различные по составу вулканиты оказывались сходными по условиям образования (рифтовые зоны Африки, Сирии).

Выше отмечалась тенденция возрастания T_c базальтов по мере удаления от рифтовой долины (см. стр. 206). Возможно, и здесь имеет место подобная закономерность. Согласно рис. 72, по мере движения с юга на север вкrest зоны уменьшается глубина очагов вулканов от $55\text{--}60$ км на территории Монголии до 35 км и меньше для лав Витимского плато. Такая глубина маловероятна для областей первичного плавления материала, скорее в случае вулканов Южного Прибайкалья и тем более Витимского плато, имеются промежуточные очаги.

Примерно на восточном продолжении Монголо-Байкальской области вулканических проявлений у позднекайнозойских щелочных базальтов класса А западного Сихотэ-Алиня основная мода T_c равняется 175°C (см. стр. 238).

Данные термомагнитных исследований базальтов согласуются с данными МТЗ, по которым в районе Байкальского рифта выделяют-

ся слои повышенной электропроводности на глубине 20–40 и 40–60 км (Горностаев, 1972), при этом первый протягивается на северо-восток к р. Витим. Рифтовая зона Байкала ограничена серией разломов, максимум очагов землетрясений в зоне приходится на глубины 20–25 км.

Чукотка – Аляска. На территории западной Чукотки распространены четвертичные вулканы, приуроченные к глубинным разломам, в частности, к Анойскому, с ними связаны извержения и излияния базальтовых лав (Городинский и др., 1967; Устиев, 1961). Они относятся к щелочной оливин-базальтовой формации и характеризуются весьма слабой дифференцированностью. Среди образцов вулканических пород резко преобладают базальты терромагнитного класса Д, много реже – других классов. Так, из 18 образцов базальтов Анойского вулкана (коллекция Н.Н.Незнанова), отобранных из разных частей потоков на разных расстояниях от кратера, 11 относятся к классу Д, один – к А и остальные – к классу В. Для последних 7 образцов основные значения $T_c = 125–175^\circ\text{C}$ (мода 150°C) подтверждаются данными термообработки ($T \sim 1000^\circ\text{C}$, $P \sim 10^{-4}$ мм рт. ст.).

Между Чукоткой и Аляской, в зоне шельфа, расположены о-ва Прибылова и о-в Нунивак. На них отобрана серия образцов базальтов, возраст которых изменяется от 0,1 до 3,2 млн. лет. При этом их измеренная T_c варьирует в узких пределах от 120 до 180°C независимо от возраста пород (Сох а.о., 1968), средняя $T_c = 150^\circ\text{C}$ (8 образцов класса А) аналогична T_c базальтов Анойского вулкана. Таким образом, по узкому диапазону изменений T_c и независимости их от возраста, по величине моды $T_c = 150^\circ\text{C}$ изученные плиоцен-четвертичные базальты Чукотки – Аляски подобны рифтовым.

Аргентина. В западной части Аргентины отобраны образцы базальтов из различного типа вулканических образований от миоценовых до современных (Срег, Valencia, 1970). Среди 35 образцов, подвергнутых терромагнитному анализу, 20 относятся к классу Д, 11 – к В и только 4 – к А. Из них 3 имеют $T_c = 100–150$ и один – 340°C . Образцы класса В характерны для верхних частей потоков. Измеренные точки Кюри (классы А, В) изменяются от 100 до 340°C , мода $T_c = 150^\circ\text{C}$ (14 образцов), расчетные T_c , по данным микронзондирования (Срег а.о., 1970), изменяются от 0 до 220°C , средняя величина (13 образцов), – 120°C . У образцов класса А с $T_c = 100–150^\circ\text{C}$ расчетные T_c практически совпадают с измеренными: в образце с $T_c = 340^\circ\text{C}$ расчетная $T_c = 120^\circ\text{C}$, что указывает на низкотемпературное окисление последнего. В общем сходимость расчетных и измеренных T_c вполне удовлетворительная, следовательно, мода T_c пород классов А и В отражает состав первичного титаномагнетита и соответствует глубине магматического очага и условиям кристаллизации лавы, аналогичным рифтовым базальтам (см. стр. 205). Разновозрастные базальты по величине T_c практически не различаются, хотя для уверенного утверждения данных мало.

Срединный Атлантический хребет и некоторые другие рифтовые зоны океанов

За последние годы заметно возросло количество данных о базальтах, слагающих дно океанов. Это относится как к геологическим, так и к магнитным исследованиям (Печерский, Назарова, 1974; Watkins, Paster, 1971). Поэтому появилась возможность судить полнее об общих закономерностях базальтового вулканизма океанов, в первую очередь — рифтовых зон, по которым более всего данных. Однако из-за случайного отбора образцов в разобренных точках (при драгировании и бурении редких скважин) без четкой привязки к конкретной геологической обстановке, мы еще очень далеки от возможностей исследования вулканизма в той же степени, как наземного.

Можно с уверенностью говорить, что дно океанов сложено практически полностью базальтами (естественно, без учета осадочного чехла). Состав пород варьирует незначительно по сравнению с наземными вулканическими образованиями, что говорит о весьма однородных условиях образования базальтов океанов вообще и рифтовых зон в частности. Об этом, кроме того, свидетельствует величина отношения $MgO/(CaO+Na_2O+K_2O)$, которая мало изменяется в пределах одной и разных рифтовых зон океанических хребтов и типична для вулканов рифтовых зон (см. рис. 76, стр. 200). По данным многих исследователей (Кутюлин, 1965; Фролова, Рудник, 1972), океанические породы представлены толеитами и, в меньшей мере, — щелочными оливиновыми базальтами. Первые обычно связаны с трещинными излияниями, вторые — с вулканами центрального типа. Среди изученных образцов резко преобладают пиллоу-лавы, реже гиаобазальты и еще реже более раскristаллизованные разновидности вплоть до долеритов, что отражает специфику условий извержения и остывания океанических лав.

Практически независимо от состава и характера кристаллизации океанических базальтов состав титаномагнетитов весьма однороден, что отражается в термомагнитной характеристике радиальных разрезов лав (см. рис. 70, стр. 175). Быстрое остывание лав существенно сказывается в размере зерен и заметно уменьшает возможности изменения состава первичного титаномагнетита в процессе его кристаллизации, характерного для наземных излияний, где от зерна к зерну расчетные T_c первичного титаномагнетита изменяются до 100°C и более. Благодаря быстрому остыванию в океанических базальтах чрезвычайно редки случаи высокотемпературного окисления. В океанических базальтах исключительно широко проявлены процессы низкотемпературного окисления, что в сочетании с отсутствием высокотемпературного окисления значительно усложняет использование гистограмм T_c для оценки состава первичного титаномагнетита.

Учитывая сказанное, воспользуемся для оценки состава первичного титаномагнетита следующим. Исследованиями последних лет

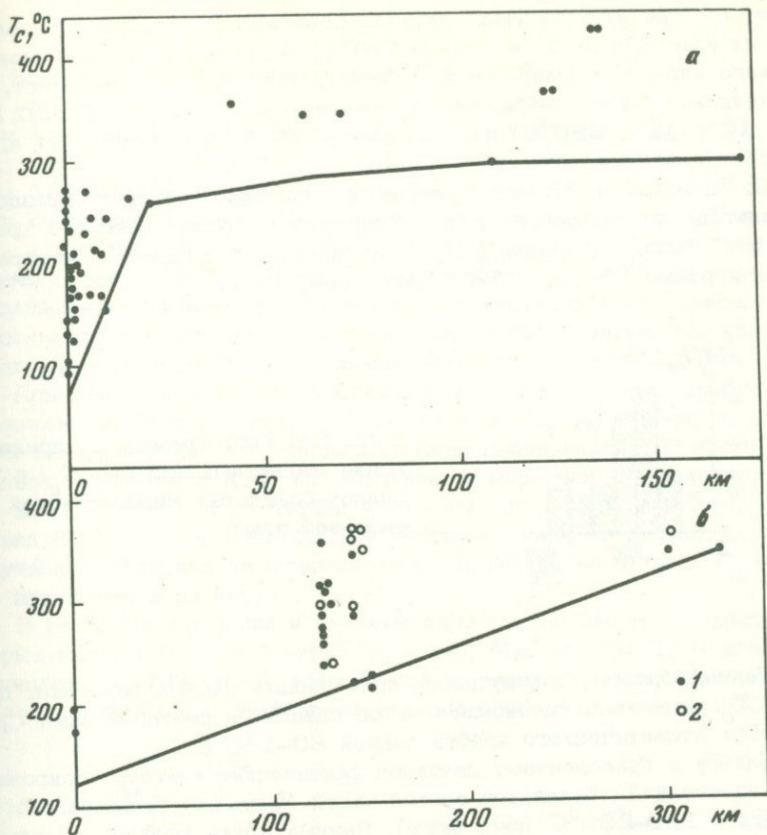


Рис. 83. Средние (по штуфам) значения T_c базальтов по мере удаления от оси Срединного хребта
 а - Атлантический океан, б - Тихий океан. 1 - базальты, 2 - базальтовое стекло

показано, что по мере удаления от оси океанического хребта точки Кюри базальтов в среднем закономерно возрастают (Печерский, Назарова, 1973, 1974а,б; Carmichael, 1970; Irving а.о., 1970; Schaffer, Schwarz, 1970). Это связывается с сочетанием двух факторов: 1) плавным и непрерывным во времени процессом низкотемпературного окисления титаномагнетитов океанических базальтов и 2) раздвижением океанических хребтов. На рис. 83 наглядно виден рост T_c (все образцы класса А) по мере удаления от оси Срединного Атлантического хребта. Если ограничить "снизу" рой точек, то отчетливо видно, что в интервале 0-20 км линия ограничения близка к прямой и пересекает ось ординат при $T_c = 80^\circ\text{C}$, а, начиная с 20 км и дальше, $T_c \geq 275^\circ\text{C}$. У неизмененных базальтов, поднятых непосредственно из рифтовой долины, измеренная T_c изменяется

ся от 80 до 150°C. После термообработки двух образцов базальтов их измеренные $T_c = 140$ и 150°C. Наконец, по данным химического анализа и микронзондирования базальтов из разных мест, расчетная T_c шести образцов изменяется от 20 до 250°C (20, 85, 85, 125, 125, 250°C) и в среднем равна 115°C (Ade-Hall a.o., 1965; Ozima a.o., 1968).

По данным рентгеноструктурного анализа, у двух образцов базальтов из рифтовой зоны Срединного Атлантического хребта (45° с.ш.) расчетные T_c практически совпадают с измеренными и равны 150 и 175°C (Carmichael, 1970).

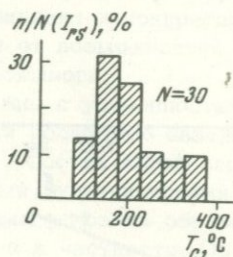


Рис. 84. Гистограммы распределения магнитных фаз (по T_c) в pillow-базальтах Индоокеанской рифтовой зоны

Таким образом, совокупность приведенных данных позволяет принять T_c первичных титаномагнетитов базальтов рифтовой зоны Срединного Атлантического хребта равной 80–150°C.

Близок к приведенному диапазон фактических и экстраполированных значений T_c базальтов осевой части Восточно-Тихоокеанского хребта – 120–200°C (рис. 83,б). Данных здесь меньше, поэтому и оценки T_c первичного титаномагнетита менее надежны, чем для Атлантического океана.

Судя по нижнему пределу значений, рост T_c базальтов Тихого океана примерно на порядок медленнее, чем в базальтах Атлантического океана. Очевидно, правильнее говорить о большей скорости расширения Восточно-Тихоокеанского хребта по сравнению с Срединно-Атлантическим, так как низкотемпературное окисление титаномагнетита на дне океанов, где условия идентичны, идет с одинаковой скоростью. По радиальным разрезам нескольких штUFFов pillow-базальтов, поднятых из рифтовой долины Срединного Индоокеанского хребта, составлена гистограмма T_c (рис. 84). Первая мода $T_c = 150^\circ\text{C}$ относится к внутренним частям pillow-лав, вторая – 350°C – к внешним частям, где заметно окисление за счет взаимодействия лавы с водой. Ниже зоны закалки в разрезе потока pillow-лавы форма кривой $I_{rs}(t^\circ)$ и значения T_c весьма однородны (см. рис. 70) и, судя по сходству с базальтами рифтовой зоны Атлантического хребта, близки, вероятно, к первичному титаномагнетиту (Багин, Бураков, 1969; Петрова, Печерский, 1966).

Классическим примером рифтовых базальтов океанов, к которому мы неоднократно обращались в частях второй и третьей по разным поводам, являются базальты Гавайских островов. Измерение T_c у образцов базальтов Килауэа показало значения их, меньшие, чем $180-200^\circ\text{C}$ при обычной величине точки Кюри $150-160^\circ\text{C}$. Они согласуются с преобладающими значениями расчетных (Grompe a.o. 1969; Katsura, 1964). Температура базальтовой лавы во время отбора образцов из скважины превышала 900°C . Данные по Гавайям использованы как реперные при установлении зависимости состава первичного титаномагнетита от глубины магматического очага по сейсмологическим данным (см. рис. 72).

Примерно в осевой части Срединного Атлантического хребта расположены Азорские острова, Исландия и остров Ян-Майен, по которым имеются данные термомагнитных исследований. У шести образцов базальтов с Азорских островов измеренная T_c изменяется от 80 до 380°C , а расчетная — от -20 до 205°C и в среднем равна 80°C (Creer a.o., 1970). Следовательно, титаномагнетиты изученных образцов заметно окислены и только расчетные T_c можно принимать в расчет.

В Исландии отобраны и изучены образцы базальтов, возраст которых меньше $0,1$ млн. лет (Печерский, Мирлин, 1971; Печерский, Назарова, 1974); их T_c изменяются в узком диапазоне (рис. 85, б), моды однофазных и двухфазных образцов совпадают и равны 200°C .

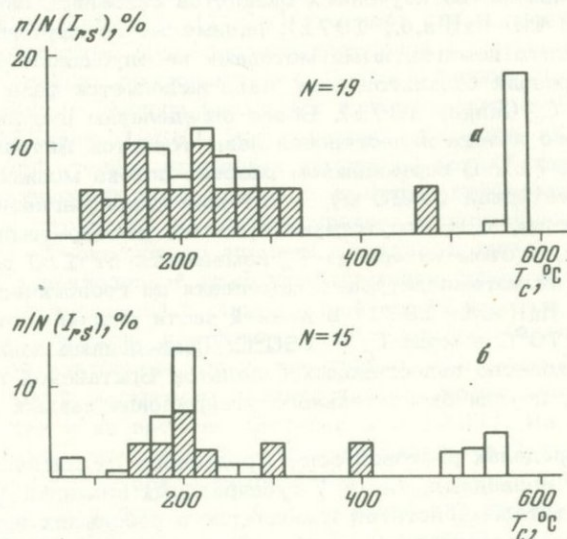


Рис. 85. Гистограммы распределения магнитных фаз (по T_c) в четвертичных базальтах о-вов Исландия (а) и Ян-Майен (б)

После термообработки (регомогенизации) образец исландского базальта имеет $T_c = 150^\circ\text{C}$. Повторные геодезические измерения по линиям, расположенным вкост рифтовой зоны Исландии до и после извержения вулкана показывают, что вулканизм происходит в условиях расширения (например, в ходе извержения 1970 г. произошло расширение рифта на 6–7 см; Decker a.o., 1971).

Во время десятого рейса научно-исследовательского судна "Академик Курчатов" отобрана серия образцов молодых базальтов на о-ве Ян-Майен (рис. 85, а). Судя по значительной положительной асимметрии распределения T_c , титаномагнетиты базальтов заметно окислены, преобладает низкотемпературное окисление. У образца базальта излияния 1971 г. $T_c \sim 100^\circ\text{C}$.

Видимо, ближе всего составу первичного титаномагнетита соответствуют $T_c = 100\text{--}150^\circ\text{C}$.

В северной части Атлантического океана выделяется Британо-Арктическая провинция третичного базальтового вулканизма, включающая вулканические образования Гренландии, Исландии, Фарерских островов, Ирландии и Британии (Шейнманн, 1968). Извержение базальтов происходило в промежутке 67–53 млн. лет, что близко ко времени начала раскрытия Северной Атлантики. Поэтому прекращение базальтового вулканизма Британо-Арктической провинции связывается с отодвиганием континентов от "горячей точки", ныне находящейся под Исландией (Brooks, 1973). Если эта точка зрения верна, то по термомангнитной характеристике палеогеновые базальты Британской провинции должны быть аналогичны рифтовым. К сожалению, большинство изученных базальтов оказались заметно измененными (Ade-Hall a.o., 1971), данные же по изучению состава титаномагнетита немагнитными методами не опубликованы. В нескольких образцах базальтов о-ва Малл выделяется фаза с $T_c = 160\text{--}175^\circ\text{C}$ (Singh, 1971). Более определенны результаты изучения мощного потока палеогеновой лавы толеитов Антрим (Lawley, Ade-Hall, 1971). В вертикальном разрезе потока мощностью 35 м выделяется интервал (0–20 м), в котором титаномагнетит оптически гомогенен, т. е. отсутствуют признаки высоко-температурного окисления, в этом интервале T_c изменяется от 110 до 220°C , минимальны низкотемпературные изменения по геологическим признакам (Ade-Hall a.o., 1971) в нижней части разреза потока, где $T_c = 110\text{--}170^\circ\text{C}$ и мода $T_c = 150^\circ\text{C}$. Приведенные данные подтверждают сходство палеогеновых базальтов Британской провинции с рифтовыми, но для окончательного утверждения данных слишком мало.

Итак, в пределах рифтовой зоны Среднего Атлантического хребта как у подводных, так и у субаэральных излияний (на островах) состав титаномагнетитов изменяется в небольших пределах, независимо от существенных различий в условиях излияния и остывания лав, и, видимо, во времени вулканизма (от палеогена доныне). Различия в условиях остывания сказываются главным образом в ширине краевых зон окисления лав, в отсутствии вторичного маг-

титана в подводных излияниях и широком его распространении в наземных. Возраст пород также отражается главным образом только в степени их изменения. Сказанное подчеркивает связь состава титаномагнетита с условиями существования магмы до начала ее кристаллизации. Так что даже несмотря на отсутствие во всех рассмотренных случаях однозначного доказательства соответствия между измеренными T_c и составом первичного титаномагнетита, диапазон изменений мод измеренных T_c , значений расчетных T_c и измеренных после регомогенизации — один: 80–200°C и свидетельствует о большой однородности условий магмообразования в рифтовой зоне Среднего Атлантического хребта и в рифтовых зонах океанов и континентов вообще. Это вполне согласуется с большой однородностью состава лав рифтовых зон океанов. Некоторые вариации T_c отражают эволюцию магмы в пространстве и времени, в частности глубина очагов изменяется от 70 до 55 км, в среднем составляет около 60 км.

Платформенный вулканизм (траппы и щелочно-ультраосновной комплекс)

По условиям магмообразования к рифтовому вулканизму близок платформенный вулканизм. Его типичными представителями являются породы трапповой и щелочно-ультраосновной формаций. Те и другие так или иначе связаны с тектонической активизацией стабильных жестких участков земной коры, с образованием многочисленных расколов. Ю.М. Шейнманн (1968) отмечает связь трапповых образований с областями примерно одновременной с магматизмом складчатости в соседних геосинклиналях. Позднекайнозойские и, тем более, современные аналоги указанных вулканических формаций не известны (Шейнманн, 1968). Это, конечно, усложняет их изучение из-за большой степени вторичных изменений таких пород, отсутствия систематических исследований возможных необратимых изменений состава, структуры и, соответственно, терромагнитных характеристик Fe-Ti-окислов во времени. Учитывая сказанное, следует относиться к приведенной ниже интерпретации результатов терромагнитных исследований с определенной осторожностью.

Окраины Русской платформы. Исследованы базальты окраин Русской платформы (преимущественно, юга), где базитовый и ультрабазитовый магматизм проявился довольно широко как в пространстве, так и во времени (Багин и др., 1969). Из пород девонской щелочно-ультраосновной — щелочно-базальтовой формации изучены образцы эффузивов — лимбургитов, авгититов и щелочных базальтов. Породы несут следы метасоматических изменений, титаномагнетит часто разрушен, много зерен магнетита, ильменита вторичного происхождения. Платобазальты (траппы) на рассматриваемой территории представлены двумя разновозрастными формациями: рифей-нижнепалеозойской (западный фланг Украинского кристалличе-

ского щита, Брестская впадина) и верхнедевонской (юго-восток Воронежской антеклизы и Тиман). Минеральный состав довольно однообразен. По сравнению со щелочными базальтоидами траппы имеют более свежий облик и заметно отличаются от щелочных базальтоидов по петрохимическим особенностям, особенно по содержанию титана, калия и степени окисления. У щелочных пород среднее отношение $Fe_2O_3/FeO+Fe_2O_3 = 0,47-0,56$ и $MgO/CaO + Na_2O+K_2O = 0,76-0,82$, у траппов — соответственно, 0,24 и 0,65.

По магнитным свойствам исследованные образцы четко разделились на две группы, соответствующие петрологическому делению. Первая группа представлена исключительно породами щелочно-ультраосновной формации. По данным термомагнитного анализа, они в подавляющем большинстве относятся к классу Д, реже Г; H'_{CS} и I_{rs} пород стабильны к нагревам до $600^{\circ}C$, их величины коррелируют с количеством вторичного мелкозернистого магнетита (H_{CS} изменяется от 150 до 450 э). Кроме преобладающего магнетита, отмечаются магнитные фазы (титаномагнетиты) с $T_c = 175, 250$ и $350-400^{\circ}C$ (рис. 86,а). Спектр парциальных термоостаточных намагниченностей, снятый для образца лимбургита с $T_c = 200, 325$ и $575^{\circ}C$, показал, что между перечисленными магнитными фазами существует взаимодействие. Это видно по отрицательным значениям парциальных намагниченностей в интервалах $250-300$ и $550-600^{\circ}C$. Такое магнитное взаимодействие возможно лишь при взаимопроникновении зерен с различными точками Кюри. Таким образом, все перечисленные магнитные фазы изученного образца являются взаимными прорастаниями единого зерна и логично предположить, что они являются продуктами разрушения первичного титаномагнетита в результате высокотемпературного окисления.

Среднее значение измеренной T_c для интервала $300-475^{\circ}$ равно $390^{\circ}C$, и близко средней T_c траппов. В результате термообработки трех образцов магнетит исчезает, гомогенная T_c равна $400^{\circ}C$ (лимбургит), 375 и $400^{\circ}C$ (щелочной базальт).

Среди образцов второй группы (траппы) преобладают породы класса А, реже В, мода $T_c = 375^{\circ}C$ (рис. 86,б), среднее значение T_c для интервала $300-425^{\circ}C$ равно $390^{\circ}C$. При нагревании платобазальтов, начиная с $400^{\circ}C$, I_{rs} и H'_{CS} возрастают в 3-10 раз, что, вероятно, связано с присутствием титаномагнетита (ч. первая, гл. III). Зерна титаномагнетита траппов заметно менее разрушены, чем у пород первой группы: H'_{CS} колеблется от 80 до 200 э. После термообработки двух образцов платобазальтов (класса А с $T_c = 375^{\circ}$ и Д) их T_c оказалась, соответственно, 380 и $390^{\circ}C$.

Итак, титаномагнетиты с $T_c \sim 350-400^{\circ}C$ встречаются в разновозрастных образованиях, разбросанных на огромной территории, имеющих различный химический состав и в разной степени преобразованных вторичными изменениями. Очевидно, эти сходные по T_c фазы отражают сходные условия кристаллизации титаномагнетита. Мода $T_c = 375^{\circ}C$ соответствует глубине магматического очага

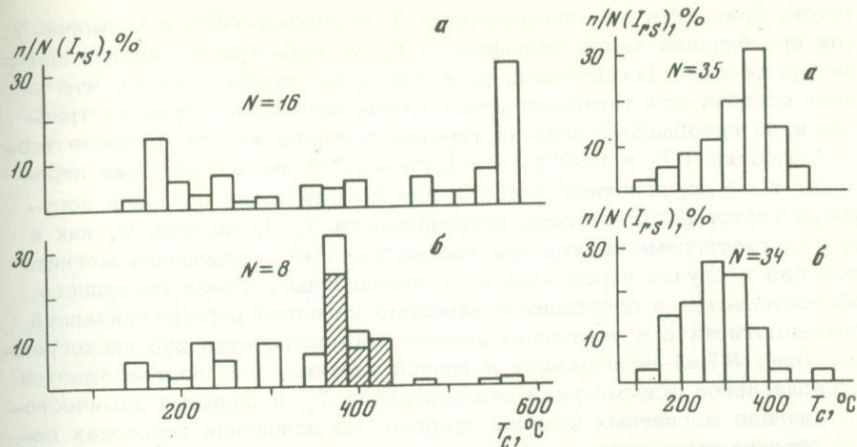


Рис. 86. Гистограммы распределения магнитных фаз (по T_c) в породах Русской платформы

а — щелочно-ультраосновная формация (авгиты, лимбургиты, щелочные базальты); б — трапповая формация (платобазальты)

Рис. 87. Гистограммы распределения преобладающих T_c (породы классов А, В) в траппах Сибирской платформы (интрузивные и эффузивные, включая породы щелочно-ультраосновной формации)

а — измеренные T_c ; б — расчетные T_c по данным химического анализа магнитной фракции

30 км (см. рис. 79). Столь малая глубина очага и существенные петрохимические различия пород, несоответствие указанной глубине отношения $\text{MgO}/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ (см. рис. 76) свидетельствуют, вероятно, о дифференциации магмы в промежуточных камерах. Нельзя, конечно, исключать и вариант необратимых изменений состава первичного титаномагнетита у столь древних пород, не поддающихся регомогенизации. В пользу этого говорят данные по измеренным и расчетным T_c траппов Сибири (см. ниже). С другой стороны, из-за метаморфических преобразований древних пород, с которыми обычно связан вынос подвижных щелочных элементов, возможно завышение отношения $\text{MgO}/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ по сравнению с исходной породой.

Западная часть Сибирской платформы¹. Породы щелочно-ультраосновной — базальтоидной формации юга Русской платформы и Маймеча-Котуйской провинции сходны между собой по ряду признаков, в частности, отмечается их подобие и по небольшому числу результатов термомагнитного анализа. По данным Б.В. Гусева, в авгититах и лимбургитах указанной провинции, наряду с вторичным магне-

¹ По Б.В. Гусеву и др. (1967).

титом, присутствуют компоненты с $T_c = 260-480^\circ\text{C}$; в маймечитах преобладают магнитные фазы с $T_c = 340-400^\circ\text{C}$. Анализ магнитной фракции (химический, рентгеноструктурный) показал, что во всех случаях это титаномагнетит. Среди изученных образцов траппов явно преобладают породы термомагнитного класса Д, после термообработки ($T_c = 800^\circ\text{C}$, $P \sim 10^{-2} - 10^{-3}$ мм рт. ст.) они переходят в термомагнитный класс А или В. Для таких образцов построена гистограмма частоты встречаемости T_c (а не мол. %, как в других гистограммах, так как количественные соотношения магнитных фаз в случае пород класса В неизвестны). Из-за последнего обстоятельства в сочетании с заведомо неполной регомогенизацией титаномагнетита в указанном режиме термообработки вид гистограммы (рис. 87,а) не отражает истинной картины. Это подтверждается отрицательной асимметрией распределения T_c и данными химического анализа магнитных фракций траппов. На основании последних нами определены расчетные T_c , мода которых близка 300°C (рис. 87,б), распределение близко к нормальному и средняя $T_c = 290^\circ\text{C}$. Такая величина T_c более согласуется с общей закономерной связью T_c с отношением $\text{MgO}/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ (рис. 76), чем мода измеренной $T_c = 350^\circ\text{C}$.

Ануйская складчатая зона (Чукотка). Намагниченность изверженных пород Ануйской зоны свидетельствует о том, что эта зона не является типичной геосинклиналью, жесткий фундамент зоны находится на малой глубине, в тектоническом развитии большую роль играют расколы. Широко распространены здесь пластовые тела габбро-диабазов, исходя из их возраста (нижний триас), петрологических и других особенностей, М.Л. Гельман (1963) относит к трапповой формации. По данным термомагнитного анализа, относительно менее измененные разности габбро-диабазов относятся к классу А и имеют $T_c \sim 350^\circ\text{C}$, что близко к приведенным выше данным по Русской, Сибирской платформам.

Таким образом, как и вулканические породы рифтовых зон, траппы характеризуются весьма однородным составом первичных титаномагнетитов, но в отличие от рифтовых образований они менее титанисты, их T_c близка 300°C ; соответственно, глубина магматических очагов траппов заметно меньше, чем в рифтовых зонах.

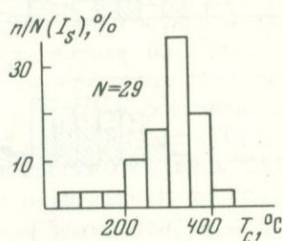
Деккан (Индия). В отличие от рассмотренных выше, траппы Деккана являются продуктами толеитовой магмы, слабо дифференцированы (Лебедев, 1967) и заметно моложе (мел - ранний палеоген), чем самые молодые траппы Сибири, которые относятся к нижнему триасу. Наиболее полные термомагнитные исследования траппов выполнены индийскими и английскими учеными (Ade-Hall а. о., 1965; Bhimasankaren, Sampath, 1967; Radhakrishnamurty, Sahasrabudhe, 1967; Wilson, Smith, 1968).

Статистически большинство базальтов и долеритов лав и даек Деккана относятся к термомагнитному классу Д, $T_c = 500^\circ\text{C}$. Много реже встречаются породы класса А. Быстро остывавшие лавы, содержащие титаномагнетит в форме кристаллитов или скелет-

ных образований, имеют, как правило, $T_c \ll 300^\circ\text{C}$. Породы с более раскристаллизованными зернами титаномагнетита, с довольно четкими кристаллографическими формами, чаще имеют T_c в интервале $250\text{--}500^\circ\text{C}$. Распределение измеренных T_c траппов Деккана мало

Рис. 88. Гистограммы распределения магнитных фаз (по T_c) в траппах Деккана.

Породы класса А



отличается от траппов Сибири (рис. 88) и также имеет отрицательную асимметрию, но мода находится в интервале $300\text{--}350^\circ\text{C}$, т.е. ниже, чем у траппов Сибири и Русской платформы. Судя по тому, что сказано выше, более вероятен состав первичных титаномагнетитов, соответствующий T_c около 300°C . Это согласуется со средней расчетной T_c сибирских траппов и средним отношением $\text{MgO}/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ траппов Деккана (Кутолин, 1969) (см. рис. 76), т.е. наиболее вероятно соответствует составу первичного титаномагнетита и характеризует глубину магматического очага траппов около 40 км.

Глава II

ВУЛКАНИТЫ ОСТРОВНЫХ ДУГ

Курило-Камчатская островная дуга

Свой выбор мы остановили, в первую очередь, на Курило-Камчатской дуге, которая в последние годы является своеобразным полигоном геолого-геофизических исследований; в частности здесь получены сведения о строении земной коры и верхней мантии, сейсмичности, тепловом потоке, очагах вулканов (см. часть вторую, гл. I и рис. 72). Лавы вулканов Курило-Камчатской дуги являются продуктами щелочноземельной магмы, типичной для Тихоокеанского пояса. Наблюдаемое разнообразие пород многие геологи объясняют фракционной кристаллизацией единой магмы, влиянием ассимиляции (см. часть вторую, гл. I, II), хотя есть и иная точка зрения о различных источниках, связанных с частичным плавлением мантии на разных глубинах (см. там же). Термомагнитным исследованиям подверглись образцы лав следующих вулканов: 1) вулканы Кошелева, Ильинский (Южная Камчатка); 2) Чикурачки, Ветровой, имени Вернадского, Эбеко, Такетоми (о-в Парамушир); 3) кальдера Заварицкого и конусы в ней: Центральный, Средний, купол Малый;

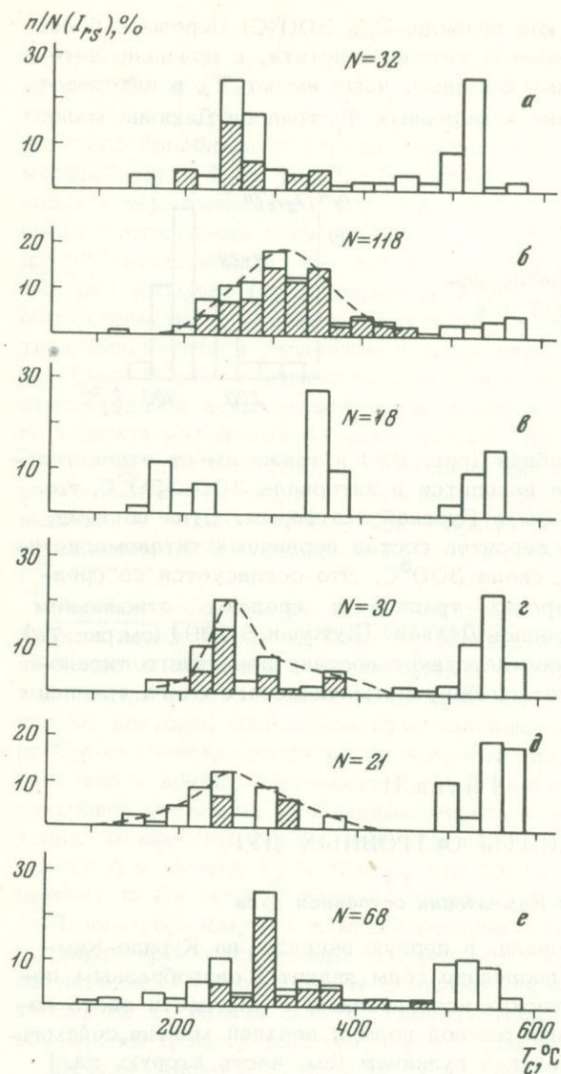


Рис. 89. Гистограммы распределения магнитных фаз (по T_c) в вулканах Курило-Камчатской дуги

а - Ключевская группа; б - Южная Камчатка; в - о-в Парамушир; г - о-в Симушир; д - о-в Итуруп; е - о-в Кунашир

вулканы Прево, Горящая Сопка, Мильна, Уратман (о-в Симушир); 4) кальдера Медвежья и конусы в ней: Неизвестный, Кудрявый, Меньшой Брат и Медвежий (о-в Итуруп); 5) Тятя, Руруй, Менделеева, Головнина (о-в Кунашир). Часть образцов - из коллекций В.Н. Шилова, В.Ф. Остапенко, С.Ф. Соболева. Преобладающая часть изученных образцов - базальты, кроме того - андезито-базальты, андезиты, дациты. Возраст вулканических образований - от позднекайнозойских до современных. При подборе коллекций учитывались тип извержений, стадия формирования вулкана: отбор образцов производился из экструзивных тел, куполов, разрезов сомм, внутрен-

них конусов, их кратеров, разрезов лавовых потоков и т.п. (Багин, и др., 1971).

В интервале $T_c = 20 - 500^\circ\text{C}$ магнитные фазы характеризуются сложным многомодальным распределением (рис. 89). При этом, чем меньше образцов класса А в коллекции, тем больше дисперсия. Это естественно объяснить влиянием вторичных процессов, прежде всего окислением, что подтверждается изменением состава магнитных минералов (T_c) в вертикальном разрезе потока (см. рис. 70). Несмотря на колебания, основная фаза в разрезе потока уверенно выделяется и согласуется с модой T_c : на рис. 70, в основная фаза имеет $T_c = 250^\circ\text{C}$, на рис. 70, г $T_c = 250-275^\circ\text{C}$; на рис. 70, д $T_c = 300^\circ\text{C}$ и на рис. 70, е $T_c = 220-300^\circ\text{C}$, в среднем ближе к 250°C . Если рассматривать главные моды T_c (по огибающим), то получается следующая картина: Ключевская группа (Камчатка) - 250°C ; Южная Камчатка - 350°C , о-в Парамушир - 350°C , о-в Симушир - 250°C , о-в Итуруп - 250°C и о-в Кунашир - 300°C , т.е. намечается определенная тенденция к понижению T_c к середине Курильской дуги. Однако здесь не учтены два фактора: во-первых, ряд пиков (мод) на гистограммах выходит за пределы огибающей, их невозможно объяснить лишь разбросом значений T_c , в частности, за счет вторичного окисления; во-вторых, в каждую суммарную гистограмму (см. рис. 89) вошли представители пород разного состава, разных типов и стадий вулканической деятельности, разных условий остывания лав. Попробуем в связи с этим детальнее рассмотреть данные термомагнитного анализа.

На юге Камчатки (рис. 90) базальты вулканов Ильинского и Кошелева имеют обособленные, практически не перекрывающиеся распределения T_c , у пород первого вулкана мода T_c находится в интервале $250-275^\circ\text{C}$, у второго - 300 и 350°C . Оба вулкана сходного типа, породы сходны по составу, большинство их относится к термомагнитному классу А; главное различие - во времени. Изученные породы вулкана Ильинского относятся к ранней стадии его деятельности (8000 лет), тогда как изученные породы вулкана Кошелева - к наиболее поздней (Мелекесцев и др., 1970).

Все образцы пород о-ва Парамушир многофазные, как правило, трехфазные, и относятся к классу Г: основная мода $T_c = 350-375^\circ\text{C}$, фазы с $T_c = 150-250^\circ$ (мода 175°C) и $T_c > 500^\circ\text{C}$, по всей вероятности, являются продуктами распада первой). Это подтверждает расчет T_c гипотетического гомогенного твердого раствора; в результате его распада образовались три фазы, количественные соотношения которых близки к наблюдаемым. T_c такого раствора оказалась около 400°C . Подобная T_c получена в результате термообработки ($T_c \sim 1000^\circ\text{C}$, $P \approx 10^{-4}$ мм рт. ст.) пяти образцов андезитобазальтов - в среднем 375°C ($300, 375, 375, 375$ и 440°C). Величина основной фазы T_c ($350-375^\circ\text{C}$) практически не зависит от состава пород. Так, в среднем для андезитов $T_c = 360^\circ\text{C}$ (4 образца), для базальтов и андезитобазальтов - 360°C (9 образцов).

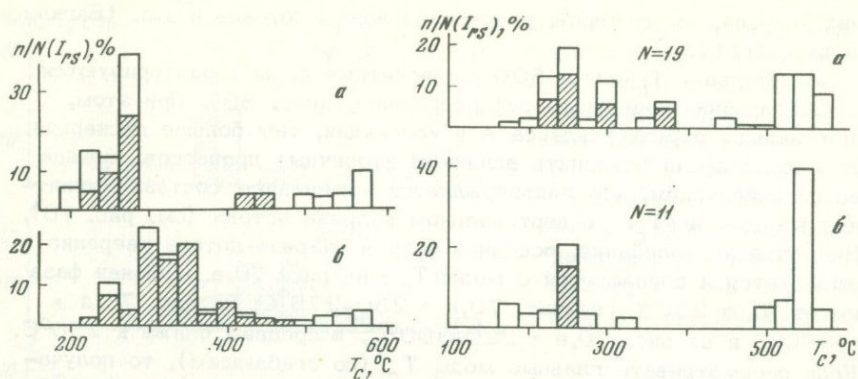


Рис. 90. Гистограммы распределения магнитных фаз (по T_c) в вулканиках Южной Камчатки

а - вулкан Ильинский; б - вулкан Кошелёва

Рис. 91. Гистограммы распределения магнитных фаз (по T_c) в лавах о-ва Симушир

а - андезиты и дациты; б - базальты

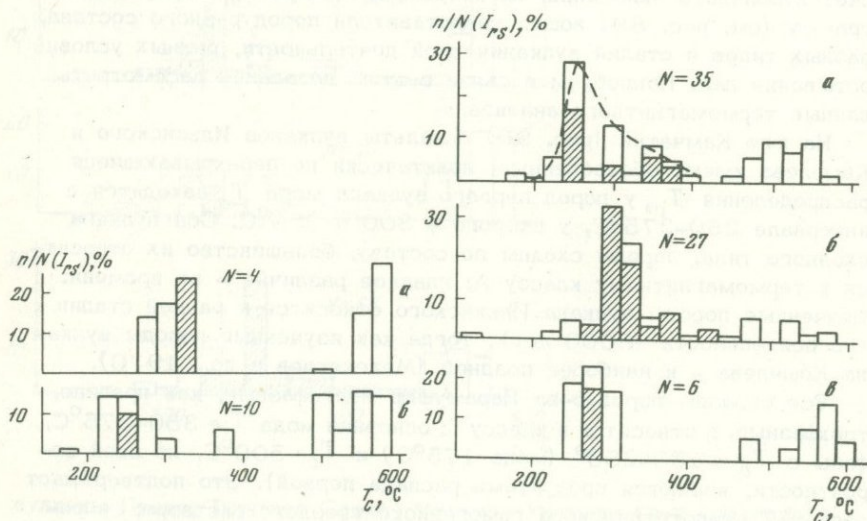


Рис. 92. Гистограммы распределения магнитных фаз (по T_c) в вулканиках о-ва Итуруп

а - конус Медвежий; б - конус Неизвестный

Рис. 93. Гистограммы распределения магнитных фаз (по T_c) в лавах о-ва Кунашир

а - вулкан Тятя, сомма, периферийные части и подножье вулкана; б - вулкан Тятя, последние излияния базальтов из внутреннего конуса; в - вулканы Головнина и Менделеева

На о-ве Симушир преобладающая часть образцов относится к разрезам сомм кальдер Заварицкого, Мильна и Уратман. Как и в случае пород Парамушира, наиболее четко выделяющаяся фаза ($T_c = 250^\circ\text{C}$) практически не зависит от состава пород. Правда, магнитные фазы с $T_c = 300-375^\circ\text{C}$ относятся исключительно к андезитам и дацитам (рис. 91), по всей вероятности, более поздним образованиям: после термообработки таких образцов $T_c = 350^\circ\text{C}$. Очень близки и средние значения измеренных T_c основной фазы; андезиты и дациты - 290°C (15 образцов), базальты - 280°C (5 образцов).

Если среди изученных объектов Симушира преобладают кальдеры, то основная доля образцов с о-ва Итуруп относится к лавам внутренних конусов кальдеры Медвежьей. Подавляющая часть пород исследованных образцов, к сожалению, оказалась недостаточно "свежей"; как правило, они двухфазные, относятся к классам В и Г (все-го лишь два образца класса А), это отразилось в большой дисперсии данных (рис. 92, б). Однако и здесь разделение по вулканам отражает определенную тенденцию (рис. 92): образцы относительно более ранних излияний конуса Медвежьего имеют $T_c = 225-250^\circ$, более поздних лав конуса Неизвестного - $275-325^\circ\text{C}$.

Отмеченная тенденция изменения во времени характерна и для лав вулканов о-ва Кунашир (рис. 93). Основание и сомма вулкана Тятя (см. Рис. 93), а также вулканов Головнина и Менделеева имеют одинаковые моды - $T_c = 250^\circ\text{C}$ независимо от состава лав (на вулкане Тятя - преобладают базальты; на вулканах Головнина и Менделеева - андезиты и дациты), в то время как мода T_c базальтов последнего излияния внутренних конусов вулканов Тятя и Руруй равна 300°C (см. рис. 93, б). Среди изученных образцов многие относятся к классу А. Проверка термообработкой в вакууме подтвердила выделение двух групп пород: 1) образцы из соммы Тяти - $T_c = 250-280^\circ\text{C}$ (5 образцов); 2) образцы молодого потока вулкана Руруй класса В - $T_c = 420$ и 440°C . По отношению $\text{MgO}/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ и T_c -базальты поздних излияний Тяти и Руруя отличаются от остальных лав Курил прежде всего обратной корреляцией (см. рис. 75).

Таким образом, более детальное рассмотрение данных термомагнитного анализа сузило разброс значений T_c и дало возможность выявить некоторые закономерности: 1) вдоль всей Курильской дуги от Кунашира до Камчатки выделяется основная мода $T_c = 250^\circ\text{C}$; исключение составляют лишь образцы вулканических пород Парамушира; 2) помимо закономерной положительной асимметрии гистограмм T_c , связанной с вторичным окислением при застывании лавы, что убедительно подтверждает рис. 70, существуют моды $T_c = 300-400^\circ\text{C}$. Такие моды T_c , как правило, относятся к поздней деятельности данного вулкана или группы их: к концу эруптивной деятельности вулкана растет T_c титаномагнетита, что невозможно объяснить вторичным окислением титаномагнетитов, а логичнее связывать с эволюцией магматического очага: это, в частности, под-

тверждается и закономерным ростом мод T_c , который согласуется с изменением отношения $MgO/(CaO+Na_2O+K_2O)$ (см. рис. 76); 3) в средней части Курильской дуги (о-в Симушир и, в меньшей степени, о-в Итуруп) ярче представлены лавы с $T_c = 250^\circ C$, тогда как к югу и особенно к северу заметно возрастает роль пород с $T_c = 300, 350$ и $400^\circ C$; 4) состав титаномагнетитов (моды T_c) не зависит от колебаний в больших пределах химического состава вулканических пород. Это подтверждает представления о генетическом единстве пород Курило-Камчатской дуги от базальтов до дацитов. Об этом же свидетельствует и близкая к линейной связь T_c с $MgO/(CaO+Na_2O+K_2O)$ (см. рис. 75, в-д). Глубина магматических очагов Курильских вулканов изменяется примерно от 50 ($T_c = 250^\circ C$) до 25 км ($T_c = 400^\circ C$). Залегание магматических камер на глубине около 50 км согласуется с данными о составе ксенолитов в курильских лавах, с их петрохимическими особенностями (см. рис. 76), с экспериментальными данными, с частью сейсмологических данных (см. рис. 72) и не согласуется с многими геофизическими данными о глубине расплавления материала. Последнее отмечалось выше и объясняется следующим: состав титаномагнетитов отражает не те условия, в которых происходит первичное расплавление вещества мантии, а последнее равновесное состояние накопившейся в резервуаре жидкости (расплава) перед ее быстрым продвижением и излиянием на земную поверхность в виде лавы. Под Курилами и Ключевской группой вулканов основная область подобного накопления магмы находится на глубине около 50 км. Лавы, содержащие титаномагнетиты с $T_c = 300-400^\circ C$, отражают различные глубины промежуточных очагов, подобные, например, Аваче, Толбачику: эти данные согласуются с интервалом вероятной глубины, на которой происходит дифференциация щелочноземельных магм (по экспериментальным работам Грина, Рингвуда, 1968 б; Green, Ringwood, 1967; MacGregor, 1968; см. стр. 119). В пределах Курильской дуги залегание магматических очагов на глубинах порядка 20-30 км ($T_c = 350-400^\circ C$) более характерно для участков с большей мощностью земной коры. Возможно, это отражает эволюцию земной коры в данном регионе - рост ее мощности с севера и юга к центру (кора во время ранней деятельности позднекайнозойских вулканов юга Камчатки и Кунашира была подобна современной в районе о-ва Симушир). В северной части Курило-Камчатской дуги (Ключевская группа вулканов), где среди изученных образцов преобладают лавы молодых и современных излияний (Алыпova, 1969), уменьшение моды T_c до $250^\circ C$ вполне возможно объясняется сменой режима от преобладающих сжатий к растяжению (см. часть вторую, гл. I, Милановский, 1972).

Японская островная дуга и примеры отрезков других островных дуг

Вулканические дуги Японских островов являются частью цепи островных дуг, опоясывающих Тихий океан. Как и в случае Курило-Камчатского отрезка, вулканические кайнозойские породы Японии относятся к известково-щелочной серии. Это главным образом андезиты, реже дациты и много реже базальты. В некоторых местах, в частности, на северном побережье о-ва Хонсю, встречаются щелочные базальты. За исключением щелочных пород, вулканическая деятельность характеризуется образованием многочисленных стратовулканов. Между разновидностями позднекайнозойских вулканических пород и их географическим распространением отсутствует связь (Геология и минеральн. ресурсы Японии, 1961).

По данным термомагнитного изучения позднекайнозойских эффузивов Японии и химического анализа фракций титаномагнетитов (Akimoto a.o., 1957; Akimoto, Katsura, 1959; Sudzuki, 1963; Ozima, Larson, 1967; Kuno, 1968; Momose a.o., 1968), основные моды T_c измеренных и расчетных, согласуются между собой (рис. 94). В интервал $325-375^{\circ}\text{C}$ попало много образцов дацитовых пемз, для которых не определен химический состав титаномагнетитов, поэтому на рис. 94, е мода $T_c = 350^{\circ}\text{C}$ выражена много слабее, чем на рис. 94, д. Кроме того, большое число химических анализов выполнено для дацитовых пемз, содержащих титаномагнетит с $T_c = 400-500^{\circ}\text{C}$. Таким образом, главные моды T_c , подтвержденные наибольшим числом образцов термомагнитного класса А и совпадением с главными модами расчетных T_c , можно считать самыми близкими к составу первичных титаномагнетитов. Положительная асимметрия гистограмм измеренных T_c , очевидно, обязана процессам вторичного окисления. С уменьшением основности пород появляются магнитные фазы с все более высокими T_c , при этом у андезитов и дацитов четко выделяется мода $T_c = 350^{\circ}\text{C}$, отсутствующая у базальтов (рис. 94). И вообще гистограмма T_c базальтов заметно отличается от андезитов и дацитов. Этот факт и отсутствие моды $T_c = 250^{\circ}\text{C}$, столь характерной для лав Курило-Камчатской дуги, заметно отличает лавы Японии от Курило-Камчатских. Основные моды T_c дацитов и особенно андезитов близки к таковым для вулканических пород относительно поздних образований вулканов южной и северной частей Курило-Камчатской дуги (см. рис. 89, 90, 92, 93). Это, очевидно, отражает сходные условия вулканизма, связанного, в частности, с промежуточными очагами, глубина которых близка к 30 км ($T_c = 350^{\circ}\text{C}$). Ряд извержений дацитов, по всей вероятности, связан с еще меньшими глубинами (меньше 20 км, $T_c \approx 450^{\circ}\text{C}$). Малая глубина промежуточных очагов согласуется с составом многочисленных ксенолитов (гранитов, гнейсов, сланцев и других пород относительно небольших глубин) в вулканических породах. Некоторое сходство T_c андезитов и дацитов свидетельствует о их возможной генетической общ-

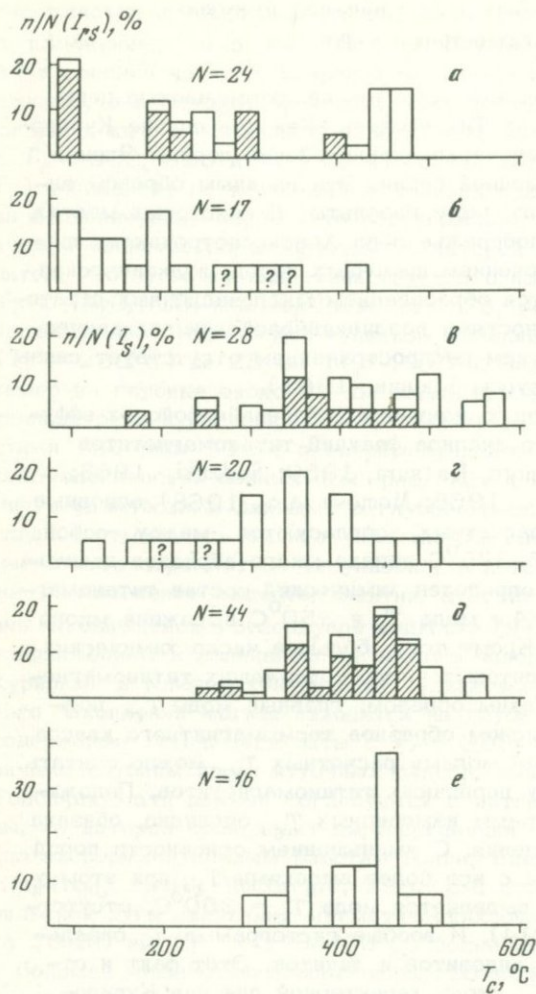


Рис. 94. Гистограммы распределения магнитных фаз (T_c) в лавах Японии
Точки Кюри: а — измеренные у базальтов; б — расчетные для базальтов по данным химических анализов фракций; в — измеренные у андезитов; г — расчетные для андезитов; д — измеренные у дацитов, дацитовых пемз; е — расчетные для дацитов и пемз

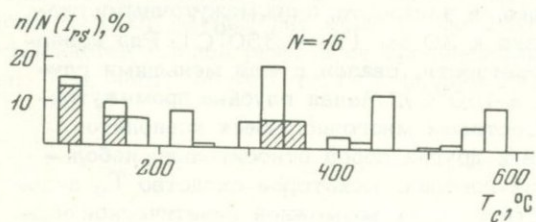


Рис. 95. Гистограммы распределения магнитных фаз (по T_c) в продуктах кайнозойских вулканов о-ва Сахалин

ности (дифференциации единой магмы на одной и разных глубинах). Данные по Японии продолжают отмеченную для Курильской дуги тенденцию уменьшения глубин промежуточных магматических очагов с ростом мощности земной коры (Геология и минеральн. ресурсы Японии, 1961).

Сложное распределение T_c базальтов (рис. 94, а, б) отражает различия в условиях их образования. Частичное перекрытие этих точек с точками Кюри андезитов и дацитов (встречаются базальты класса А с $T_c = 300$ и даже $400-475^\circ\text{C}$) позволяет предполагать между этими дифференциатами существование генетического родства. Базальты с $T_c = 100-125^\circ\text{C}$, подобные рифтовым, встречаются главным образом вдоль западного побережья о-ва Хонсю, т.е. тяготеют к внутренней части островной дуги, так же как и плиоценовые базальты п-ова Ламанон (см. ниже). Учитывая данные о контактировании магмы вулканов Японии в пределах земной коры, следует ожидать обогащения расплава и кислородом, т.е. при кристаллизации титаномагнетита более вероятны условия постоянства или роста P_{O_2} . Это подтверждают данные определений $T-P_{\text{O}_2}$ -режима кристаллизации титаномагнетита методом Баддингтона-Линдсли в андезитах и дацитах Японии — $900-975^\circ\text{C}$ и $10^{-9}-10^{-11}$ атм., что заметно выше равновесных условий кристаллизации титаномагнетита в закрытой системе при медленном охлаждении лавы.

Вулканические продукты о-ва Сахалин. В юго-западной части острова распространены послескладчатые вулканические образования неогенового возраста (сходные с японскими), которые являются производными типичной для Тихоокеанского пояса щелочноземельной магмы. Преимущественно это андезиты.

В общем гистограмма T_c (образцы В.Н. Шилова) сходна с японскими (рис. 94, 95), что подтверждают геологические данные о сходстве условий образования вулканических пород Японии и Сахалина. Распределение T_c вулканических пород коррелирует с изменениями величины $\text{MgO}/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ (см. рис. 75, б).

На западном побережье Сахалина, на п-ове Ламанон известны излияния толеитовых базальтов плиоцен-четвертичного возраста. Образцы, отобранные (коллекция В.Н. Шилова) с поверхности и из внутренних частей потока, из инъекций лавы в затвердевающем материале (сегрегационные жилы) относятся к классу А, $T_c = 90-100^\circ\text{C}$. Они подобны базальтам западного побережья Японии и связаны с единым глубинным разломом, видимо, рифтового типа. Глубина очага базальтовой магмы в этой зоне — около 70 км. Распределение $T_c - \text{MgO}/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ плиоценовых базальтов отличается от такового в других лавах Сахалина, что свидетельствует об иных условиях образования плиоценовых базальтов (см. рис. 75, б).

Вулкан Данидин (Новая Зеландия). Проведены термомагнитные исследования пород вулкана Данидин (Wright, 1967), представляющих серию извержений миоцен-плиоценового возраста от базанитов и фонолитов до трахиандезитов. Помимо термомагнитных исследований, выполнены минераграфическое изучение и рентгеноструктур-

ный анализ титаномагнетитов. Состав последних практически не зависит от состава пород. Минералы в различной степени окислены, соответственно, породы распределяются по термомагнитным классам следующим образом: класс А — 10 образцов; В, Г — 4 образца и класс Д(Е) — 11 образцов. Породы классов А, В и Г имеют $T_c = 250-275^\circ\text{C}$, согласующуюся с расчетными T_c по данным рентгеноструктурного анализа.

Вулкан Этна (остров Сицилия). Находится в тыловой части Южно-Итальянской островной дуги в современном ее состоянии (Шейнманн, 1968). С.Целлер и И.Больфа (Zeller, Bolfa, 1969) провели микроскопические исследования, термомагнитный анализ и электронное микрозондирование титаномагнетита из лав Этны, извергавшихся в 693 г. до н. э. и в 1381 г. н. э. Точка Кюри изменяется в небольших пределах и в среднем равна 110°C , что подобно T_c внутренних частей островных дуг Японии и Сахалина. По сейсмологическим данным, в Средиземноморье преобладают растягивающие напряжения (Балакина и др., 1967), что вполне объясняет наблюдаемый состав первичного титаномагнетита современных извержений Этны. А. Риттман (Rittmann, 1971) оценивает глубину очага Этны около 60 км; по $T_c = 67$ км.

Вулкан Стинс (Орегон, США). Из приведенных К.Криром и Дж.Иббетсоном (Creag, Ibbetson, 1970) данных термомагнитного и рентгеноспектрального локального анализов позднекайнозойских базальтов разных районов мира наиболее близки к островным дугам базальты горы Стинс, возраст которых 2000–5000 лет (Helmke, Haskin, 1973); их расчетные T_c изменяются от -10 до 390°C .

* * *

Итак, специфические тектонические условия (преобладание сжатий) островных вулканических дуг порождают и специфические особенности состава первичных титаномагнетитов: они изменяются в широких пределах и, главное, — их T_c растет в ходе извержений вулкана. Из-за изменений условий генерирования и накопления магмы в процессе развития района (смена сжатий растяжениями и т.п.) существенно меняется состав титаномагнетитов, кристаллизующихся из магмы, как в пространстве, так и во времени. Так, в тыловых частях островных дуг появляются магмы, по условиям образования и глубине очага подобные рифтовым.

Зоны сложного вулcano-тектонического развития на примерах Сихотэ-Алиня и Армении¹

Сихотэ-Алинь. Эта область в кайнозой является областью тектонической стабилизации. Мы рассмотрим базальты трех вулканических комплексов восточной части Сихотэ-Алиня (коллекция Э.И.Блюмштейна): палеогенового (кузнецовская свита), неогенового (кизин-

¹Здесь использован раздел из книги "Геологическое строение СССР", 1968.

ская свита) и плиоцен-четвертичного (совгаванская свита), а также щелочные базальты западной части Сихотэ-Алиня. Для палеогенового комплекса характерны центральный тип извержений и локализация в зонах кальдерных опусканий и тектонических нарушений. Вулканические образования миоцена (кизинская свита) принадлежат к базальт-трахибазальтовой формации, представлены базальтами, андезитами, андезито-базальтами и дашинами. Характерны центральный тип извержений, резко дифференцированный химический состав пород, нередки купола, экструзии (главным образом андезиты). В конце плиоцена - начале четвертичного периода, в стадию стабилизации области активизировались вулканические извержения толеитовых базальтов. В результате трещинных излияний накопился вулканический комплекс, слагающий крупные плато: Совгаванское, Самаргинское и другие (исследованные образцы относятся к двум названным плато). Для этого комплекса характерен однородный состав - это оливинпироксеновые или пироксеновые базальты, толеиты, реже андезитобазальты. Примерно к этому же времени относятся излияния щелочных базальтов, изученных Э.И. Блюмштейном в западной части Сихотэ-Алиня.

По мнению Э.И. Блюмштейна, базальты совгаванской свиты образуют единую Чакай-Усть-Амурскую зону, включающую базальты островов Рисари, Ребун, западной части островов Хоккайдо и Хонсю; эта зона базальтов приурочена к зоне глубинного разлома.

Небольшое число изученных образцов палеогеновых базальтов являются однофазными с точками Кюри, $T_c = 475-500^\circ\text{C}$, мода 500°C (рис. 96,а), т.е. лавы заметно окислены, что, возможно, обязано близкоповерхностному положению очага вулкана. Судя по расчетным T_c (рис. 96,а), титаномагнетиты рассматриваемых пород подверглись низкотемпературному окислению: средняя расчетная $T_c = 425^\circ\text{C}$.

Иная картина распределения T_c в базальтах кизинской свиты (рис. 96,б), что отражает сложность условий ее образования, длительную дифференциацию. Грубо выделяются две группы пород (классы А, В): с $T_c = 150-250$ и $425-475^\circ\text{C}$. Примерно на те же две группы делятся расчетные точки Кюри ($225-275$ и $375-400^\circ\text{C}$).

Данные для базальтов совгаванской свиты (рис. 96,в) теснее ложатся на графике, среди них чаще встречаются породы класса А и их T_c укладываются в интервал $200-300^\circ\text{C}$. Основная группа расчетных $T_c = 200-250^\circ\text{C}$; средняя величина $T_c \approx 225^\circ\text{C}$. По данным термомагнитного анализа различных минеральных фракций из базальтов получается, что включения титаномагнетита в оливине и пироксене имеют $T_c = 175-225^\circ\text{C}$ и не отличаются от расчетных, тогда как в стекле $T_c = 250-275^\circ\text{C}$. Очевидно, в стекле титаномагнетит окислен (см. стр. 174, рис. 70). Наиболее низкие точки Кюри - у щелочных базальтов западного Сихотэ-Алиня (рис. 96,г): основная мода $T_c = 175^\circ\text{C}$, вторая - 250°C , значения $T_c = 350-375^\circ\text{C}$ относятся исключительно к образцам классов В, Г. Таким

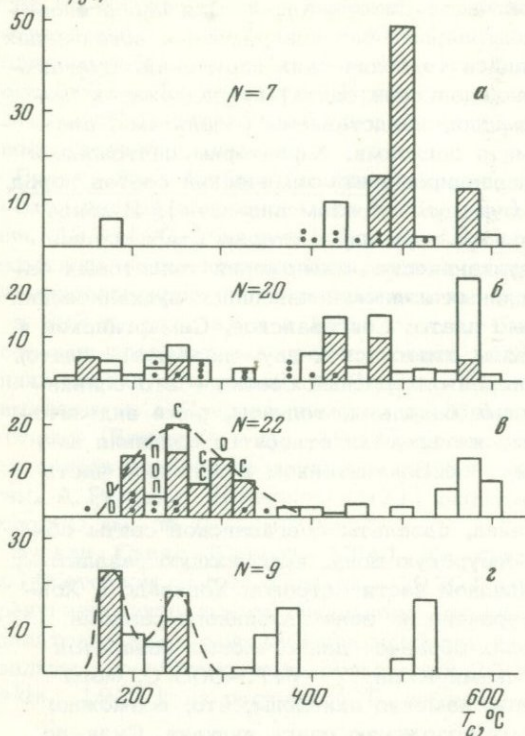
$n/N(T_{CS}), \%$ 

Рис. 96. Гистограммы распределения магнитных фаз (по T_c) в кайнозойских вулканических породах Сихотэ-Алиня
 а - кузнецовская свита; б - кизинская свита; в - совгаванская свита; г - щелочные базальты западного склона Сихотэ-Алиня
 T_c - фракций; О - оливина, П - пироксена, С - стекла. Расчетные T_c по химическим анализам (данные Э.И. Блюмштейна) показаны точками

образом, намечается отчетливая тенденция уменьшения T_c вулканических пород Приморья от палеогеновых к четвертичным и с востока на запад для последних. Эта тенденция подтверждается последовательным ростом среднего отношения $MgO/(CaO+Na_2O+K_2O)$ в том же направлении (см. рис. 76). Однако из-за сложных условий образования, дифференциации и кристаллизации магмы рассматриваемой тектонической зоны точки на диаграмме $T_c - MgO/(CaO+Na_2O+K_2O)$ имеют большой разброс (см. рис. 75, е). Интересно, что, подобно молодым базальтам о-ва Кунашир, T_c базальтов совгаванской свиты имеют положительную корреляцию с $MgO/(CaO+Na_2O+K_2O)$, а не отрицательную, как в большинстве случаев (стр. 200, рис. 75, д, е).

Из сказанного выше следует, что по ряду признаков (широкий диапазон изменений T_c и $MgO/(CaO+Na_2O+K_2O)$ во времени, вариации состава пород) вулканические породы Сихотэ-Алиня подобны породам островных дуг. Однако, в отличие от последних, их точки Кюри широко варьируют при малых изменениях $MgO/(CaO+Na_2O+K_2O)$ и в среднем уменьшаются, а не растут от более древних к более молодым образованиям. Специфика островных дуг - рост T_c от ранних к поздним извержениям - относится, очевидно, к эволюции одного магматического очага, тогда как на примере Сихотэ-Алиня

мы имеем дело с различными этапами магматизма, а также с различными в пространстве и времени очагами. Поэтому, чтобы выявить признаки вулканизма островной дуги, необходимы подробные "послойные" термомагнитные исследования каждого из этапов вулканической активности. В данном же случае по термомагнитным данным прослеживается смена преобладающих режимов в более продолжительном интервале времени: если в палеогене и, частично, неогене тектонический режим в среднем близок к режиму островных дуг и платформ, то в плиоцене он приближается к рифтовому. По мере удаления от побережья Японского моря последнее сходство усиливается. Глубина очагов плиоцен-четвертичных вулканов варьирует от 50 км на востоке примерно до 60 км на западе Сихотэ-Алиня. Это напоминает район рифта Иордан - Мертвое море (стр. 206) и Монголо-Байкальскую область (стр. 216). Эти очаги, вероятно, близки к первичным, тогда как более ранние лавы связаны главным образом с промежуточными очагами глубиной 20 км и меньше.

Армения. В позднеплиоцен-четвертичное время в пределах Армянского нагорья были широко распространены вулканические явления. В тектоническом плане они приурочены к двум зонам: 1) Северной дуге - структуре, близкой к островной дуге и расположенной в общем согласно с направлением адьпийской складчатости; она охватывает центральную и восточную части Армении, в частности, Айодзорскую область и Гегамское нагорье; 2) Транскавказскому ареалу - поднятию, поперечному к структурам альпийской складчатости, приуроченному к зоне глубинного разлома субмеридионального простирания; он, возможно, является северным продолжением системы рифтовых зон Восточной Африки - Сирии (см. стр. 206). На территории Армении к Транскавказскому ареалу относятся вулканические образования Кечутского хребта, Лорийского плато (Карапетян, 1969; Милановский, 1965).

В первой зоне (Северная дуга) распространены андезито-базальты и андезиты одной формации, тип вулканизма преимущественно ареальный. Во второй зоне выделены две формации - базальтовая (трещинные излияния позднего плиоцена) и андезито-дацитовая (кечутская свита, тип вулканизма полигенный, частично ареальный). Смена состава лав от базальтов и андезито-базальтов до дацитов связывается обычно с дифференциацией родоначальной базальтовой магмы, однако есть иное мнение, что это результат неоднородности среды плавления и взаимодействия первичной магмы с вмещающими породами (Карапетян, 1969; Остафийчук, Степченко, 1973; Ширянин, 1969).

Отбор образцов для термомагнитного изучения проводился совместно с местными геологами К.И. Карапетяном и Э.Х. Харазяном. Кроме того, частично использованы коллекции А.А. Адамян, Э.Х. Харазяна и А.В. Сухорады. Исследования сосредоточены главным образом на Лорийском плато, Гегамском нагорье и в Айодзорской области. Результаты термомагнитного изучения приведены на рис. 97-99.

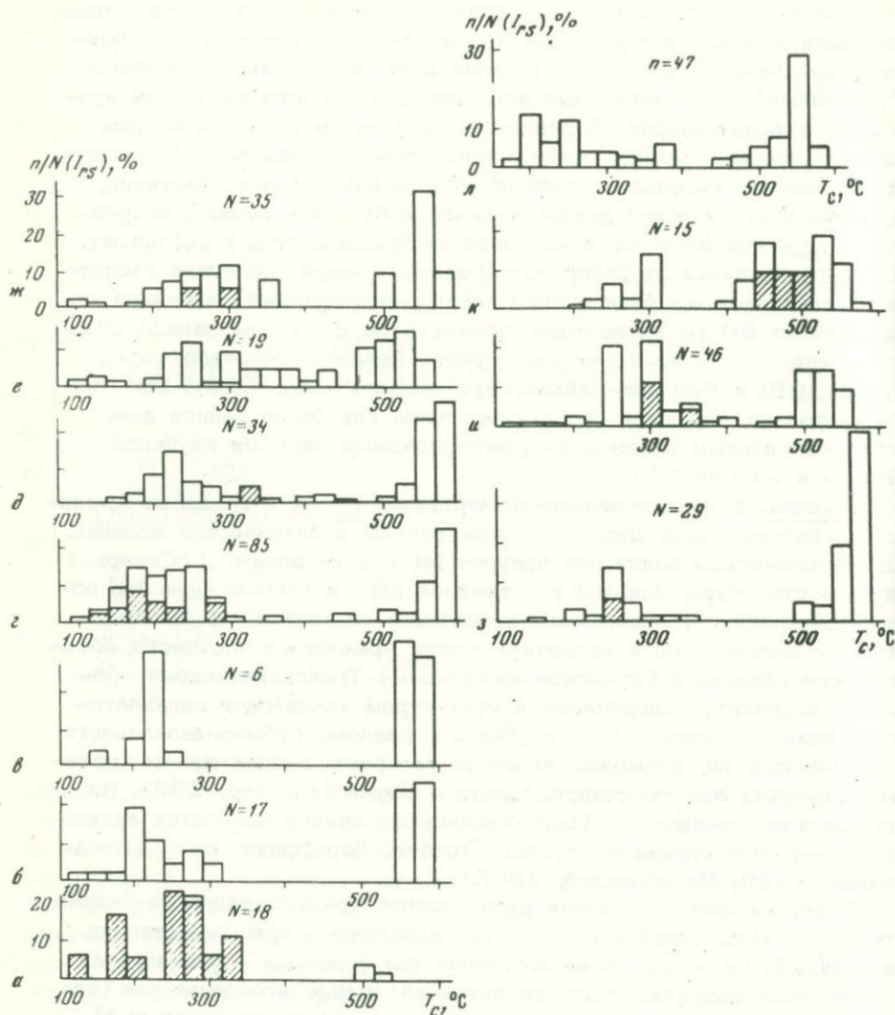
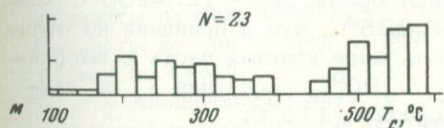
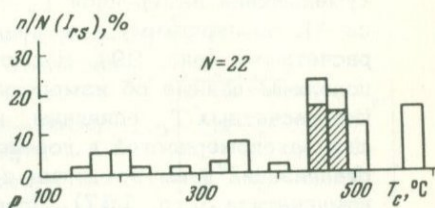
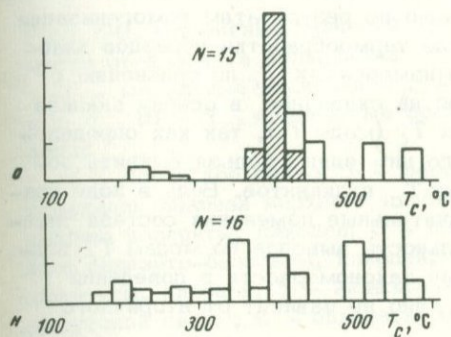
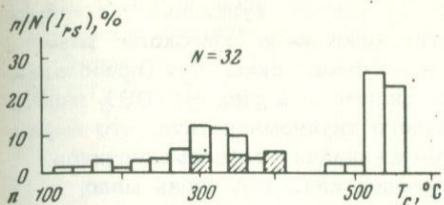


Рис. 97. Гистограммы распределения магнитных фаз (по T_c) в кайнозойских вулканических породах Армянской ССР

Лорийское плато: а – шаровые лавы, основание разреза верхнего плиоцена; б – нижние долериты (плиоцен); в – промежуточные андезито-базальты (плиоцен); г – верхние долериты (плиоцен); д – двупироксеновые андезито-базальты (кечутская свита, антропоген); е – андезито-дациты (кечутская свита); ж – андезито-базальты вершинной зоны Кечутского хребта

Гегамское нагорье: з – долеритовые базальты (плиоцен); и – андезито-базальты Разданского и Гарнийского потоков (нижний – сред-



ний антропоген); к - андезиты (средний антропоген); л - андезито-базальты, наиболее молодые излияния в районе (потоки близ городов Еревана и Камо).

Айюцзорская область: м - плейстоценовые андезито-базальты Варденисского, Сарцилинского и Джермукского покровов; н - андезито-базальты среднего антропогена, Джермукский, Мурадсарский, Гейсарский и Гулидузский потоки; о - роговообманковые андезиты, потоки вулкана Смбакасар (поздний антропоген); п - андезито-базальты, молодые излияния вулкана Далик.

Восточная Армения: р - серия потоков андезито-базальтов (разрез у сел. Хот).

Расположение гистограмм на рисунке (по отношению друг к другу) и их последовательность отображают примерный возраст пород

Необходимо подчеркнуть, что изучение вулканических пород Армении было значительно затруднено из-за широкого развития в них высоко- и низкотемпературного окисления (преобладают образцы классов Д, Е; они не включены в рис. 97-99), вплоть до необратимых изменений первичного титаномагнетита, что выражается в нередком отсутствии гомогенизации титаномагнетитов при термообработке образцов. Образцов класса А очень мало, и среди них нередки породы с низкотемпературным окислением титаномагнетита. Это, в частности, видно по результатам гомогенизации (уменьшение измеренной T_c после термообработки образцов класса А), по нередкому завышению измеренных T_c по сравнению с расчетными (рис. 99). Несмотря на сказанное, в основу анализа положены данные об измеренных T_c (моды T_c), так как определения расчетных T_c единичны и по ним одним нельзя выявить общих закономерностей в поведении T_c вулканитов. Ведь в ходе кристаллизации лавы возможны значительные изменения состава титаномагнетита (стр. 167). Правильность выводов по модам T_c подтверждается тем, что выявленные закономерности в поведении (относительные изменения мод) явно не зависят от вторичного окисления титаномагнетита.

Рассмотрим результаты исследований по районам.

Лорийское плато (см. рис. 97, а-ж, 99, а). В основании позднеплиоценовых вулканических образований залегают шаровые лавы. Центральные части лав имеют обычно $T_c = 125-200^\circ\text{C}$ (мода 175°C), краевые части - $250-325^\circ\text{C}$, что в принципе не отличается от пиллоу-лав океанов, лишь шире краевая часть с высокими T_c . После термообработки $T_c = 190^\circ\text{C}$, расчетная T_c по данным микрозондирования равна в среднем 115°C .

Лежащая выше пачка долеритовых базальтов подразделяется на нижнюю и верхнюю, между ними залегает мощный поток андезитобазальтов. От шаровых лав до промежуточных андезитобазальтов мода T_c плавно растет от 175 до 225°C (рис. 97, а-в, 99, а). Значения T_c пачки верхних долеритов заметно "растянуты", главным образом в интервале $150-250^\circ\text{C}$. Основная мода $T_c = 175^\circ\text{C}$ (рис. 97, г). Отмеченная "растянутость" находит объяснение, если рассмотреть поведение T_c от потока к потоку (рис. 98): в пяти удаленных друг от друга (до 60 км) разрезах верхних долеритов отчетливо виден постепенный рост T_c от более ранних к поздним излияниям базальтов. Значения T_c и отмеченная закономерность роста T_c снизу вверх не зависят от расстояния до оси Кечутского хребта (примерного центра излияния долеритовых базальтов) (рис. 98). Такая тенденция не может быть связана с вторичным окислением (тогда картина должна быть обратной). Лавы кечутской свиты продолжают эту тенденцию (рис. 99, а). Верхние андезитобазальты, венчающие разрез эффузивов Кечутского хребта, несколько нарушают общую закономерность. Судя по рис. 99, а, на фоне общей тенденции роста мод T_c от ранних к поздним излияниям лав Лорийского плато выделяются три цикла: 1) шаровые лавы - нижние

Рис. 98. Поведение T_c в разрезах верхних долеритов Лорийского плато

Разрезы: 1 - 84; 2 - 85; 3 - 86; 4 - 96,97; 5 - 104

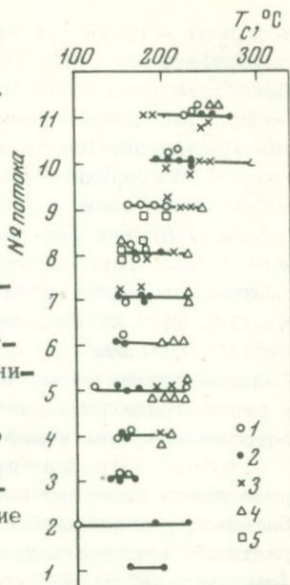


Рис. 98

Рис. 99. Изменения значений T_c в зависимости от возраста вулканизма

I - модальные значения T_c , II - расчетные T_c , III - T_c , измеренные после гомогенизации

а - Лорийское плато: 1 - шаровые лавы, основание разреза верхнего плиоцена; 2 - нижние долериты, плиоцен; 3 - промежуточные андезиты-базальты, плиоцен; 4 - верхние долериты, плиоцен; 5 - андезиты-базальты кечутской свиты; 6 - андезиты кечутской свиты; 7 - дациты кечутской свиты; 8 - андезиты-базальты вершины Кечутского хребта

б - Гегамское нагорье: 1 - долеритовые базальты, плиоцен; 2 - андезиты-базальты Разданского и Гарнийского потоков; 3 - андезиты вулкана Тар; 4 - Токайские потоки вблизи г. Ереван; 5 - базальты вулкана Саакасар вблизи г. Камо; 6 - шлаковые конусы вблизи оз. Севан.

в - Айцдзорская область: 1 - Варденинский покров; 2 - Сарцилинский и Джермукский покровы; 3 - поток кратера Джермук; 4 - Гулидузский поток; 5 - потоки вулкана Смбатасар и поток у сел. Вагуди; 6 - молодые потоки вулкана Далик.

г - Восточная Армения, серия потоков у сел. Хот: 1 - нижний поток; 2 - верхний поток; 3 - шлаковые конусы на плато

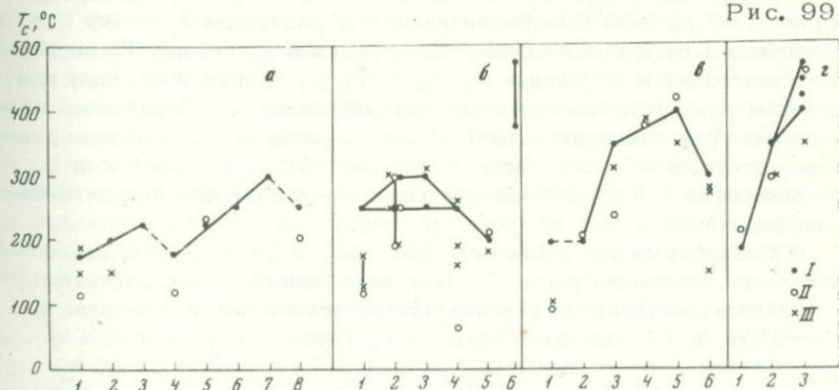


Рис. 99

долериты – промежуточные андезиты–базальты; 2) верхние долериты – эффузивы кечутской свиты; 3) верхние андезиты–базальты. Последний цикл представлен только начальной стадией.

Из приведенных данных получается, что вулканические образования Лорийского плато, в том числе и долеритовые базальты, по главной тенденции – росту T_c от ранних к поздним излияниям – подобны вулканитам островных дуг. По величине же T_c долеритовые базальты близки рифтовым, а вулканиты кечутской свиты – островным дугам. Такая противоречивость свойств отражается и в петрохимических особенностях пород. Так, среднее отношение $MgO/(CaO + Na_2O + K_2O)$ долеритовых базальтов (0,63), андезитов кечутской свиты (0,4) явно не соответствует их точкам Кюри (см. рис. 76). Такое несоответствие отражает сложность вулканического процесса в рассматриваемом районе, наложение двух режимов, свойственных островным дугам и рифтовым зонам.

Гегамское нагорье (рис. 97,з–л, 99,б). В основании разреза здесь залегает несколько маломощных потоков долеритовых базальтов, подобных по термомангнитной и петрохимической характеристикам верхней части пачки верхних долеритов Лорийского плато (см. рис. 97,з, 98, поток 11, 99,а,б). Они подобны и по расчетным T_c .

В потоках андезиты–базальтов и андезитов Раздана и Гарни моды $T_c = 200, 250$ (основная) и 300°C близки расчетным $T_c = 180\text{--}200; 250$ и 300°C . Однако мода $T_c = 300^\circ\text{C}$ в большей мере связана с низкотемпературным окислением андезиты–базальтов Разданского потока, а также с ошлакованными краевыми окисленными частями потока. Так, например, образцы с измеренной $T_c = 300^\circ\text{C}$ (класса А) из двух разрезов Разданского потока после термообработки имеют $T_c = 190\text{--}210$ (разрез 3) и 250°C (разрез 12) и, соответственно, расчетные $T_c = 180\text{--}200$ и 250°C .

Наиболее молодые в этом районе андезиты–базальты близ г. Камо имеют моду $T_c = 200^\circ\text{C}$ (расчетная $T_c \approx 215^\circ\text{C}$), а близ Еревана – мода $T_c = 250^\circ\text{C}$, титаномагнетиты заметно изменены, при термообработке полная гомогенизация не достигается, T_c варьируют от 160 до 300°C (обычен класс Г); расчетная $T_c = 65^\circ\text{C}$. Независимо от несоответствия измеренных и расчетных T_c последних, тенденция в изменении величины T_c от ранних к поздним излияниям лавы подобна вулканическим образованиям Лорийского плато, если сравнить вулканиты Гегамского нагорья с лорийскими, начиная от верхних долеритов и выше (рис. 99, а,б); рост мод T_c от долеритов к андезитам и уменьшение – у молодых андезиты–базальтов.

Айодцзорская область (см. рис. 97,м–п, 99,в). Еще значительнее тенденция роста T_c (как измеренных, так и расчетных) для андезиты–базальтов и андезитов восточной части Армении. В частности, в Айодцзорской области T_c растет от $100\text{--}200^\circ\text{C}$ у пород Варденисского покрова (расчетная $T_c = 95^\circ\text{C}$) до $350\text{--}420^\circ\text{C}$ у андезитов вулкана Смбакасар (расчетная $T_c = 420^\circ\text{C}$).

Как и в выше рассмотренных районах, у наиболее молодых андезитобазальтов района (вулкан Далик) $T_c = 275-300^\circ\text{C}$ (см. рис. 97, м-п). Изменения T_c в наиболее восточной части Северной дуги аналогичны Айодцзорской области: в разрезе близ пос. Хот (южнее Гориса) гистограмма T_c имеет три четко выраженных моды $T_c = 175 - 200^\circ\text{C}$ (расчетная $T_{c0} = 215^\circ\text{C}$) – нижний поток; мода $T_c = 350^\circ\text{C}$ (расчетная $T_c = 300^\circ\text{C}$) – верхний поток; мода $T_c = 450^\circ\text{C}$ – шлаковый конус на плато.

Следует отметить, что T_c андезитобазальтов многих молодых конусов в пределах Северной дуги изменяются в узких пределах ($400-470^\circ\text{C}$) и подтверждаются расчетной T_c . Однако, как это отмечалось в части третьей, краевые ошлакованные части потоков заметно окислены в результате взаимодействия с воздухом, отчего состав титаномагнетитов в шлаке вероятнее всего не отвечает глубинным условиям в магме до начала кристаллизации.

Итак, по мере удаления от Кечутского хребта заметно усиливается и становится более четкой тенденция, свойственная вулканизму островных дуг, – рост моды T_c от ранних вулканических образований к поздним. Если в пределах Транскавказского ареала точки Кюри эффузивов имеют сложное распределение во времени (рис. 99, а), то в восточной части Северной дуги, вдали от влияния Транскавказского поднятия, эффузивы образуют единую по T_c последовательность. О генетическом единстве этой последовательности свидетельствует и среднее отношение $\text{MgO}/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ для андезитобазальтов и андезитов Северной дуги, равное 0,47 и 0,42. Этим значениям соответствуют $T_c \approx 350-450^\circ\text{C}$ (см. рис. 76), что очень близко модам T_c четвертичных андезитобазальтов и андезитов восточной части Северной дуги.

Практически общей для всего региона закономерностью является уменьшение T_c наиболее молодых вулканических образований, представленных андезитобазальтами, по отношению к общей тенденции роста T_c . Это, очевидно, следует связывать с общей сменой тектонического режима района от преобладающих сжатий вулканической дуги к относительному их уменьшению или растяжению. При этом в Кечутском хребте смена режима относится к среднему антропогену, тогда как в Айодцзорской области – это голоценовые излияния вулкана Далик, т.е. подтверждается взгляд геологов о некотором опережении во времени смены режима вулканизма в Транскавказском поднятии по отношению к Северной дуге. Такое изменение режима, как волна от центра, распространилось от Транскавказского поднятия, захватив постепенно практически всю Северную дугу, что подчеркивает существенное влияние этой зоны на развитие новейшего вулканизма Закавказья.

В заключение попробуем проанализировать эволюцию магматических очагов на основании термомагнитных данных. Если относительные изменения T_c во времени и пространстве отражают закономерности в эволюции магматизма, то оценки глубин очагов по T_c более затрунительны по указанным выше причинам (см. стр. 241).

Если принять нижний предел T_c по расчетным (см. рис. 99), то T_c наиболее ранних позднелиоценовых и раннечетвертичных вулканических образований Лорийского плато изменяются от 100 до 175°C, что соответствует глубине очага 70–60 км. Некоторый подъем T_c от шаровых лав до промежуточных андезито–базальтов (первый цикл вулканизма Транскавказского ареала) отражает, видимо, смену режима (преобладающие растяжения сменяются сжатиями); соответственно затрудняется подъем расплава и он задерживается на меньших глубинах (порядка 55 км в случае промежуточных андезито–базальтов). Новый импульс растяжения привел к новому излиянию лав из первичного магматического очага (верхние долериты), новый цикл сжатия ведет к плавному увеличению T_c от потока к потоку верхних долеритов. Последующее нарастание режима сжатия в пределах Транскавказского поднятия привело к образованию гомодромной серии вулканических кечутской свиты со все уменьшающейся глубиной промежуточного очага (до 40 км). В начале третьего цикла при новой смене режима вновь происходит возврат к глубинному очагу (на 55 км). Неоднократный подъем магмы и ее задержка из-за сжатий (т.е. образование промежуточных очагов), очевидно, не означают исчезновения первичного очага. Этим можно объяснить неоднократные "возвраты" к нему.

В пределах Северной дуги в раннем антропогене по ряду разломов произошло излияние андезито–базальтовых лав, образовавших ряд локровов. Глубина их очагов 70–60 км – такая же, как и для плиоценовых базальтов Транскавказского ареала. Позднее, в связи с преобладанием сжатий в пределах Северной дуги, магма задерживается в серии промежуточных камер, глубина их уменьшается от 70–60 км (первичный очаг) до 25–20 км и, видимо, меньше. Смена режима в позднечетвертичное время привела к извержению лав из более глубоких очагов – в Гегамском нагорье – 55 км, в Айодзорской области – 40 км. Возможно, четвертичная и более поздняя смена режимов вулканизма в Северной дуге явилась следствием растяжений, вызванных сжатиями в пределах Транскавказского поднятия. Видимо, смещение во времени смены режимов в пределах Транскавказского поднятия и Северной дуги на случайно.

ВЫВОДЫ

1. Базальты рифтовых зон океанов и континентов характеризуются весьма однородным составом титаномагнетитов (T_c их изменяются в основном от 100 до 200°C), а также средним отношением $MgO/(CaO+Na_2O+K_2O)$, которое изменяется от 0,8 до 0,9 практически независимо от вариаций состава пород. Соответственно, в небольших пределах варьируют условия образования магмы, а, следовательно, и глубина очагов (55–70 км).

2. В отличие от рифтовых зон вулканы островных дуг характеризуются большим разнообразием составов титаномагнетитов: их точ-

ки Кюри располагаются в интервале 100–470^oC, а среднее отношение $MgO/(CaO+Na_2O+K_2O)$ изменяется примерно от 0,3 до 0,7. Это отражает разнообразие условий образования пород. В частности, широко варьирует глубина очагов: от 70 до 20 км и меньше.

3. Отмеченные различия в T_c и их вариациях между лавами рифтовых зон и островных дуг коррелируют с петрохимическими особенностями и с главными отличиями двух указанных типов тектонических структур: первые являются областями преимущественного развития растяжений, высокой сейсмической активности малых глубин, вторые – преимущественного сжатия, высокой сейсмической активности больших глубин. Для областей растяжения характерна генерация магм на относительно небольших глубинах, высокая проницаемость среды и быстрый подъем магмы из камер первичного ее накопления, отсутствие взаимодействия с вмещающей средой при подъеме, что обеспечивает сохранение состояния расплава, близкого к первичному, и является причиной однородности точек Кюри лав практически независимо от состава последних. Для областей сжатия характерен медленный подъем и накопление магмы на относительно малых глубинах, взаимодействие с внешней средой вплоть до частичного проплавления при подъеме, соответственно, изменение первичного состава магмы, частые остановки магмы (промежуточные камеры) и дифференциация в связи с изменением термодинамического режима. Все это отражается в широких вариациях составов лав и их точек Кюри. Растягивающие или сжимающие напряжения в данной области, очевидно, не являются исключительной характеристикой ее в пространстве и времени, а лишь отражают преобладающие тенденции. Естественно ожидать с удалением от зоны максимального сжатия ослабления напряжений вплоть до появления зон растяжения. Последнее, вероятно, характерно для тыловых зон островных дуг и объясняет возникновение базальтов с T_c , близкими или типичными для базальтов рифтовых зон. Таковы, например, базальты западной части островов Сахалина и Хонсю, базальты Сицилии (вулкан Этна). В случае рифтовых зон отмечается, соответственно, обратная тенденция – по мере удаления от рифта, очевидно, уменьшаются растягивающие напряжения, растут T_c базальтов (Сирия). Видимо, такое объяснение годится для Монголо–Байкальской области, Сихотэ–Алиня, Армении. При этом если Монголо–Байкальская область относится в общем к области растяжения, то Сихотэ–Алинь и Армения представляют более сложный вариант, где режим меняется во времени и пространстве.

4. Основные и щелочно–ультраосновные вулканические породы и породы малых интрузий областей тектонической активизации платформ по среднему отношению $MgO/(CaO+Na_2O+K_2O) = 0,6 - 0,67$ и по составу титаномагнетита довольно однородны. Это отражается в относительно небольших вариациях модальных значений их точек Кюри (около 300^oC), в однородности отношения $MgO/(CaO+Na_2O+K_2O)$.

У лавы областей тектонической активизации платформ, как и у базальтов рифтовых зон, точки Кюри изменяются в узких пределах, несмотря на то, что по величине T_c эти лавы отличаются от рифтовых. Известно, что зоны тектонической активизации характеризуются сейсмической активностью малых глубин и тектоническая активность выражается главным образом в расколах консолидированной земной коры, т.е. это зоны преимущественного действия растягивающих напряжений. В этом отношении зоны тектонической активизации похожи на рифтовые.

Однородность T_c свидетельствует о сходстве условий образования пород, т.е. о сходстве глубин очагов (~ 40 км), для этих зон, а также о меньшем масштабе и ином характере дифференциации магмы, чем в случае островных дуг. Но в зонах преимущественного растяжения (рифтовых), благодаря высокой проницаемости практически отсутствуют промежуточные очаги, а плавление вещества происходит на относительно малых глубинах (см. выше). Если перенести эти условия на зоны тектонической активизации платформ, то необходимо предположить, что плавление вещества и накопление магмы в первичных очагах происходило на глубине ~ 40 км. Соответственно, можно предположить для таких областей более высокие температурные градиенты, чем в рифтовых зонах. Если принять, что для плавления базальта необходима температура порядка 1200°C , то в рифтовых зонах, где глубина очагов колеблется около 60 км, температурный градиент составит 20°C на 1 км. Для траптовых и подобных областей необходим в этом случае градиент, превышающий 30°C на 1 км. Существование аномально высоких тепловых потоков в траптовых и им подобных областях позволяет объяснить некоторые результаты палеомагнитных исследований. Так, на огромных площадях, значительно удаленных от непосредственных выходов магматических образований, обнаруживается, что осадочные породы однородно перемагничены в результате длительного прогрева по направлению геомагнитного поля, существовавшего в районе во время высокой магматической активности.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Комплексный геолого-магнитный анализ позволяет, с одной стороны, выявить связи магнитных характеристик магнитных минералов с физико-химическими условиями их кристаллизации из расплава и условиями образования последнего; с другой — перенести выявленные связи на конкретные геологические условия.

1. Магнитные характеристики изверженных пород несут широкую информацию об условиях их кристаллизации и последующего существования:

а) появление остаточной намагниченности в базальтах и продуктах искусственных плавок фиксирует температуру появления ферромагнитных зерен. Эта температура при 1 атм равна 1200°C и возрастает до 1320°C при $P=15$ кбар. Кристаллизуется главным образом титаномагнетит с небольшим количеством примесей, в основном магния и алюминия;

б) в дальнейшем процесс кристаллизации преимущественно сказывается на структурно-чувствительных магнитных параметрах, так как происходит рост зерен, меняется их структура, растет концентрация магнитных минералов. Состав же, как показывают термомагнитные исследования, меняется незначительно. Изверженные породы содержат одну первичную магнитную фазу — титаномагнетит — или, чаще, серию близких по составу титаномагнетитов, расчетные T_c которых редко различаются более, чем на $50-100^{\circ}\text{C}$. В последнем случае содержание титана в титаномагнетите обычно растет от более ранних крупных зерен, содержащих больше примеси магния, к поздним (закрытая система). Следовательно, в данной точке расплава образование первичного титаномагнетита обычно происходит в интервале мало меняющихся $T-P_{\text{O}_2}$ и других условий;

в) из-за различия между равновесной и фактической летучестью кислорода еще на магматической стадии начинается окисление титаномагнетита, а ниже 600°C идет окисление и распад с образованием магнетита или близких ему титаномагнетита и ильменита. С ростом P_{O_2} по ильмениту образуется ферромагнитный гемойльменит. Лишь в быстро остывающих расплавах встречаются первичные неокисленные титаномагнетиты. Они подвергаются также низкотемпературному окислению: гидротермальному при температурах ниже 400°C с образованием титаномаггемита по титаномагнетиту или маггемита

по магнетиту, грануляции с выделением магнетита и минералов титана. Как показали результаты термообработки большого количества магматических пород при температурах около 1000°C и давлении около 10^{-5} мм рт. ст., весь магнетит в них является вторичным и его образование связано главным образом с разрушением титаномагнетита в результате окисления и распада, реже — с изменением Fe-силикатов. По виду температурной зависимости I_{rs} , H'_{cs} , стабильности состава к нагревам, по характеру и степени окисления магматические породы можно подразделять на шесть классов;

г) для изучения магматического процесса необходимо восстановление первичных титаномагнетитов. Из-за неустойчивости последних оценка их состава по магнитным свойствам чрезвычайно затруднена. Для того чтобы достичь этого, используется следующая совокупность данных: 1) большая статистика определений T_c , особенно по вертикальным разрезам лавовых потоков; за основу принимаются породы класса А; 2) совпадение измеренной T_c образца с расчетной, определенной на основании химического анализа мономинеральной фракции или электронного микрозондирования зерен титаномагнетита в шлифе; 3) определение T_c гомогенного титаномагнетита, полученного в результате термообработки образцов пород ($T \sim 1000^{\circ}\text{C}$, $P \sim 10^{-4}$ мм рт. ст.), ее совпадение с расчетной точкой Кюри.

2. Характеристики состава магнитных минералов, помимо зависимости от условий их кристаллизации, несут информацию о глубинных условиях в расплаве, вплоть до $P-T-P_{O_2}$ -режима в первичном магматическом очаге:

а) данные о намагниченности и T_c магматических пород свидетельствуют, что при выполнении необходимого условия для образования магнитных минералов — присутствия в среде магнообразования необходимых компонентов и их перехода в расплав — определяющими оказываются глубинные $P-T-P_{O_2}$ -условия в расплаве до начала его кристаллизации вплоть до режима в первичном очаге, независимо от места начала кристаллизации магмы, если она быстро продвигалась к месту застывания в условиях закрытой системы. С началом кристаллизации режим в расплаве меняется — соответственно изменяется и состав титаномагнетитов;

б) выявляется близкая к линейной зависимость T_c первичных титаномагнетитов, с одной стороны, от давления (глубины) последнего равновесного состояния системы, с другой, — от некоторых петрохимических особенностей магмы, в частности от отношения $\text{MgO}/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$;

в) по условиям появления магнитных минералов выделяются четыре термодинамические зоны: 1) "гематитовая" (Fe^{3+}); 2) "магнетитовая" ($\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+}$); 3) "силикатная" (Fe^{2+}); 4) "железometаллическая" ($\text{Fe}^0 + \text{Fe}^{2+}$). Земные магмы образуются только во второй и третьей зонах, граница между ними значительно варьирует, согласуясь с тектоническими особенностями. Среди магматических пород времени складчатости преобладают немагнитные разновидности ("силикатная" зона), тогда как со структурами растяжения, особенно в

пределах жестких масс (платформы, срединные и остаточные массивы и т.п.), связаны существенно магнитные магматические породы ("магнетитовая" зона). Верхний предел существования "магнетитовой" зоны: $F \leq 21$ кбар (~ 70 км), $T \leq 1250^\circ\text{C}$, $P_{\text{O}_2} \geq 10^{-8}$ атм; количество $\text{Fe}_2\text{O}_3 \geq 1\%$. Этим предельным условиям соответствует титаномагнетит с $T_c \geq 50^\circ\text{C}$, что подтверждается статистикой: в магматических породах обычно мода T_c первичных титаномагнетитов не опускается ниже $80-90^\circ\text{C}$;

г) в зависимости от $P-T-P_{\text{O}_2}$ широко варьирует точка Кюри пород, что наиболее ярко видно на примере вулканитов рифтовых зон и островных дуг. Базальты рифтовых зон океанов и континентов, шельфовые и толеитовые, имеют однородные моды T_c между 100 и 200°C . Это свидетельствует об однородных $P-T-P_{\text{O}_2}$ -условиях образования магм. Лавы извергаются из первичных магматических очагов, глубина которых (по T_c) $60-70$ км; режим $T-P_{\text{O}_2}$ близок кварц-магнетит-фаялитовому буферу. Мода T_c лав островных дуг мало зависит от их состава и изменяется в широких пределах температур: примерно от 100 до 450°C . Соответственно, глубина очагов меняется в широких пределах, поднимаясь выше двадцатикилометровой глубины. Это связывается с извержением лав из промежуточных очагов. От ранних извержений к поздним точка Кюри пород обычно растет, отражая изменения $P-T-P_{\text{O}_2}$ -режима в магме во времени (открытая система) в результате медленного подъема, остановок в промежуточных камерах, дифференциации, взаимодействия с внешней средой.

С удалением от осей рифтов растяжения ослабляются (растет сжатие) и растут T_c пород, а с удалением от осей островных дуг уменьшается сжатие, соответственно уменьшаются T_c пород. Во времени также происходит смена режимов сжатий и растяжений;

д) анализ анизотропии остаточной намагниченности изверженных пород показывает, что в расплаве (центральные части интрузивов, лавовые потоки) направленное давление отсутствует (анизотропия I_{rs} меньше 10%) и заметно растет в приконтактных частях интрузий. В общем анизотропия I_{rs} практически не зависит от состава пород, их первичного происхождения, зато отчетливо видна ее связь с тектоническим положением пород. Почти все породы жестких участков земной коры изотропны (в том числе и эклогиты), отражая преобладание равносторонних давлений. Среди пород складчатых зон, наряду с изотропными, широко распространены анизотропные, особенно среди метаморфических пород.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдулла М.И. Окислы железа и титана в метаморфических породах. — В сб.: Природа метаморфизма. М., "Мир", 1967.
- Абрамович И.И. Железо в магматических формированиях Алтае—Саянской складчатой области. — Геохимия, 1965, № 10.
- Абрамович И.И., Высокоостровская Е.Б. Титан—железное отношение в породах гетерогенных магм. — Геохимия, 1964, № 7.
- Алыпova О.М. Особенности ферромагнитных минералов молодых вулканических пород Камчатки по данным термомагнитных исследований и их связь с глубинными условиями кристаллизации магмы. — В сб.: Вулканизм, гидротермы и глубины Земли. Петропавловск—Камчатский, 1969.
- Артамонов М.А. Взаимосвязь структуры магнитного поля центральной части Восточного Саяна с геологическим строением региона и металлогеническое прогнозирование. — Автореф. канд. дисс. М., 1969.
- Багин В.И. Некоторые магнитные характеристики маггемита. — Изв. АН СССР, серия физика Земли, 1966 а, № 12.
- Багин В.И. Температурные фазовые превращения гидроокислов железа и маггемита и химическая намагниченность, возникающая при этих превращениях. — Автореф. канд. дисс. М., 1966б.
- Багин В.И. Термомагнитные исследования базальтов прибалатонских вулканов, Венгрия. — В сб.: Материалы IX Конференции по вопросам постоянного геомагнитного поля, магнетизма горных пород и палеомагнетизма, ч. II. Баку, 1973.
- Багин В.И., Бродская С.Ю., Гоньшакова В.И., Петрова Г.Н., Печерский Д.М. Магнитные свойства щелочных базальтоидов и платобазальтов окраин Русской платформы. — Изв. АН СССР, серия физика Земли, 1969а, № 9.
- Багин В.И., Бродская С.Ю., Петрова Г.Н., Печерский Д.М. Изучение фазового состава ферромагнитной фракции базальтов. — Изв. АН СССР, серия физика Земли, 1969б, № 11.
- Багин В.И., Бродская С.Ю., Петрова Г.Н., Печерский Д.М. Обработка термомагнитных результатов. — В сб.: Тезисы докладов VIII Конференции по вопросам постоянного геомагнитного поля, магнетизма горных пород и палеомагнетизма, ч. II. М., ВИНТИ, 1970.
- Багин В.И., Бродская С.Ю., Петрова Г.Н., Печерский Д.М. Глубина очагов вулканов Курило—Камчатской островной дуги по данным термомагнитных исследований вулканических пород. — Изв. АН СССР, серия физика Земли, 1971, № 5.
- Багин В.И., Бураков К.С. Особенности кристаллизации ферромагнетиков в подводных океанических базальтах. — Изв. АН СССР, серия физика Земли, 1969, № 12.
- Багина О.Л., Карпова О.В., Лифшиц Л.Д., Петрова Г.Н. Изменение природного титаномагнетита при высоких давлениях и температурах. — Изв. АН СССР, серия физика Земли, 1970, № 2.

- Баддингтон А.Ф. Окисные Fe-Ti-минералы и концентрации в докембрийских породах штатов Нью-Йорк и Нью-Джерси, США. - В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Бакуменко И.Т. Петрологические аспекты изучения включений расплавов в минералах. - В сб.: Петрология. М., "Наука", 1972.
- Балакина Л.М., Введенская А.В., Мишарина Л.А., Широкова В.И. Напряженное состояние в очагах землетрясений и поле упругих напряжений Земли. - Изв. АН СССР, серия физика Земли, 1967, № 6.
- Балеста С.Т., Утнасин В.Е., Аносов Г.И. Особенности глубинного строения Ключевской группы вулканов на Камчатке по данным ГСЗ. - В сб.: Тектоника дна морей, океанов и островных дуг. Южно-Сахалинск, 1972.
- Безруков Г.Н., Горохов С.С., Давыдченко А.Г., Лисицына Е.Е. Изменение пирропа и алмандина в условиях высоких давлений и температур. - В сб.: VIII Всесоюзное совещание по экспериментальной и технической минералогии и петрографии. Новосибирск, 1968.
- Белов К.П. Магнитные превращения. - М., Физматгиз, 1959.
- Белов И.В. Трахибазальтовая формация Прибайкалья. - М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Белов И.В., Белов Б.И. О длительности остывания интрузивных тел в земной коре. - В сб.: Математические методы в петрологии и геохимии. - М., "Наука", 1970.
- Бетехтин А.Г. Минералогия. - М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Богатиков О.А., Боярская Р.В., Карпова О.В., Печерский Д.М., Шаронова З.В. Перестройка структуры титаномагнетитов в процессе термообработки. - В сб.: Вопросы изоморфизма минералов. М., "Наука", 1974.
- Богатиков О.А., Карпова О.В., Печерский Д.М., Шаронова З.В. Гомогенизация титаномагнетитов и восстановление состава первичного титаномагнетита. - Изв. АН СССР, серия физика Земли, 1971, № 7.
- Богатиков О.А., Лебедев А.П. Fe-Ti-окисные минералы Кизирского габбро-сиенитового плутона (Восточная Сибирь) и условия их образования. - В сб.: Особенности формирования базитов и связанная с ними минерализация. М., "Наука", 1965.
- Борисенко Л.Ф. О корреляционной связи железа, ванадия и титана в пироксенитах. - Геохимия, 1967, № 3.
- Борисова В.Н. Некоторые отличия петрохимического состава эффузивов и экструзивных пород. - В сб.: Вопросы петрологии метаморфических и магматических пород. Владивосток, 1965.
- Бродская С.Ю. Терромагнитные исследования некоторых ильменитов. - В сб.: Постоянное магнитное поле Земли, палеомагнетизм и магнетизм горных пород. Киев, "Наукова думка", 1973.
- Бродская С.Ю. Возможности магнитных лабораторных методов при диагностике ферромагнитных минералов в горных породах. - Изв. АН СССР, серия физика Земли, 1974, № 1.
- Бродская С.Ю., Ветошкин И.Д., Жерденко О.Н. Связь магнитных свойств природных пирротитов с их составом. - Изв. АН СССР, серия физика Земли, 1973, № 3.
- Бродская С.Ю., Кузьмичева Е.В., Шилина Г.П. О причинах изменения магнитных свойств некоторых гранитоидов Восточного Забайкалья. - Изв. АН СССР, серия физика Земли, 1970, № 3.
- Бродская С.Ю., Ножаров П.П. Глубина источников магмы по данным терромагнитных исследований плиоценовых базальтов Болгарии. - Изв. АН СССР, серия физика Земли, 1972, № 2.

- Бродская С.Ю., Фролова О.М. Влияние окислительно-восстановительных процессов на магнитные параметры магнетита и гематита. — В сб.: Тезисы докладов VIII Конференции по вопросам постоянного геомагнитного поля, магнетизма горных пород и палеомагнетизма, ч. II. М., ВИНТИ, 1970.
- Булгакова Е.Н. Исследование включений расплава в породообразующих минералах Черногорской интрузии (Норильский район). — Докл. АН СССР, 1969, т. 185, № 2.
- Булгакова Е.Н., Рябов В.В. Первые данные по изучению включений минералообразующей среды в магматических и постмагматических минералах талнахской дифференцированной интрузии. — В сб.: Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород. М., "Наука", 1972.
- Бухаров А.А. К вопросу об энергетической оценке палеовулканических процессов на территории Сибири. — В кн. "Математические модели в геологии и геостатике". М., "Наука", 1973.
- Велинский В.В. Дегазация вещества верхней мантии как основной фактор магмообразования. — Геология и геофизика, 1970, № 1.
- Велинский В.В., Меламед В.Г., Шарапов В.Н. О возможном механизме образования магматических очагов в условиях коры и верхней мантии. — Докл. АН СССР, 1969, т. 188, № 6.
- Войтов Г.М., Широкова И.Я., Соболев С.Ф., Золотарев Б.П. О химизме газов четвертичных базальтоидов Большой Курильской дуги. — Докл. АН СССР, 1970, т. 190, № 2.
- Гарелс Р.М., Крайст Ч.Л. Растворы, минералы, равновесия. — М., "Мир", 1968.
- Гельман М.Л. Триасовая диабазовая формация Анюйской зоны (Чукотка). — Геология и геофизика, 1963, № 2.
- Гендлер Т.С. Структурно-магнитные фазовые превращения в некоторых железо-содержащих минералах. Автореф. канд. дисс. — М., 1972.
- Геншафт Ю.С., Наседкин В.В. Петрологическое значение экспериментов по плавлению некоторых разновидностей горных пород ультраосновного и основного состава при высоких давлениях и температурах. — В сб. Петрология и металлогения базитов. — М., "Наука", 1968.
- Геншафт Ю.С., Наседкин В.В., Салтыковский А.А. Особенности эволюции силикатного расплава в зависимости от состава, давления и температуры. — В сб.: Вулканизм, гидротермы и глубины Земли. Петропавловск-Камчатский, 1969.
- Геологическое строение СССР. — М., "Недра", 1968.
- Геология и минералогические ресурсы Японии. — М., ИЛ, 1961.
- Горностаев В.П. О глубинной геоэлектрической модели Прибайкалья. — Геология и геофизика, 1972, № 6.
- Городинский М.Е., Довгаль Ю.М., Стерлигова В.Е. Алучинская группа позднечетвертичных вулканов Западной Чукотки. — Изв. АН СССР, серия геол., 1967, № 12.
- Горшков Г.С. Некоторые вопросы теории вулканизма. — Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 11.
- Горшков Г.С. Глобальные особенности петрохимии вулканических пород и основные структуры Земли. — В сб.: Петрохимические особенности молодого вулканизма. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Горшков Г.С. Явления вулканизма и верхняя мантия. — В сб.: Химия земной коры, т. 2. М., "Наука", 1964.
- Горшков Г.С. Островные дуги и океанические хребты — вулканизм и геофизические поля. — Труды Ин-та вулканологии Сиб. отд. АН СССР, вып. 24, 1967.

- Грин Д.Х., Рингвуд А.Э. Экспериментальное изучение перехода габбро в эклогит и применение результатов этого изучения в петрологии. — В кн.: Петрология верхней мантии, М., "Мир", 1968а.
- Грин Д.Х., Рингвуд А.Э. Происхождение базальтовых магм. — В кн.: Петрология верхней мантии. — М., "Мир", 1968б.
- Грин Д.Х., Рингвуд А.Э. Происхождение базальтовых магм. — В сб.: Земная кора и верхняя мантия. — "Мир", 1972.
- Гусев Б.В., Металлова В.В., Файнберг Ф.С. Магнетизм пород трапповой формации западной части Сибирской платформы. — Труды НИИГА, 1967, т. 152.
- Денисов Е.П. Возможный состав верхней мантии по результатам изучения включений ультраосновных пород в щелочных базальтоидах. — В сб.: Кора и верхняя мантия Земли. М., "Наука", 1968.
- Дзялошинский И.Е. Термодинамическая теория "слабого" ферромагнетизма антиферромагнетиков. — Ж. Эксперим. и теорет. физики, 1957, т. 32.
- Дир У.Л., Хауи Р.И., Зусман Дж. Породообразующие минералы, т. 5. М., "Мир", 1966.
- Добрецов Н.Л. Жадеитовые породы как индикатор высоких давлений в земной коре. — В сб.: Петрографические формации и проблемы петрогенезиса. — М., "Наука", 1964.
- Дортман Н.Б., Васильева В.И., Вейнберг А.К., Дубинчик Э.Я., Жданов В.В., Зотова И.Ф., Илаев М.Г., Трунина В.Я., Хорева Б.Я., Шолпо Л.Е. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых СССР. — Л., "Недра", 1964.
- Дуничев В.М. О месте четвертичного вулканизма в истории геологического развития Курильских островов. — В сб.: Тектоника дна морей, океанов и островных дуг, Южно-Сахалинск, 1972.
- Еремеев В.П. Четвертичные базальты Восточной Тувы. — В сб.: Вулканизм Камчатки и некоторых других районов СССР. — М., изд-во АН СССР, 1963.
- Еремеев В.П. О молодом вулканизме Монголо-Тувинской зоны. — Изв. АН СССР, серия геол., 1969, № 2.
- Ермаков В.А., Фирстов П.П., Широков В.А. Петрогенезис Ключевской группы вулканов. — В сб.: Вулканизм, гидротермы и глубины Земли. Петропавловск-Камчатский, 1969.
- Ермаков В.А., Фирстов П.П., Широков В.А. Соотношение типов базальтов и зон поглощения энергии сейсмических волн в Ключевской группе вулканов. — В сб.: Тектоника дна морей, океанов и островных дуг. — Южно-Сахалинск, 1972.
- Ефимов И.А., Косинцева Л.Г. Акцессорные минералы в эклогитах и пироповых серпентинитах Кокчетавского антиклинория и Киргизского хребта. — В сб.: Акцессорные минералы изверженных пород. М., "Наука", 1968.
- Жилиева В.А., Колесников Л.В., Петрова Г.Н. О частичном самообращении термоостаточной намагниченности в природных ферромагнетиках ряда $FeFe_2O_4-Mg_2TiO_4$. — Изв. АН СССР, серия физика Земли, 1970, № 10.
- Заварицкий А.Н. Вулканическая зона Курильских островов. — Вестник АН СССР, 1946а, № 1.
- Заварицкий А.Н. Некоторые факты, которые надо учитывать при тектонических построениях. — Изв. АН СССР, серия геол., 1946б, № 2.
- Заварицкий А.Н. Петрография изверженных пород. М., изд-во АН СССР, 1956.

- Заварицкий А.Н., Соболев В.С. Физико-химические основы петрографии изверженных пород. М., Гостеолтехиздат, 1961.
- Зайцева Г.М. Зависимость температуры электронного упорядочения от содержания изоморфных примесей в магнетите. — В сб.: Постоянное магнитное поле Земли, палеомагнетизм и магнетизм горных пород. Киев, "Наукова думка", 1973.
- Золотухин В.В., Шарапов В.Н. Об оценке условий образования рудоносных трапповых интрузий (на примере интрузии Норильск I). — Сов. геология, 1968, № 8.
- Золотарев Б.П., Соболев С.Ф. Продольная петрохимическая зональность базальт-андезитовых серий островных дуг и ее связь со строением коры и мантии. — Докл. АН СССР, 1971, т. 197, № 5.
- Зубин М.И., Иванов Б.В., Штейнберг Г.С. Глубинное строение Карымского вулкана и некоторые вопросы генезиса кальдер. — Геология и геофизика, 1971, № 1.
- Ингерсон И. Методы и проблемы геологической термометрии. — В сб.: Проблемы рудных месторожд. М., ИЛ, 1959.
- Йодер Х., Тилли С. Происхождение базальтовых магм. М., "Мир", 1965.
- Казакова Э.Н. К вопросу о связи особенностей химизма лав Курильской островной дуги со строением земной коры. — В сб.: Тектоника дна морей, океанов и островных дуг. Южно-Сахалинск, 1972.
- Карапетян К.И. Верхнеплиоцен-четвертичные магматические формации и вулканизм Армении. — Изв. АН Арм.ССР, науки о Земле, 1969, № 3.
- Касьянов О.М., Рудниченко В.Е., Соболев С.И., Карпова О.В., Рыбак Р.С. Маггемит в окисленных никелевых рудах. — Изв. АН СССР, серия геол., 1970, № 11.
- Кириллова И.В. О сейсмических условиях Закавказья, Турции и Ирана. — Бюлл. Совета по сейсмол., 1960, № 8.
- Кириллова И.В. Сильные землетрясения Турции и их геологическое значение. — Земля и вселенная, 1969, № 4.
- Козлова Л.П., Тюрёмнов В.А. Петрофизические особенности измененных ультраосновных пород. — В сб.: Основной магматизм северо-восточной части Балтийского щита. — Л., "Наука", 1969.
- Колесников Л.В. Магнитные свойства природных ферритов — окислов. — Автореф. канд. дисс. М., 1965.
- Колесников Л.В. Ферромагнитные свойства окислов и их минералогическое значение. — Вестник МГУ, геол., 1970, № 6.
- Колесников Л.В., Францессон Е.В. Термомагнитный анализ ферромагнитных минералов и возможности его использования при поисках кимберлитов. — Труды II Всес. совещ. по геологии алмазн. м-ний, Иркутск, 1970.
- Коллеганов Ю.М. О магнитных свойствах гипербазитов и их природе. — Геология и геофизика, 1966, № 11.
- Комаров А.Г. Интенсивность естественной намагниченности изверженных пород как функция скорости охлаждения магматического расплава. — В сб.: Магнетизм горных пород и палеомагнетизм. — Красноярск, 1963.
- Коржинский Д.С. Термодинамические потенциалы открытых систем, кислотность и восстановительный потенциал которых определяется внешними условиями. — Докл. АН СССР, 1963, т. 152, № 2.
- Коржинский Д.С. Кислотно-основное взаимодействие компонентов в расплавах. — В сб.: Исслед. природного и технического минералообразования М., "Наука", 1966.
- Костюк В.П., Панина Л.И. О температурных условиях кристаллизации щелочных пород Гулинской интрузии. — Докл. АН СССР, 1970, т. 194, № 4.

- Котляревский Д.Н. Применение аэромагнитной съемки для изучения глубинного геологического строения некоторых районов Узбекистана. — Автореф. канд. дисс., Ташкент, 1968.
- Кочкин Ю.Н. Один из способов оценки активности кислорода в природных силикатных расплавах. — Геология и геофизика, 1969, № 2.
- Кошкина Т.М., Лагутина М.В. Определение терромагнитным методом когенита в ультрабазитах Южного Урала. — В сб.: Материалы IX Конференции по вопросам постоянного геомагнитизма, поля, магнетизма горных пород и палеомагнетизма, ч. II. Баку, 1973.
- Краснов А.А., Печерский Д.М. Вулканизм Юго-Западной Сибири и терромагнитная характеристика его продуктов. — В сб.: Вулканизм, гидротермы и глубины Земли. Петропавловск-Камчатский, 1969.
- Кузнецов Ю.А. Основные типы магмоконтролирующих структур и магматические формации. — Геология и геофизика, 1970, № 9.
- Кутолин В.А. Петрохимические особенности траппов древних платформ и базальтов островных дуг. — Геология и геофизика, 1965, № 12.
- Кутолин В.А. К вопросу о порядке и температурах кристаллизации минералов в породах основного состава. — Геология и геофизика, 1966, № 11.
- Кутолин В.А. Статистическое изучение окисленности железа в породах основного состава. — Докл. АН СССР, 1969, т. 189, № 1.
- Куширо И. Частичное плавление перидотита в присутствии воды, в сухих условиях при высоких давлениях. — В сб.: Доклады I Международного геохимического конгресса, ч. I, Магматические процессы, М., ВИНТИ, 1972.
- Лебедев А.П. Опыт сопоставления траппов Индийской и Сибирской платформ в связи с проблемой происхождения базальтовой магмы. — Труды Ин-та геологии Арктики, 1967, т. 151.
- Лебедев Е.Б. Влияние воды на физико-химические свойства силикатных расплавов. — В сб.: Доклады I Международного геохимического конгресса, ч. I, Магматические процессы, М., ВИНТИ, 1972.
- Лившиц Л.Д., Печерский Д.М., Трухин В.И. Эффект роста остаточной намагниченности при нагревании вюстита. — В сб.: Магнетизм горных пород и палеомагнетизм, 1968. М., ротопринт ИФЗ, 1969.
- Лившиц Л.Д., Печерский Д.М., Трухин В.И. Увеличение остаточной намагниченности при нагревании вюстита. — Изв. АН СССР, серия физика Земли, 1971, № 8.
- Любимова Е.А., Горшков А.П., Фельдман И.С. О возможной глубине зоны скопления магмы в областях современного вулканизма. — В сб.: Вулканизм, гидротермы и глубины Земли. Петропавловск-Камчатский, 1969.
- Магницкий В.А. Внутреннее строение Земли. М., "Недра", 1965.
- Мардерфельд Е.Е., Борец В.В., Ляпишев А.М., Родионов А.В. Глубинные электромагнитные исследования на Дальнем Востоке. — В сб.: Тектоника дна морей, океанов и островных дуг. Южно-Сахалинск, 1972.
- Мархинин Е.К., Стратула Д.С. Некоторые петрологические, геохимические и геофизические аспекты связи вулканизма с глубинами Земли. — В сб.: Вулканизм, гидротермы и глубины Земли. Петропавловск-Камчатский, 1969.
- Масуренков Ю.П. Включения в вулканических породах и проблема возникновения магматических расплавов. — В сб.: Вулканизм, гидротермы и глубины Земли. Петропавловск-Камчатский, 1969.
- Масуренков Ю.П. Состав и состояние вещества в магматической камере Авачинского вулкана (Камчатка). — В сб.: Магма малоглубинных камер. М., "Наука", 1970.

- Масуренков Ю.П. Включения в современных вулканитах Камчатки и проблема происхождения магм. — В сб.: Земная кора островных дуг и дальневосточных морей: верхняя мантия. М., "Наука", 1972, № 9.
- Масуренков Ю.П., Колосков А.В., Ермаков В.А. Меланократовые включения в современных вулканитах Камчатки и геохимическая неоднородность областей генерации расплавов. — В сб.: Ксенолиты и гомеогенные включения. М., "Наука", 1969.
- Мелекесцев И.В., Брайцева О.А., Краевая Т.С., Сулержицкий Л.Д., Егорова И.А., Лупкина Е.Г. Применение комплексной методики для определения возраста четвертичных вулканических образований (на примере Камчатки). — Изв. АН СССР, серия геол., 1970, № 10.
- Милановский Е.Е. Новейшая (позднеорогенная) стадия геологического развития Кавказа. — Автореф. докт. дисс., М., 1965.
- Милановский Е.Е. Строение и развитие Африкано-Аравийской рифтовой системы. — Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1969, т. 44, № 3.
- Милановский Е.Е. Главные типы рифтовых зон континентов и некоторые закономерности их расположения и развития. — В сб.: Международный геологический конгресс, XXIV сессия. Доклады сов. геологов. Проблема 3, Тектоника. — М., "Наука", 1972.
- Милов А.П., Печерский Д.М., Иванов В.С. Геологические особенности и магнитные свойства Велиткенаяского гранитоидного массива. — Труды СВКНИИ, вып. 9, Магадан, 1964.
- Моралев В.М., Ельянов А.А. Эволюция тектонических обстановок щелочно-базальтового магматизма в истории Земли. — В сб.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., Владивосток, 1973.
- Москалева С.В., Зотова И.Ф. О магнитных свойствах ультраосновных пород. — Докл. АН СССР, 1965, т. 162, № 1.
- Мясников В.С., Боярская Р.В. Некоторые особенности титаномагнетитов и электронномикроскопическое их исследование. — Геол. рудных м-ний, 1965, т. 7, № 5.
- Нагата Т. Магнетизм горных пород. М., "Мир", 1965.
- Никулова А.А. О продуктах и механизме высокотемпературного окисления ульвошпинели. — Труды Ин-та геологии и геохимии УФ АН СССР, вып. 86, 1970.
- Осборн Е.Ф. Экспериментальные исследования давления кислорода, содержания воды и порядка кристаллизации базальтов и андезитов. — В сб.: Химия земной коры, т. 2. М., "Наука", 1964.
- Остафийчук И.М., Степченко С.Б. Поведение химических элементов семейства железа в генетически связанной серии известково-щелочных базальтоидов (на примере армянской части Транскавказского поперечного поднятия). — Сб. науч. работ Киевского ун-та, 1973, № 9.
- Паталаха Е.И. Магматическая проницаемость и энергетическая сущность "подвижности" зон глубинных разломов. — Сов. геология, 1967, № 11.
- Петрова Г.Н. Лабораторная оценка стабильности остаточной намагниченности горных пород. — М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Петрова Г.Н., Печерский Д.М. Физические характеристики базальтов и перидотитов рифтовых зон Индийского океана. — В сб. Тезисы докладов VII Конференции по вопросам постоянного геомагнитного поля, магнетизма горных пород и палеомагнетизма. — Л., Изд-во ЛГУ, 1966.
- Печерский Д.М. К вопросу о магнитной анизотропии слоистых горных пород. — Изв. АН СССР, серия геофиз., 1960, № 10.
- Печерский Д.М. Магнитные свойства гранитоидов Северо-Востока СССР. Труды СВКНИИ, вып. 9, Магадан, 1964.

- Печерский Д.М. Связь анизотропии остаточной намагниченности с условиями формирования горных пород. — Геология и геофизика, 1965, № 8.
- Печерский Д.М. Статистические характеристики некоторых петрогенных элементов магнитных и немагнитных гранитоидов Северо-Востока СССР. — В сб.: Проблемы науки на Северо-Востоке СССР. — Труды СВКНИИ, вып. 30, Магадан, 1967.
- Печерский Д.М. Палеомагнитные исследования мезозойских отложений Северо-Востока СССР. Изв. АН СССР, серия физика Земли, 1970, № 5.
- Печерский Д.М., Лалутина И.П. Состав и размер зерен титаномагнетита и данные термомагнитного анализа базальтов. — В сб.: Материалы IX конференции по вопросам постоянного геомагнитного поля, магнетизма горных пород и палеомагнетизма, ч. II. Баку, 1973.
- Печерский Д.М., Мирлин Е.Г. Намагниченность горных пород и природа магнитных аномалий в рифтовой зоне Атлантического океана. — Изв. АН СССР, серия физика Земли, 1971, № 5.
- Печерский Д.М., Назарова Е.А. Магнитные характеристики, полярность естественной остаточной намагниченности базальтов Атлантического и Тихого океанов и природа магнитных аномалий. — В сб.: Материалы IX конференции по вопросам постоянного геомагнитного поля, магнетизма горных пород и палеомагнетизма, ч. II. Баку, 1973.
- Печерский Д.М., Назарова Е.А. Термомагнитное изучение базальтов рифтовой зоны Атлантического океана. — Изв. АН СССР, серия физика Земли, 1974а, № 6.
- Печерский Д.М., Назарова Е.А. Магнитные свойства базальтов восточной части Тихого океана и природа магнитных аномалий. — В сб.: Геолого-географические исследования в юго-восточной части Тихого океана. М., "Наука", 1974б.
- Печерский Д.М., Финько В.И. Отражение в термомагнитных характеристиках последовательности кристаллизации минералов в эффузивах кислого состава. — Изв. АН СССР, серия геол., 1970, № 9.
- Печерский Д.М., Шаронова З.В. О происхождении магнетита в магматических породах основного состава. — Изв. АН СССР, серия физика Земли, 1970, № 8.
- Печерский Д.М., Шаронова З.В., Ермилов В.В., Богатиков О.А. Изучение методом электронного микронзондирования изменений титаномагнетитов пород Патынского габброидного массива в результате термообработки в вакууме. — Изв. АН СССР, серия геол., 1974, № 10.
- Печерский Д.М., Якупов В.С. Намагниченность изверженных пород Северо-Востока СССР. — Изд. ОНТИ ВИЭМС, серия № 3, 1967.
- Плошко В.В., Богданов Ю.А. Гипербазиты глубоководной впадины Романш. — Изв. АН СССР, серия геол., 1968, № 12.
- Пономаренко А.И., Пономаренко Г.А., Харьков А.Д., Илупин И.П. Включения ильменитовых гипербазитов в кимберлитах Якутии. — Сов. геология, 1971, № 10.
- Попов С.Д. Роль геоэнергетических показателей Th, Nb, Zr, W, Ti при изоморфных замещениях в кристаллических решетках сфена и касситерита. — В сб.: Очерки геохимии эндогенных и гипергенных процессов М., "Наука", 1966.
- Попов В.С. Оценки скорости внедрения базитовых даек и силлов. — Геохимия, 1972, № 6.
- Пронин А.А. К проблеме взаимосвязи вулканизма и тектоники. — В сб.: Проблемы геологии, петрологии, рудогенеза. Свердловск, 1972.
- Рамдор П. Рудные минералы и их сростания. — М., ИЛ, 1962.

- Рашин Г.А. К вопросу об особой роли железа при кристаллизации силикатных расплавов в неравновесных условиях. — Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 11.
- Родионова Р.И., Федорченко В.И. Некоторые проблемы глубинной геологии и вулканизма Курильской островной дуги в связи с изучением ксенолитов, — В сб.: Вулканизм, гидротермы и глубины Земли, Петропавловск-Камчатский, 1969.
- Розин М.И. О переходе оливинового базальта в толеит. — Геология и геофизика, 1966, № 6.
- Романов В.П., Чечерский В.Д. Влияние нестехиометрии на мессбауэровские спектры магнетита. — В сб.: Физика твердого тела, 1970, вып. 12, № 6.
- Рудник Г.В., Чернышова В.И. О связи океанского вулканизма с тектоническими структурами дна. — В сб.: Тектоника дна морей, океанов и островных дуг. Южно-Сахалинск, 1972.
- Рябчиков И.Д. О летучести серы и кислорода в магматических и постмагматических процессах. — Геол. рудных м-ний, 1971, т. 13, № 4.
- Салтыковский А.Я. Несколько вопросов, связанных с базальтовым вулканизмом Витимского плоскогорья. — Изв. Забайкальск. фил. геогр. об-ва СССР, 1968, т.4, № 3.
- Смирнов Я.Б. Связь теплового поля со строением и развитием земной коры и верхней мантии. — Геотектоника, 1968, № 6.
- Соболев В.С. Роль высоких давлений при метаморфизме. — В сб.: Доклады советских геологов на XXI сессии Междунар. геол. конгр. Проблема 14, Гранито-гнейсы. Киев, 1960.
- Соболев В.С., Добрецов Н.Л., Соболев Н.В., Хлестов В.В. Связь процессов магмообразования с метаморфизмом и глубинным строением земной коры. В сб.: Магматические и метаморфические образования Сибири. М., "Недра", 1966.
- Соболев В.С., Панина Л.И., Чепуров А.И. О температурах кристаллизации минералов в меймечитах по результатам гомогенизации расплавных включений. — Докл. АН СССР, 1972, т. 205, № 1.
- Соболев Н.В. Ксенолиты эклогитов из кимберлитовых трубок, как обломки вещества верхней мантии. — В сб.: Кора и верхняя мантия Земли. — М., "Наука", 1968.
- Сб.: Современные методы минералогического анализа. — М., "Недра", 1969.
- Сперанская И.М., Печерский Д.М. Об условиях образования различных типов игнимбритов. — Труды СВКНИИ, вып. 9, Магадан, 1964.
- Справочник химика, т. 3. — М., "Химия", 1969.
- Тараканов Р.З. К вопросу о расположении в верхней мантии вероятных областей магмообразования. — В сб.: Вулканизм, гидротермы, глубины Земли. Петропавловск-Камчатский, 1969.
- Тихомирова Э.И. Интрузивные туфы кислого состава района р. Жаксы-Кон (Центральный Казахстан). — Сб. музея землед. МГУ, 1965, № 3.
- Трегьяков Ю.Д. Термодинамика ферритов. — Л., "Химия", 1967.
- Устиев Е.К. Анойский вулкан и проблемы четвертичного вулканизма Северо-Востока СССР. — М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Устиев Е.К. Охотский структурный пояс и проблемы вулканоплутонических формаций. — В сб.: Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Файф У., Тернер Ф., Ферхуген Дж. Метаморфические реакции и метаморфические фаши. — М., ИЛ, 1962.

- Федотов С.А. О сейсмичности, свойствах мантии и сейсмическом прогнозе в области Курило-Камчатской дуги. - Автореф. докт. дисс., М., 1969.
- Федотов С.А., Фарберов А.И. О поглощении поперечных сейсмических волн в земной коре и верхней мантии в районе Авачинской группы вулканов. - В сб.: Проблемы вулканизма. Петропавловск-Камчатский, 1964.
- Федотов С.А., Фарберов А.И. Об экранировании поперечных сейсмических волн и магматическом очаге в верхней мантии в районе Авачинской группы вулканов. - В сб.: Вулканизм и глубинное строение Земли, т. III. М., "Наука", 1966.
- Флоренсов Н.А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. - Труды Вост.-Сиб. фил. АН СССР, вып. 19, 1960а.
- Флоренсов Н.А. О неотектонике и сейсмичности Монголо-Байкальской горной области. - Геология и геофизика, 1960б, № 1.
- Францессон Е.В. Петрология кимберлитов. - М., "Недра", 1968.
- Фролов Т.Н., Рудник Г.Б. Толейтовые базальты подвижных зон континентов и океанов и вариации их состава в зависимости от структурной обстановки. - Вестник МГУ, серия геол., 1972, № 5.
- Хамрабаев И.Х., Искандеров Э.В. Связанная вода и критерии глубинности (фациальности) интрузивных тел. В сб.: Геология и полезные ископаемые Узбекистана. Ташкент, Филиал изд-ва "Наука", 1964.
- Хан Б.Х., Быков И.И., Никулина Э.А. Влияние тепловых условий на кристаллизацию пироксенового каменного литья. - В сб.: Эксперимент в технической минералогии и петрографии. - М., "Наука", 1966.
- Сб.: Химические применения мессбауэровской спектроскопии. - М., "Мир", 1970.
- Хитаров Н.И., Кадик А.А., Лебедев Е.Б. Растворимость воды в расплаве базальта. - Геохимия, 1968, № 7.
- Хитаров Н.И., Леонидов В.Я., Пугин А.В. - В сб.: Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенное минералообразование. - М., "Наука", 1967.
- Хитаров Н.И., Нагапетян Л.Б., Лебедев Е.Б. Кристаллизация расплава даштового состава в условиях давления водяного пара от 500 до 3000 кг/см². - Геохимия, 1969а, № 1.
- Хитаров Н.И., Нагапетян Н.Б., Лебедев Е.Б. Особенности кристаллизации кислых расплавов (экспериментальные исследования). - Геохимия, 1969б, № 3.
- Хитаров Н.И., Пугин В.А., Слущкий А.Б. Эволюция гойейтовых магм в глубинных условиях. - В сб.: Доклады на I международном геохимическом конгрессе, ч. I, Магматические процессы. - М., ВИНТИ, 1972.
- Цветков А.И. Изоморфные замещения в группе бесшелочных пироксенов. - Труды Ин-та геол. наук, серия петрогр., вып. 138, 1951.
- Чечерников В.И. Магнитные измерения. - М., Изд-во МГУ, 1963.
- Шварцман Л.А., Томилин И.А. Кислотно-основные свойства металлургических шлаков. - В сб.: Металлургические шлаки и их применение в строительстве. М., Госстройиздат, 1962.
- Шевченко Е.В. Физико-математический анализ скорости роста минералов в малых интрузиях. - Докл. АН СССР, 1965, т. 162, № 2.
- Шейнманн Ю.М. Тектоника верхов мантии под геосинклиналями и островными дугами. - Сов. геология, 1967, № 4.
- Шейнманн Ю.М. Очерки глубинной геологии. М., "Недра", 1968.
- Шейнманн Ю.М. К проблеме генерации магм. - Сов. геология, 1969, № 2.
- Шейнманн Ю.М. К проблеме глубинных источников магм. - Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геологии, 1965б, т. 44, № 3.
- Ширянин К.Г. О петрохимических неоднородностях новейших (плиоплейстоценовых) вулканитов Армянской ССР. - Докл. АН АрмССР, 1969, т. 48, № 4.

- Шкодзинский В.С. О положении титана в клинопироксенах. — Докл. АН СССР, 1968, т. 185, № 5.
- Штейнберг Д.С., Малахов И.А., Фоминых В.Г. Генетическое значение закономерностей распределения элементов семейства железа в магматических горных породах Урала. — Зап. Всес. мин. об-ва, вып. 93, 1964, № 5.
- Штейнберг Д.С., Ферштатер Г.Б. Об особенностях химического состава гранитов вулканических и плутонических ассоциаций. — Докл. АН СССР, 1968, т. 182, № 4.
- Штейнберг Д.С., Еремина М.В., Малахов И.А., Ферштатер Г.Б., Фоминых В.Г. Опыт применения петрохимии для решения проблем петрологии магматических пород. — В сб.: Вопросы петрохимии. Л., 1969.
- Штейнберг Д.С., Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С., Малахова Л.В., Бушляков И.Н., Краснобаев А.А., Чашухина В.А. Основные проблемы петрологии и геохимии гранитоидов. — В сб.: Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов. Свердловск, 1971.
- Штрейс Н.А. Проблема связи вулканизма со структурами геосинклинальных систем. — М., "Наука", 1968.
- Щепеткин А.А., Двинин В.И., Захаров Р.Г., Чуфаров Г.И. Синтез и кристаллическая структура шпинельных твердых растворов в системах $Mg-Ti-Fe-O$ и $Mn-Ti-Fe-O$ — Неорган. химия, вып. 14, 1969. №6.
- Щербина В.В. К геохимии титана. — Геохимия, 1971, № 3.
- Эрлих Э.Н. Соотношение химизма четвертичных вулканических пород и тектоники западной части Тихоокеанского кольца. — В сб.: Вулканизм, гидротермы и глубины Земли. Петропавловск-Камчатский, 1969.
- Эрлих Э.Н. Общие черты тектоники вулканических поясов. — В сб.: Эволюция вулканизма в истории Земли, М., — Владивосток, 1973.
- Эрлих Э.Н., Рудич К.Н. Характерные черты кайнозойского вулканизма. — В сб.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М. — Владивосток, 1973.
- Ярошевский А.А. Динамика магматических расплавов в верхней мантии и механизм концентрации тепла в вулканических очагах. — В сб.: Вулканизм, гидротермы и глубины Земли. Петропавловск-Камчатский, 1969.
- Ященко Н.Я., Серых В.И., Ларина Т.Ф. О содержании магнетита в изверженных породах. — Зап. Всес. мин. об-ва, 1965, ч. 94, № 6.
- Abdel-Dayem M.M., Marton P., Szalay-Martón E. Thermomagnetic analysis and optical examinations of post-orogenic basalts from Hungary. — Ann. Univ. sci. Budapest, sect. geol., 1971 (1972), t. XV.
- Abdullah M.I., Atherton M.P. The thermometric significance of magnetite in grade metamorphic rocks. — Amer. J. Sci., 1964, v. 262, p. 904.
- Ade-Hall J., Khan M.A., Dagley P., Wilson R.L. A detailed opaque petrological and magnetic investigation of single tertiary basalt lavas flow from Skye, Scotland. — Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1968, v. 16, pp. 375-399.
- Ade-Hall J.M., Palmer H.C., Hubbard T.P. The magnetic and opaque petrological response of basalts to regional hydrothermal alteration. — Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1971, v. 24.
- Ade-Hall J.M., Wilson R.L., Smith P.J. The petrology, Curie points and natural magnetization of basic lavas. — Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1965, v. 9, N 4.
- Akimoto S. Magnetic properties of $FeO-Fe_2O_3-TiO_2$ system as a basis of rock magnetism. — J. Phys. Soc. Japan, 1962, Supplem. B-1, v. 17.

- Akimoto S., Katsura T. Magneto-chemical study of the generalized titanomagnetite in volcanic rocks. - *J. Geomagnet. and Geoelectr.*, 1959, v. 10.
- Akimoto S., Katsura T., Yoshida M. Magnetic properties of $TiFeO_4$ - Fe_3O_4 system and their change with oxidation. - *J. Geomagnet. and Geoelectr.*, 1957, v. 9.
- Anderson A.T. The oxygen fugacity of alkaline basalt and related magma. - *Amer. J. Sci.*, 1968, v.266, N 8.
- Anderson A.T., Clayton R.N., Mayeda T.K. Oxygen isotope thermometry igneous rocks. - *J. Geol.*, 1971, v.79, N 6.
- Aoki Ken-ichiro. Petrology of magnetite-bearing ultramafic and mafic inclusions from Iki island, Japan. - *J. Japan. Assoc. Mineral., Petrol and Econ. Geol.*, 1970, v.64, N 4.
- Aumento F. Magmatic evolution on the Mid-Atlantic Ridge. *Earth and Planet. Sci. Letters*, 1967, v.2.
- Aumento F. The Mid-Atlantic ridge near $45^\circ N$. II. Basalts from the area of Confederation Peak. - *Canad. J. Earth Sci.*, 1968, v. 5, N 1.
- Babkine J., Conquere F., Vilimont J. Nodules de péridotité et cumulats d'olivine. - *Bull. Soc. franc. minéral et cristallogr.*, 1966, v.89, N 2.
- Banerjee S.K., O'Reilly W., Gibb T.C., Greenwood N. The behaviour of ferrous ions in iron-titanium spinels. - *J. Phys. Chem. Solids*, 1967, v.28.
- Banno S., Green D. Experimental studies on eclogites: the roles of magnetite and aegirine in eclogitic assemblages. - *Chem. Geol.*, 1968, v. 3, N 1.
- Barth T.F.W., Posnjak E. Notes on some structure of the ilmenite type. - *Z. Kristallogr.*, 1934, v.88.
- Basta E. Natural and synthetic titanomagnetites (the system Fe_3O_4 - Fe_2TiO_4 - $FeTiO_3$). - *Neues Jahrb. Mineral.*, 1960, v.94.
- Bhimasankaran V., Sampath N. Palaeomagnetic investigations on the Deccan traps from Chincholi, Mysore state, India. - *Pure and Appl. Geophys.*, 1967, v.68, N 3.
- Bizette H., Tsai B. Susceptibilités magnétiques principales d'un cristal d'ilmenite ($TiFeO_3$). - *C.r. Acad. Sci. Paris*, 1956, v.242.
- Bleil U. Cation distribution in titanomagnetites. - *Z. Geophys.*, 1971, Bd. 37.
- Bognar L. Study of the basalt facies of Laztető hill at Uzsa. *Ann. Univ. sci. Budapest, sect. geol.*, VIII, 1965.
- Boettcher A.L., Wyllie P.J. Melting of granite with excess water to 30 kilobars pressure. - *J. Geol.*, 1968, v.76, N 2.
- Bonatti E. Ultramafic rocks from the Mid-Atlantic Ridge. - *Nature*, 1968, v. 219, N 5152.
- Bozorth R.M., Walsh D.E., Williams A.J. Magnetization of ilmenite-hematite system at low temperature. - *Phys. Rev.*, 1957, v.108, N 1.
- Brooks M. Some aspects of the Paleogene evolution of Western Britain in the context of an underlying mantle hot spot. - *J. Geol.*, 1973, v.81, N 1.
- Buddington A.F., Lindsley D. H. Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents. - *J. Petrol.*, 1964, v.5, N 2.
- Bultitude R., Green D.H. Experimental study at high pressure on the origin of olivine nephelinite and olivine melillite-nephelinite magmas. - *Earth and Planet. Sci. Letters*, 1968, v.3, N4.
- Carapezza M. Influenza della fugacità dell'ossigeno sulla temperatura di fusione delle lave. Nota I. La lava atnea del 1928. -

- Atti. Accad. naz. Lincei, Rend. Cl. sci. fis. mat. e natur., 1966, t. 40, N 3.
- Carmichael I.S. The iron-titanium oxides of salic volcanic rocks and their associated ferromagnesian silicates. - *Contribs. Mineral. and Petrol.*, 1966, v.14, N 1.
- Carmichael I.S. The mineralogy of Thingmuli, a Tertiary volcano in Eastern Iceland. - *Amer. Mineralogist*, 1967, v.52, N 11-12.
- Carmichael C.M. The Mid-Atlantic ridge near 45°N. VII. Magnetic properties and opaque mineralogy of dredge samples. - *Canad. J. Earth. Sci.*, 1970, v.7, N 2.
- Carmichael I.S., Nichols G. Iron-titanium oxides and oxygen fugacities in volcanic rocks. - *J. Geophys. Res.*, 1967, v.72.
- Chevallier R., Bolfa I., Matheiu S. Titanomagnetites et ilmenites ferromagnetiques. - *Bull. Soc. francmineral. et cristallogr.*, 1955, v.78, N 307.
- Cohen L., Ito K., Kennedy G. Melting and phase relationships of an anhydrous basalt to 40 kilobars. - *Amer. J. Sci.*, 1967, v. 265, N 6.
- Colombo U., Fagherazzi G., Gazzarini F., Lanzavecchia G., Sironi G. Mechanisms in the first stage of oxidation of magnetites. - *Nature*, 1964, v.202.
- Cox A., Doell R.R., Delrymple G.B. Radiometric time scale for geomagnetic reversals. - *Quatern. J. Geol. Soc.*, 1968, v.124, N 53.
- Creer K.M. Geophysical interpretation of remanent magnetization of oxidized basalts. - *Z. Geophys.*, 1971, Bd. 37.
- Creer K.M., Ibbetson J. Electron microprobe analyses and magnetic properties of non-stoichiometric titanomagnetites in basaltic rocks. - *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 1970, v. 21.
- Creer K.M., Stephenson A. Some consequences of aluminium and magnesium impurities in naturally occurring titanomagnetites. - *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 1972, v.77, N 20.
- Creer K.M., Valencio D.A. Palaeomagnetic and rock magnetic studies of the Cenozoic basalts from Western Argentina. - *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 1970, v. 19, N 2.
- Creer K.M., Ibbetson J., Drew W. Activation energy of cation migration in titanomagnetites. - *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 1970a, v.19.
- Creer K.M., Nozharov P., Wagner J.J. Palaeomagnetic and rock magnetic studies on some Bulgarian Plio-Palaeocene basalts. - *Pure and Appl. Geophys.*, 1970 b, v. 82.
- De Boer F., Selwood B.W. The activation energy for the solid state reaction $\gamma\text{Fe}_2\text{O}_3 - \alpha\text{Fe}_2\text{O}_3$. - *J. Amer. Chem. Soc.*, 1954, v.76.
- Decker R. Volcanoes and geophysical lineaments. - *Trans. Amer. Geophys. Union*, 1963, v.44, N 1.
- Decker R. Volcanoes and regional geophysical trends. - *Bull. volcanol.*, 1965, v.28, N 2.
- Decker R., Einarsson P., Mohr P.A. Rifting in Iceland: New geodetic data. - *Science*, 1971, v.173, N 3996.
- Decker R., Peck D. Infrared radiation from Alae lava lake, Hawaii. - *Geol. Surv. Profess. Paper*, 1967, N 575-D.
- Dickinson W.R. Circum-Pacific andesite types. - *J. Geophys. Res.*, 1968, v.73, N 6.
- Dickinson W.R., Hatherton T. Andesitic volcanism and seismicity around the Pacific. - *Science*, 1967, v.157, N 3790.
- Eaton J.P. Evidence on the source of magma in Hawaii from earthquakes, volcanic tremor and ground deformation. (Abstr.). - *Trans. Amer. Geophys. Union*, 1967, v.48, N 1.

- Ehrlich M., Sun S., Sharon L., Söffel H. Magnetic and palaeomagnetic investigations of the Precambrian iron mountain deposits southeast Missouri. - *Trans. Inst. Mining and Metallurgy*, 1969, v. B-78.
- Elder T. Particle-size effect in oxidation of natural magnetite. - *J. Appl. Phys.*, 1965, v. 36, N 3.
- Evans B.W., Moore J.G. Mineralogy as a function of depth in the prehistoric Makaopuhi tholeiitic lava lake, Hawaii. - *Contribs. Mineral and Petrol.*, 1968, v. 17, N 2.
- Farberov A.I., Gorelchik V.I. Anomalous seismic effect under volcanoes and some features of deep-seated structure of volcanic areas. - *Bull. volcanol.*, 1971, v. 35, N 1.
- Finstadt K.G., Heier K.S. The distribution of some elements between the metal and silicate phases obtained in a smelting reduction process of dunite from Almklovdalen, West Norway. - *Earth and Planet. Sci. Letters*, 1972, v. 16, N 2.
- Frish T. The detailed mineralogy and significance of an olivine-two pyroxene gabbro nodule from Lanzarote, Canary Islands. - *Contribs. Mineral and Petrol.*, 1970, v. 28, N 1.
- Fudali R.F. Oxygen fugacities of basaltic and andesitic magmas. - *Geochim. et cosmochim. acta*, 1965, v. 29.
- Fudali R.F., Muan A., Osborn E.F. Oxygen fugacities of basaltic magmas. (Abstr.). - *Geol. Soc. Amer. Spec. Papers*, 1962, N 68.
- Gibb F.G., Henderson C.M.B. The magmatic oxygen fugacity of an ultrabasic dyke. - *Contribs. Mineral and Petrol.*, 1971, v. 30, N 2.
- Gilluly J. Plate tectonics and magmatic evolution. - *Bull. Geol. Soc. America*, 1971, v. 82, N 9.
- Goldschmidt V.M. *Geochemistry*. Oxford, Charenton Press, 1954.
- Green D.H. Experimental melting studies on a model upper mantle composition at high under water saturated and water - under saturated conditions. - *Earth and Planet. Sci. Letters*, 1973, v. 19, N 1.
- Green D.H., Green T.H., Ringwood A.E. The origin of high-alumina basalts and their relationships to quartz tholeiites and alkali basalts. - *Earth and Planet. Sci. Letters*, 1967, v. 2, N 1.
- Green D.H., Ringwood A.E. An experimental investigation of the gabbro to eclogite transformation and its petrological applications. - *Geochim. et cosmochim. acta*, 1967, v. 31, N 5.
- Gromme C.S., Wright T.L., Peck D.L. Magnetic properties and oxidation of iron-titanium oxide minerals in Alae and Makaopuhi lava lakes, Hawaii. - *J. Geophys. Res.*, 1969, v. 74, N 5277.
- Haggerty S.E. The Laco magnetite lava flow, Chile. - *Annual Rept. Dir. Geophys. Lab., Carnegie Inst.*, 1968-1969. Washington, 1970.
- Haggerty S.E., Baker I. The alteration of olivine in basaltic and associated lavas. Part I. High temperature alteration. - *Contribs. Mineral and Petrol.*, 1967, v. 16, N 3.
- Haggerty S.E., Watkins N.D. Iron-titanium oxide variation in an Icelandic composite dike. - *Trans. Amer. Geophys. Union*, 1966, v. 47, N 1.
- Hamilton D.L., Burnham C.W. Solubilities of water in a basaltic melt and effect of level of oxygen fugacity on crystallization of a water-saturated basaltic melt. (Abstr.). - *Geol. Soc. America Spec. Papers*, 1962, N 68.
- Hamilton D.L., Burnham C.W., Osborn E.F. The solubility of water and effect of oxygen fugacity and water content on crystallization in mafic magmas. - *J. Petrol.*, 1964, v. 5, N 1.

- Harris P.G. The importance of minerals other than olivine in the upper mantle. - *Trans. Amer. Geophys. Union*, 1966, v.47, N1.
- Hashimoto M. Some remarks on the chemical composition of basic metamorphic rocks. - *Japan J. Geol. and Geogr.*, 1964, v. 35, N 2-4.
- Heald E.F., Naughton J.J., Barnes I.L. The chemistry of volcanic gases. 2. Use of equilibrium calculations in the interpretation of volcanic gas samples. - *J. Geophys. Res.*, 1963, v.68.
- Helmke P.A., Haskin L.A. Rare-earth elements, Co, Sc and Hf in the Steens Mountain basalts. - *Geochim. et cosmochim. acta*, 1973, v.37, N 6.
- Hill R.E., Boettcher A.D., Water in the earth's mantle: melting curves of basalt-water and basalt-water-carbon dioxide. - *Science*, 1970, v. 167, N 3920.
- Holloway J.R., Egglar D.H., Davis N.F. Analytical expression for calculating the fugacity and free energy of H₂O to 10,000 bars and 1,300°C. - *Bull. Geol. Soc. America*, 1971, v.82, N 9.
- Hori F. On the role of water in heat transfer from a cooling magma. - *Sci. Papers Coll. Gen. Educ., Univ., Tokyo*, 1964, v. 14, N 1.
- Howie R.A., Wolley A. The role of titanium and the effect of TiO₂ on the cell size, refractive index and specific gravity in the andradite-melanite-schorlomite series. - *Mineral. Mag.*, 1968, v. 36, N 282.
- Huebner J.S., Sato M. The oxygen fugacity-temperature relationships of manganese oxide and nickel oxide buffers. - *Amer. Mineralogist*, 1970, v.55, N 5-6.
- Irving E., Robertson W.A., Aumento F. The Mid-Atlantic Ridge near 45°N. - *Canad. J. Earth Sci.*, 1970, v. 7.
- Ishikawa J., Akimoto S. Magnetic property and crystal chemistry of ilmenite (MTiO₃) and hematite (αFe₂O₃) system. - *J. Phys. Soc. Japan*, 1958, 13.
- Ito K., Kennedy G.C. Melting and phase relations in a natural peridotite to 40 kilobars. - *Trans. Amer. Geophys. Union*, 1966, v. 47, N 1; *Amer. J. Sci.*, 1967, v. 265, N 6.
- Jackson E.D., Wright T.L. Xenoliths in the Honolulu volcanic series, Hawaii. - *J. Petrol.*, 1970, v.11, N2.
- Jaeger J.C. The temperature in the neighbourhood of a cooling intrusive sheet. - *Amer. J. Sci.*, 1957, v. 255, N 306.
- Jaeger J.C. Thermal effects of intrusions. - *Rev. Geophys.*, 1964, v. 2, N 3.
- Jamieson B.G., Clarke D.B. Potassium and associated elements in tholeiitic basalts. - *J. Petrol.*, 1970, v. 11, N 2.
- Jensen S.D., Shive P.N., Terry C. Mössbauer effect studies of the magnetite-ulvöspinel series. - *Trans. Amer. Geophys. Union*, 1971, v. 52, N 823.
- Kadzialko-Hofmolk M., Kruczyk J. Thermomagnetic investigations of basaltic rocks from the Opole region. - *Acta geophys.* 1972, v. XX, N 1.
- Katsura T. Generalized titanomagnetite in Hawaiian volcanic rocks. - *Pacif. Sci.*, 1964, v.18, N 2.
- Kawai N. Magnetism of the earth crust. - *J. Geomagnet. and Geoelectr.*, 1957, v.9, N 3.
- Kennedy G.C. Equilibrium between volatiles and iron oxides in igneous rocks. - *Amer. J. Sci.*, 1948, v.246.
- Kono N. Palaeomagnetism of Pleistocene Usami volcano, Izu peninsula, Japan. Intensity of the earth's magnetic field in geological time. - *J. Geomagnet. and Geoelectr.*, 1968, v. 20, N 4.

- Kropačák V. Change of magnetic properties of titanomagnetites in the course of desintegration of solid solutions. - *Studia géophys. et géol.*, 1969, v.13.
- Kropačák V., Pokorná Z. Magnetische Eigenschaften basischer neovulkanischen Gesteine der Böhmisches Masse und ihre Zusammenhänge mit petrologischen Charakteristiken. - *Geofys. sborn.*, Praha, Acad., 1973.
- Kubota S., Berg E. Evidence for magma in the Katmai volcanic range. - *Bull. volcanol.*, 1967, t.13.
- Kume S. On some magnetic properties of ilmenite of low temperature. - *Proc. Japan Acad.*, 1955, v. 31, N 10.
- Kuno H. Fractionation trends of basalt magmas in lava flows. (Abstr.). - *Bull. volcanol.*, t. 27, 1964; *J. Petrol.*, 1965, v. 6, N 2.
- Kuno H. Lateral variation of basalt magma type across continental margins and island arcs. - *Bull. volcanol.*, 1966, t. 29; *Paper Geol. Surv. Canada*, 1966, N 15.
- Kuno H. Chemistry of ultramafic and mafic inclusions in basaltic rocks. - *Trans. Amer. Geophys. Union*, 1967, v.48, N 1.
- Kushiro I. Effect of water on composition of magmas formed at high pressure. - *J. Petrol.*, 1972, v.13, N 2.
- Kushiro I., Yoder H.S. Anorthite-forsterite and anorthite enstatite reactions and their bearing on the basalt eclogite transformation. - *J. Petrol.*, 1966, v. 7, N 3.
- Kushiro I., Syono Y., Akimoto S. Melting of a peridotite nodule at high pressures and high water pressure. - *J. Geophys. Res.*, 1968, v. 73, N 18.
- Lamprecht A., Woermann E. Das System $\text{FeO}-\text{SiO}_2-\text{TiO}_2$ bei 1130°C und Drucken bis 30 kb. - *Naturwissenschaften*, 1970, v. 57, N 4.
- Lawley A., Ade-Hall J.M. A detailed magnetic and opaque petrological study of a thick Palaeogene tholeiite lava flow from Northern Iceland. - *Earth and Planet. Sci. Letters*, 1971, v.11, N 2.
- Le Masurier W.E. Crystallization behaviour of basalt magma, Santa Rosa Range, Nevada. - *Bull. Geol. Soc. America*, 1968, v. 79, N 8.
- Lindsley D.H. Iron-titanium oxides. *Carnegie Inst. Wash. Year book*, 1965, N 64.
- Lindsley D.H., Speidel D.H., Nafziger R.N. P-T-f_{O₂}-relations in the system $\text{Fe}-\text{O}-\text{MgO}-\text{SiO}_2$. - *Amer. J. Sci.*, 1968, v. 266, N 5.
- Lipman P.W. Chemical comparison of glassy and crystalline volcanic rocks. - *Geol. Soc. America, Spec. Papers*, 1965, N 82.
- Lipman P.W. Iron-titanium oxide phenocrysts in compositionally zoned ash-flow sheets from Southern Nevada. - *J. Geol.*, 1971, v. 79, N 4.
- MacDonald G. Physical properties of erupting Hawaiian magmas. - *Bull. Geol. Soc. America*, 1963, v. 74, N 8.
- MacGregor I.D. The effect of pressure on the minimum melting composition in the system $\text{MgO}-\text{SiO}_2-\text{TiO}_2$. - *Annual Rept. Geosci. Div.*, 1966.
- MacGregor I.D. The use of mafic and ultramafic inclusions in defining the depth of origing of basaltic magmas. - *Trans. Amer. Geophys. Union*, 1967, v. 48, N 1.
- MacGregor I.D. Mafic and ultramafic inclusions as indicators of the depth of origin of basaltic magmas. - *J. Geophys. Res.*, 1968, v. 73, N 12.

- MacGregor I.D. The system $MgO-SiO_2-TiO_2$ and its bearing on the distribution of the TiO_2 in basalts. - *Amer. J. Sci.*, A-267, 1969.
- MacBurney A.R. Genetic relations of volcanic rocks of the Pacific ocean. - *Geol. Rundschau*, 1967, v. 57, N 1.
- MacBurney A.R., Gass I.G. Relations of oceanic volcanic rocks to mid-oceanic rises and heat flow. - *Earth and Planet. Sci. Letters*, 1967, v. 2, N 4.
- Mao H.K., Bell P.M. Generation of magma along faults and stress dislocations in the Earth. - *Annual Rept. Dir. Geophys. Lab., Carnegie Inst., Washington*, 1971.
- Merrill R.T. A possible source for the coercivity of ilmenite-hematite minerals. - *J. Geomagnet. and Geoelectr.*, 1968, v. 20, N 3.
- Miyashiro A. Notes on rock-forming minerals, 32. - *Geochemistry of oxygen and the origin of native iron and native nickel-iron*. - *Geol. Soc. Japan*, 1964, v. 70, N 828.
- Momose K., Kobayashi K., Minagawa K., Machida M. Identification of tephra by means of ferromagnetic minerals in pumice. - *Bull. Earthquake Res. Inst. Univ., Tokyo*, 1967, v. 46.
- Mössbauer effect methodology, v. I-V. A publication of the New England Nuclear corporation, 1965-1972.
- Muan A., Osborn E.F. Phases equilibria et liquidus temperatures in the system $MgO-FeO-Fe_2O_3-SiO_2$. *Amer. Ceram. Soc. J.*, 1956, v. 32, N 4.
- Mueller R.F. Oxidative capacity of magmatic components. - *Amer. J. Sci.*, 1971, v. 270, N 3.
- Muir S.D. Crystallization of pyroxenes in an iron-rich diabase from Minnesota. - *Mineral. Mag.*, 1954, v. 30.
- Muir S.D., Tilley C.E. Contributions to the petrology of Hawaiian basalts. The toleitic basalts of Mauna Loa and Kilauea. - *Amer. J. Sci.*, 1962.
- Murata R.J., Richter D.H. The settling of olivine in Kilauean magma as shown by lavas of the 1959 eruption. - *Amer. J. Sci.*, 1966, v. 264, N 3.
- Naughton J.J., Barnes J.L. Geochemical studies of Hawaiian rocks related to the study of the upper mantle. - *Pacif. Sci.*, 1965, v. 19, N 3.
- Néel L. Propriétés magnétiques des ferrites; ferrimagnétisme et antiferromagnétisme. - *Ann. phys.*, 1948, v. 3, 137.
- Néel L. Some theoretical aspects of rock magnetism. - *Adv. Phys.*, 1955, v. 4, N 191.
- Nesbitt R.V., Hamilton D.L. Crystallization of an alkali-olivine basalt under controlled P_{O_2} , P_{H_2O} conditions. - *Phys. Earth and Planet. Inter.*, 1970, v. 3.
- O'Hara M.J. Primary magmas and the origin of basalts. - *Scott. J. Geol.*, 1965, v. 1.
- O'Hara M.J. Formation and fractionation of basic magmas at high pressure. - *Scott. J. Geol.*, 1967, v. 3, N 1.
- O'Hara M.J. The bearing of phase equilibria studies in synthetic and natural systems on the origin and evolution of basic and ultrabasic rocks. - *Earth Sci. Revs.*, 1968, v. 4, N 2.
- O'Hara M.J. Upper mantle composition inferred from laboratory experiments and observation of volcanic products. - *Phys. Earth and Planet. Inter.*, 1970, v. 3.
- O'Reilly W., Banerjee S.K. The mechanism of oxidation in titanomagnetites: a magnetic study. - *Mineral Mag.*, 1967, v. 36, N 29.

- O'Reilly W., Readman P.W. The preparation and unmixing of cation deficient titanomagnetites. - *Z. Geophys.*, 1971, B, 37.
- Oshima O. Compositional variation of magnetite during the eruption and its bearing on the stage of crystallization of magma of Futastu-dake, Haruna Volcano. - *Mineral. J.*, 1971, v. 6, N 4.
- Ozima M., Larson E.E. Study of irreversible change of magnetic properties of some ferromagnetic minerals. - *J. Geomagnet. and Geoelectr.*, 1967, v. 19, N 2.
- Ozima M., Larson E.E. Low and High temperature oxidation of titanomagnetite in relation to irreversible changes in the magnetic properties of submarine basalts. - *J. Geophys. Res.*, 1969, v. 75.
- Ozima M., Ozima M. Characteristic thermomagnetic curve in submarine basalts. - *J. Geophys. Res.*, 1971, v. 76, N 8.
- Ozima M., Sakamoto N. Magnetic properties of synthesized titanomagnetite. - *J. Geophys. Res.*, 1971, v. 76.
- Ozima M., Ozima M., Kaneoka I. Potassium-argon ages and magnetic properties of some dredged submarine basalts and their geophysical implications. - *J. Geophys. Res.*, 1968, v. 73, N 2.
- Page N. Serpentinization at Burro Mountain, California. - *Contribs Mineral. and Petrol.*, 1967, v. 14, N 4.
- Panto G. Cenozoic volcanism in Hungary. - *Budapest, Hung. Acad. Sci.*, 1962.
- Patel J.P., Gass P. Palaeomagnetic studies of the Kapiti phonolite of Kenya. - *Earth and Planet. Sci. Letters*, 1972, v. 16, N 2.
- Paul A., Douglas R.W. Ferrous-ferric equilibrium in binary alkali silicate glasses. - *Phys. Chem. Glasses*, 1965, v. 6.
- Peck D.L., Moore J.G., Kojima G. Temperatures in the crust and melt of Alae lava lake, Hawaii, after the August 1963 eruption of Kilauea Volcano - preliminary report. - *Geol. Surv. Profess. Paper*, 1964, N 501-D.
- Petersen N. Calculation of diffusion coefficient and activation energy of titanium in titanomagnetite. - *Phys. Earth Planet. Inter.*, 1970, v. 2, N 3.
- Piwinskii A.J., Willie P.J. Experimental studies of igneous rock series: a zoned pluton in the Wallow Batholith, Oregon. - *J. Geol.*, 1968, v. 76, N 2.
- Poldervaart A. Aspects of basalt petrology. - *J. Geol. Soc. India*, 1962, v. 3.
- Pouillard E. Sur le comportement de l'alumine et de l'oxyde de titane vis-à-vis des oxydes de fer. - *Ann. Chimic.*, 1950, v. 5.
- Presnall D.C. Join Mg_2SiO_4 - $CaMgSiO_2O_6$ -iron oxide and its bearing on ultramafic rock genesis. - *Geol. Soc. America Spec. Paper*, 1965, v. 82.
- Presnall D.C. The join forsterit-diopside-iron oxide and its bearing on the crystallization of basaltic and ultramafic magmas. - *Amer. J. Sci.*, 1966, v. 264, N 10.
- Radhakrishnamurty C., Sahaszabudhe P.W. On the magnetic and mineralogical properties of basalts. - *Pure and Appl. Geophys.*, 1967, v. 66.
- Ramdohr P.A. Widespread mineral association connected with serpentinization with notes on some new or insufficiently defined minerals. - *Neues Jahrb. Mineral. Abhandl.*, 1967, B, 107, N 3.
- Rankama C., Kalervo K., Sahama J. *Geochemistry*. Chicago Press, 1950.
- Readman P.W., O'Reilly W. The synthesis and inversion of nonstoichiometric titanomagnetites. - *Phys. Earth and Planet. Intern.*, 1970, v. 4, N 121.

- Readman P.W., O'Reilly W. Magnetic properties of oxidized (cation deficient) titanomagnetites (Fe, Ti, O)₃O₄ - J. Geomagnet. and Geoelectr., 1972, v. 24, N 69.
- Reay A., Harris P.G. The partial fusion of peridotite. - Bull. volcanol., 1964, t. 27, N 2.
- Reinhardt E.W. Phase relations of cordierite, garnet, biotite, hypersthene in high-grade pelitic gneisses of the Ganonoque area, Ontario. - Trans. Amer. Geophys. Union, 1966, v. 47, N 1.
- Reither J.C., Boffa J. Contribution à l'étude du système hématite-ilménite. - Bull. Soc. franc. minéral et cristallogr., 1963, v. 86, N 1.
- Reuter B., Buxbaum G. Kristallographische und elektrische Eigenschaften den Mischkristallsystems Fe_xTi_{2-x}O₃ in der Nähe x-1. - Naturwissenschaften, 1970, 57, N 7.
- Rittmann A. Der Ätna-Ausbruch 1971. Kosmos (BRD), 1971, v. 67, N 9.
- Roeder P.L., Osborn E.F. Experimental data for the system MgO-FeO-Fe₂O₃-CaAl₂Si₂O₈ and their petrologic implications. - Amer. J. Sci., 1966, v. 264, N 6.
- Rumble D. Thermodynamic analysis of phase equilibria in the system Fe₂TiO₄-Fe₃O₄-TiO₂. Annual Rept. Dir. Geophys. Lab., Carnegie Inst. Washington, 1971.
- Sanver M. An attempt to determine ancient field intensities using lavas containing single phase titanomagnetites. - Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1968a, v. 16, N 3.
- Sanver M.A. Palaeomagnetic study of Quaternary volcanic rocks from Turkey. - Phys. Earth and Planet. Intern., 1968b, v. 1, N 6.
- Sanver M., O'Reilly W. Identification of naturally occurring nonstoichiometric titanomagnetites. - Phys. Earth and Planet. Intern., 1970, v. 2.
- Sato M., Wright T.L. Oxygen fugacities directly measured in magmatic gases. - Science, 1966, v. 156.
- Schaffer R.M., Schwarz A.E. The Mid-Atlantic ridge near 45°N. IX. Thermomagnetism of dredged samples of igneous rocks. - Canad. J. Earth Sci., 1970, v. 7, N 2.
- Schmidbauer E., Petersen N. Some magnetic properties of the basalts under uniaxial compression measured at different temperatures. - J. Geomagnet. and Geoelectr., 1968, v. 20, N 3.
- Schwan W. Über Beziehungen zwischen Tektonik und Magmatismus und die Natur ihrer Kräfte. - Neues Jahrb. Geol. und Paläontol. Monatsh., 1968, N 1.
- Schultz A. Self-reversals of magnetization and chemical composition of titanomagnetites in basalts. - Earth and Planet. Sci. Letters, 1968, v. 4, N 1.
- Shaw H.R., Wright T.L., Peck D.L., Okamura R. The viscosity of field measurements in Makaopuhi lava lake, Hawaii. - Amer. J. Sci., 1968, v. 266, N 4.
- Shull C.G., Wollan E.O., Koehler W.C. Neutron scattering and polarization by ferromagnetic materials. - Phys. Rev., ser. 2, 1951, v. 84, N 5.
- Singh J. Some studies in thermal demagnetization of basic rocks from the Mull area of Northern England. - Pure and Appl. Geophys., 1971, v. 85.
- Smith P.J. Electron probe microanalysis of optically homogenous titanomagnetites and ferrian ilmenites in basalts of palaeomagnetic significance. - J. Geophys. Res., 1967, v. 72.

- Soffel H.C. The origin of thermoremanent magnetization of two basalts containing homogenous single phase titanomagnetite. - *Earth and Planet. Sci. Letters*, 1969, v. 7, N 2.
- Sood M.K., Edgar A.D. Melting relations of undersaturated alkaline rocks from the Ilimaussaq intrusion and Grønvedal-Ika complex South Greenland, under water vapour and controlled partial oxygen pressure. - *Medd. Grønvedal*, 1970, v. 181, N 12.
- Speidel D.H., Nafziger R.H. P-T-f_{O₂} relations in the system Fe-O-MgO-SiO₂. - *Amer. J. Sci.*, 1968, v. 266, N 5.
- Speidel D.H., Osborn E.F. Element distribution among coexisting phases in the system MgO-FeO-Fe₂O₃-SiO₂ as a function of temperature and oxygen fugacity. - *Amer. Mineralogist*, 1967, v. 52, N 7-8.
- Stephenson A.A. Spontaneous magnetization curves and Curie points of spinels containing two types of magnetic ion. - *Philos. Mag.*, 1972, v. 25, N 1213.
- Stoch L., Wyszomirski P. Badania nad mechanizmem krystalizacji stopionego bazaltu. Spr. posied. komis. nauk. PAN Krakowie, 1968 (1969), v. 12, N 2.
- Stoiber R.E., Carr M.J. Lithospheric plates, Benioff zones and volcanoes. - *Bull. Geol. Soc. America*, 1971, v. 82, N 2.
- Sudzuki T. *Bull. Volcanol. Soc. Japan*, 1963, v. 8, N 3.
- Taylor H.P. The oxygen isotope geochemistry of igneous rocks. *Contribs. Mineral. and Petrol.*, 1968, v. 19, N 1.
- Tanguy J.C., Biquand D. Quelques propriétés physiques du magma et de l'Etna. - *C. r. Acad. sci. Paris*, 1967, D264, N 5.
- Tanguy J.C. Etna volcanic eruption 5 April-12 June 1971. - *Special issue, Cambridge*, 1971.
- Tazieff H. New investigations on eruptive gases. - *Bull. volcanol.*, 1970 (1971), t. 34, N 2.
- Thompson R.N., Tilley C.E. Melting and crystallization relations of Kilauean basalts of Hawaii, the lavas of the 1959-1960 Kilauean eruption. - *Earth and Planet. Sci. Letters*, 1969, v. 5, N 7.
- Tilley C.E., Yoder H.S., Schairer J.F. Melting relations of volcanic tholeiite and alkali rock series. - *Carnegie Inst. Wash. Year Book*, 1964-1965, 1965, N 64.
- Tokarev P.I. On the focal layer, seismicity and volcanicity of the Kurile-Kamchatka zone. - *Bull. volcanol.*, 1971, t. 35, N 1.
- Trichet J., Sella S. Etude de la structure des verres volcaniques. Relation avec leur mode de formation et d'altération. - *C. r. Acad. sci. Paris*, 1968, D267, N 13.
- Uyeda S. Thermoremanent magnetization and coercitive force of the ilmenite-hematite series. - *J. Geomagnet. and Geoelectr.*, 1957, v. IX, N 2.
- Velde B. Etude minéralogique d'une écoligite de Fayde-Bretagne (Loire-Atlantique). - *Bull. Soc. franc. mineral. et cristallogr.*, 1966, v. 89, N 3.
- Verhoogen J. Oxidation of iron-titanium oxides in igneous rocks. - *J. Geol.*, 1962, v. 70.
- Verveij E.J.M., De Boer F., Van Santen J.H. Cation arrangement in spinels. - *J. Chem. Phys.*, 1948, v. 16, N 12.
- Vincent E.A. Ulvöspinel in the Skaergaard intrusion, Greenland. - *Neues Jahrb. Mineral. Abhandl.* 1960, Bd. 94, N 2.
- Vincent E.A., Wright J.B., Chevallier R., Matheu S. Heating experiments on some natural titaniferous magnetites. - *Mineral. Mag.*, 1957, t. XXXI.

- Volborth A. On the distribution and role of oxygen in the geochemistry of the earth's crust. - Lère Réunion Assoc. internat. géochim. et cosmochim. Paris, 1967, Sympos. origine et distrib. éléments, sec. 5, S; 1, s.a.
- Warner A., Barry N., Shive A., Peter N., Allen A., James L., Terry A., Colin A. A study of the hematite-ilmenite series by the Mössbauer effect. - J. Geomagnet. and Geoelectr., 1972, N 3.
- Washington H.S. The rhyolites of Lipari. - Amer. J. Sci., ser. 4, 1920, v. 50.
- Watkins N.D., Haggerty S.E. Primary oxidation variation and petrogenesis in a single lava. - Contribs. Mineral. and Petrol., 1967, v. 15, N 3.
- Watkins N.D., Paster T.B. The magnetic properties of igneous rocks from the ocean floor. - Philos. Trans. Roy. Soc. London, 1971, v. A-268, N 1192.
- Westcott M.F., Parry L.G. Magnetic properties of some beach sand ilmenite particles. - J. Geophys., Res., 1968, v. 73, N 4.
- White I.G. Ultrabasic rocks and the composition of the upper mantle. - Earth and Planet. Sci. Letters, 1967, v. 3.
- Williams R.J. Reaction constants in the system Fe-MgO-SiO₂-O₂ intensive parameters in the Skaergaard intrusion, East Greenland. - Amer. J. Sci., 1971, v. 271, N 2.
- Wilson R.L., Haggerty S.E. Reversals of the earth's magnetic field. - Endeavour, 1966, v. 25, N 104.
- Wilson R.L., Smith P.J. The nature of secondary natural magnetization in some igneous and based rocks. - J. Geomagnet. and Geoelectr., 1968, v. 20, N 4.
- Wilson R.L., Watkins N.D. Correlation of petrology and natural magnetic polarity in Columbia Plateau basalts. - Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1967, v. 12, N 4.
- Wilson R.L., Haggerty S.E., Watkins N.D. Variation of palaeomagnetic stability and other parameters in a traverse of a single Icelandic lava. - Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1968, v. 16, N 1.
- Wones D.R., Gilbert M.C. The fayalite-magnetite-quartz assemblage between 600° and 800°C. - Amer. J. Sci., 1969, A-267.
- Woolard G.P. Crust and mantle relations in the Hawaiian area. - Paper Geol. Surv. Canada, 1966, N 15.
- Wright J.B. The iron-titanium oxides of some Dunedin (New Zealand) lavas, in relation to their palaeomagnetic and thermomagnetic character (with an appendix on associated chromiferous spinel). - Mineral. Mag., 1967, v. 36, N 279.
- Wright T.L., Sato M. Oxygen fugacities of magmatic gases from crystallizing Hawaiian tholeiite. - Trans. Amer. Geophys. Union, 1966, v. 47, N 1.
- Wright T.L., Weiblin P.W. Mineral composition and paragenesis in tholeiitic basalt from Makaopuhi lava lake, Hawaii. - Geol. Soc. America Meetings, New Orleans, 1967.
- Wyllie P.J. Role of water in magma generation and initiation of diapiric uprise in the mantle. - J. Geophys. Res., 1971, v. 76, N 5.
- Wyllie P.J., Tuttle O.F. Melting in the earth's crust. - Proc. 21-st Internat. Geol. Congr., Part 18, Copenhagen, 1960.
- Yoder H.S. Genesis of principle basalt magmas. - Annual Rept. Dir. Geophys. Lab. Carnegie Inst., 1964.
- Zeller C., Bolfa J. Sur la nature minéralogique des spinelles des lavas de l'Etna (Sicile). - Bull. Acad. et Soc. Lorraines sci., 1969, v. 8, N 2.

ОБЪЯСНЕНИЯ К ТАБЛИЦАМ

МИНЕРАГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПРИ ИЗУЧЕНИИ ПРОЦЕССА ГОМОГЕНИЗАЦИИ

Гомогенизация титаномагнетитов
из горных пород Патынского интрузива

Таблица I

1. На черном фоне титаномагнетита из феррогаббро видны белые пластинки ильменита, ориентированные по двум взаимно перпендикулярным направлениям плоскости (111). Полированный шлиф обр. 83 в исходном состоянии, протравлен HCl, увел. 160.
2. Оптически однородное поле зерна титаномагнетита пересекают две крупные пластины ильменита, мелкие пластинки ильменита растворились. Полированный шлиф того же образца после термообработки, протравлен HCl, увел. 90.

Таблица II

1. Меланократовое габбро. Зерно титаномагнетита серого цвета. Пластины ильменита сохраняют свои очертания, но цвет их не отличается от окраски титаномагнетита. В центре крупной пластины видны реликты ильменита (светлые пятна). Округлые темные выделения внутри зерна титаномагнетита — нерудные минералы. Подобные прорастания — результат частичного расплавления вследствие слишком высокой температуры обработки. Полированный шлиф обр. 73 в исходном состоянии, протравлен HCl, увел. 90.
2. Полированный шлиф того же образца после термообработки, увел. 90.

Таблица III

1. Для титаномагнетита характерно отсутствие крупных пластин ильменита по (111) и большое количество мелких выделений ильменита по (100). Полированный шлиф обр. 240 (апатит-титаномагнетитовая руда) в исходном состоянии, протравлен HCl, увел. 320.
2. Титаномагнетит характеризуется неоднородным строением, заметным даже и без травления HCl и обусловленным образованием новой фазы — гемойльменита. Полированный шлиф того же образца после термообработки, увел. 320.

ЭЛЕКТРОННОМИКРОСКОПИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПРИ ИЗУЧЕНИИ ПРОЦЕССА ГОМОГЕНИЗАЦИИ

Двуступенчатые угольно-целлюлозовые реплики
поверхностей шлифов, протравленных HCl

Таблица IV

1. Сложная структура, характеризующаяся наличием нескольких различных по размеру систем внедрения ("распад в распаде"). Обр. 83, исходное состояние, увел. 20 000.

2. Структуры распада, образуемые двумя малорастворимыми фазами. Тот же образец, исходное состояние, увел. 15 000.

Таблица V

1. На однородном фоне видны мелкие ($0,1-1\mu$) зерна и кристаллы, расположенные вдоль направления ранее существовавших ильменитовых пластин (рельеф положительный). Обр. 83 после термообработки, увел. 15 000.
2. Тройной - магнетит-ильменит-ульвошпинелевый - распад. Обр. 73, исходное состояние, увел. 20 000.

Таблица VI

1. Двойной магнетит-ульвошпинелевый распад. Обр. 73, исходное состояние, увел. 15 000.
2. Структуры тонкого магнетит-ильменитового распада. Тот же образец, исходное состояние, увел. 15 000.

Таблица VII

1. Перестройка структуры титаномагнетита: вместо сложной трехфазной системы появилась нетравимая в HCl основная фаза, очевидно, однородный титаномагнетит с округлыми или удлинёнными нерудными включениями ($0,1-1,5\mu$). Обр. 73 после термообработки. Увел. 15 000.
2. Структура магнетит-ульвошпинель-ильменитового распада. Обр. 122 до термообработки. Увел. 15 000.

Таблица VIII

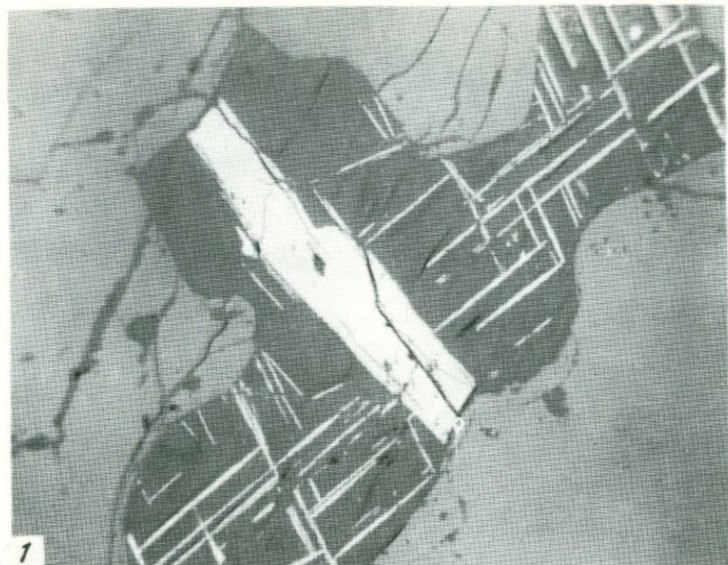
1. Структура магнетит-ульвошпинелевого распада. Обр. 122 до термообработки, увел. 15 000.
2. Титаномагнетит состоит из двух фаз - основной и удлинённых или округлых зерен разного размера, сохраняющих ориентацию пластин ильменита. Тот же образец после термообработки, увел. 15 000.

Таблица IX

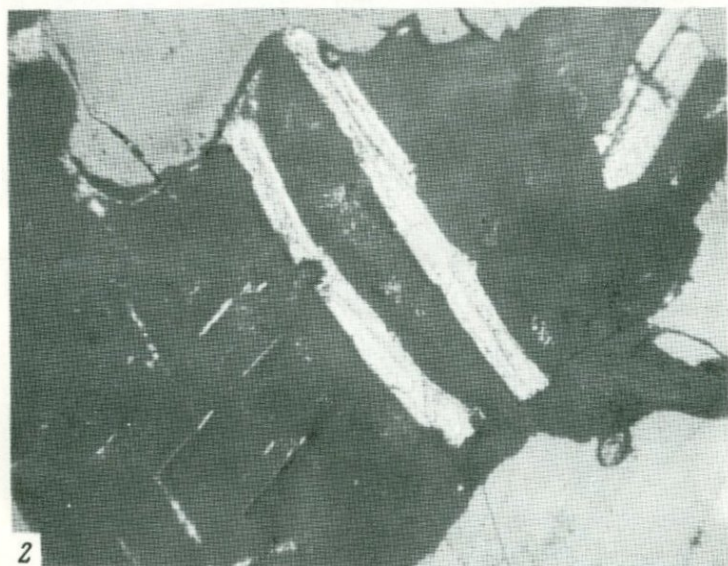
1. Контакт двух участков с разными структурами распада: правая часть фотографии - структура с пластинчатыми выделениями (ильменит-магнетитовый распад), левая часть - более тонкая структура магнетит-ульвошпинелевого распада. Обр. 240 до термообработки, увел. 15 000.
2. Скелетная структура распада. Обр. 240, до термообработки, увел. 15 000.

Таблица X

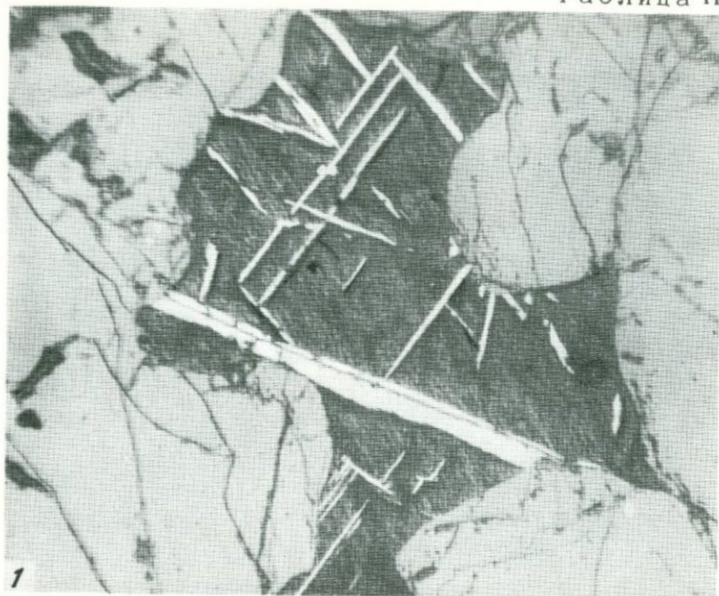
1. Сложный распад. Шлиф того же обр. 240 после термообработки.
2. Сложный распад с четким разделением фаз: укрупненные пластинчатые выделения чередуются с мелкими включениями нерастворимой фазы в виде мелких зерен ($0,1\mu$). Шлиф того же образца (другое зерно) после длительной термообработки.

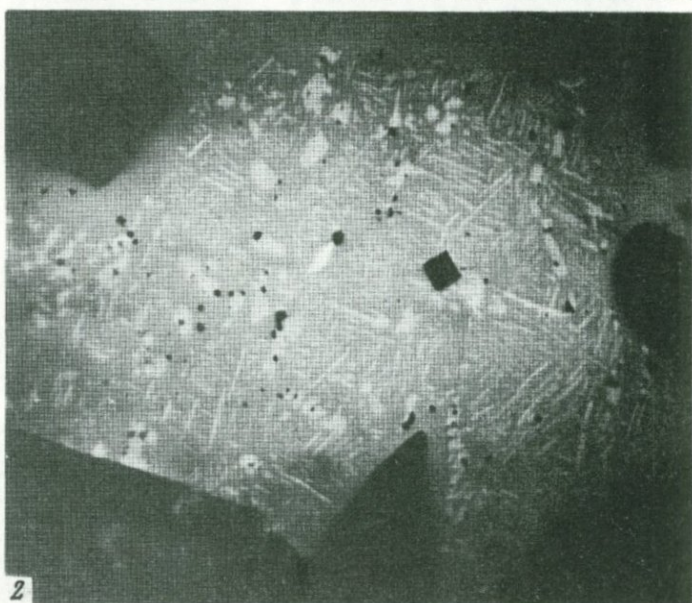
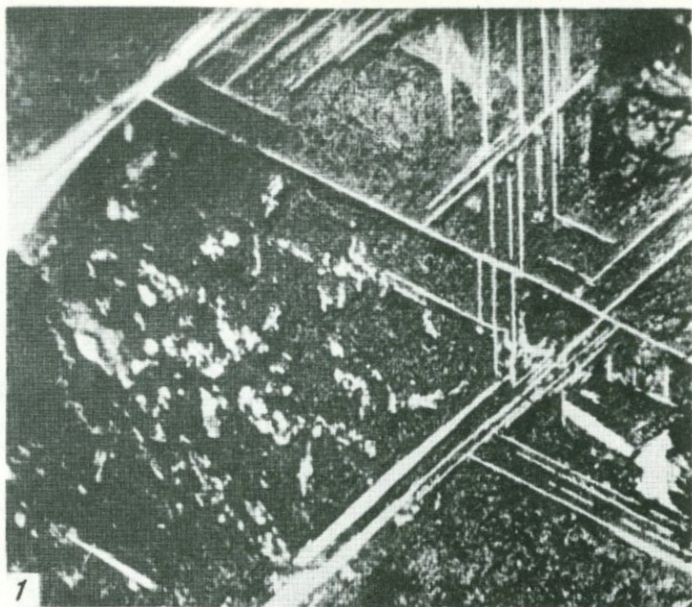


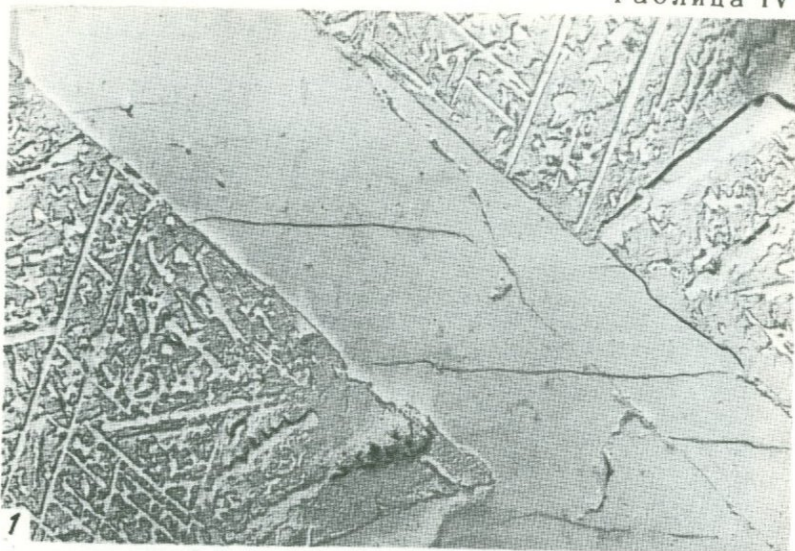
1

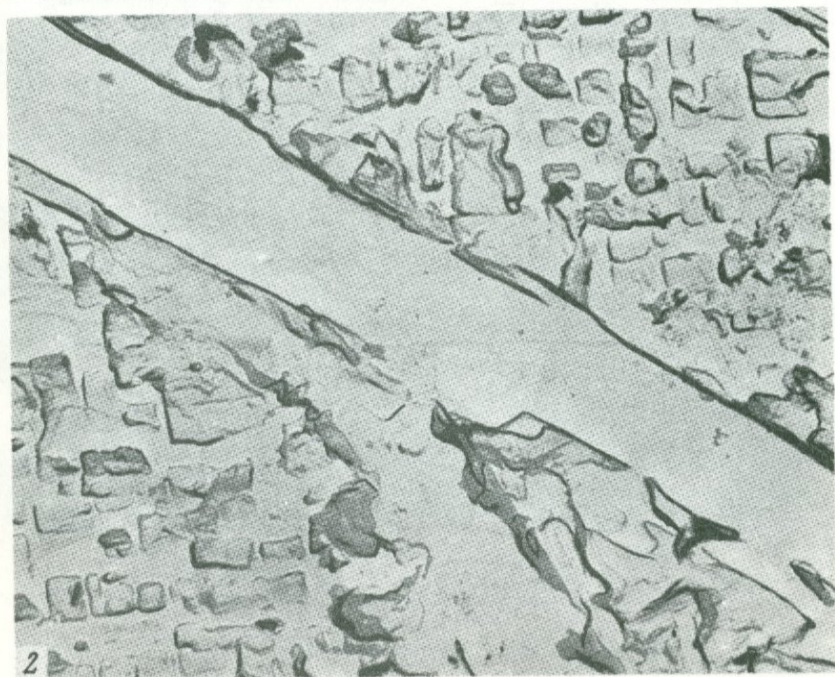
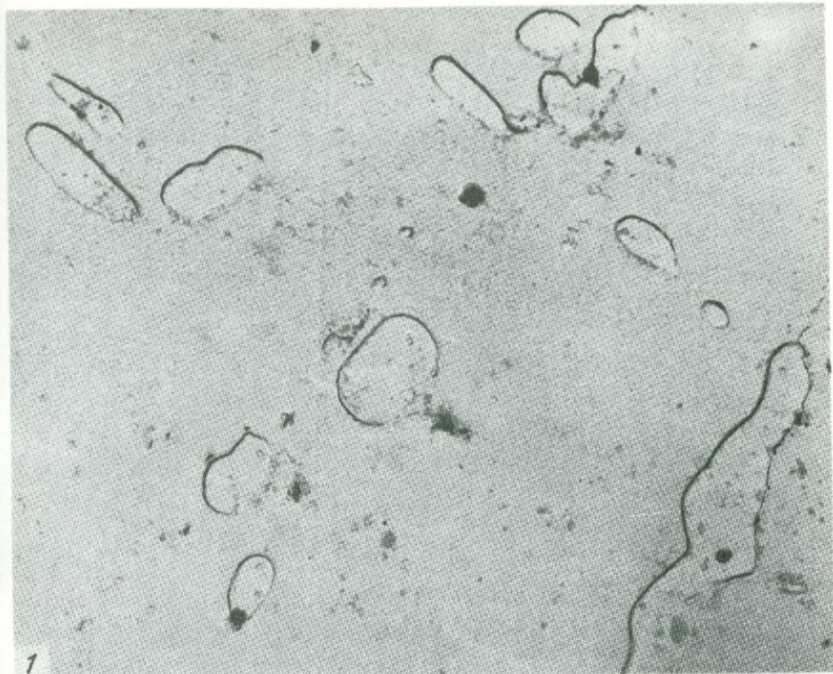


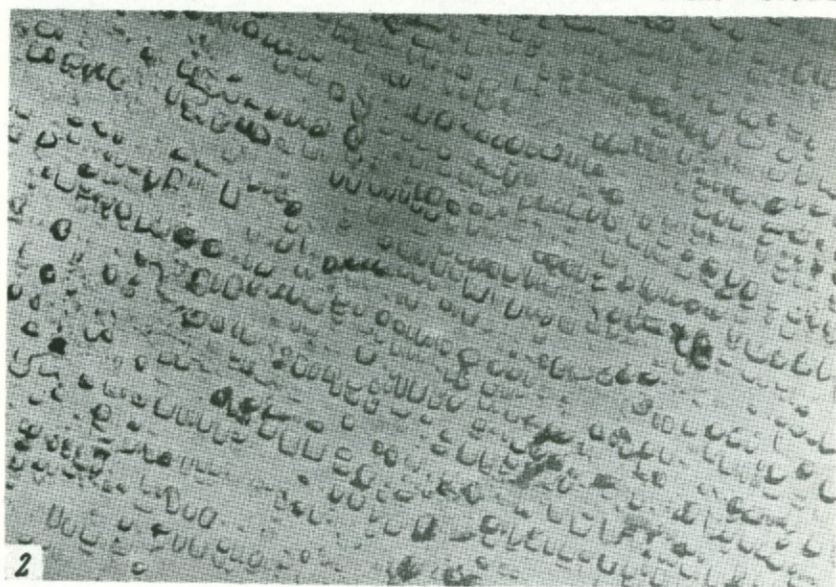
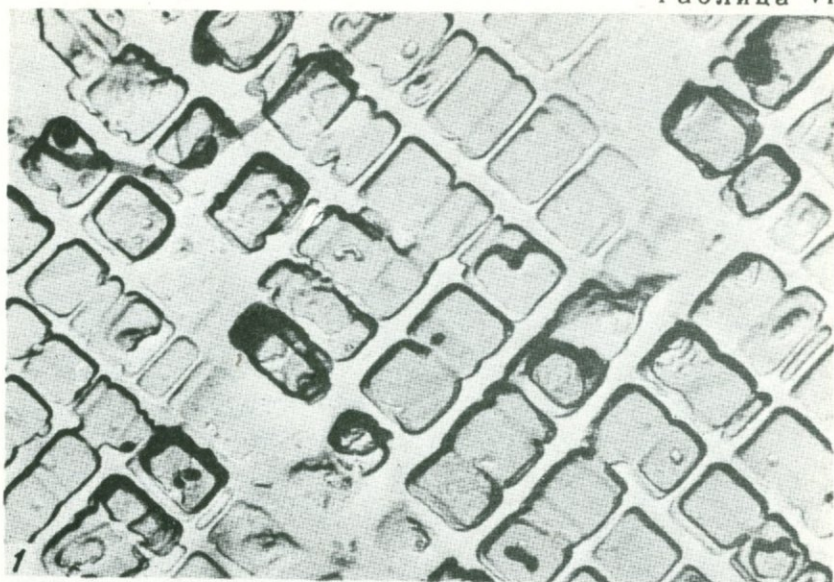
2

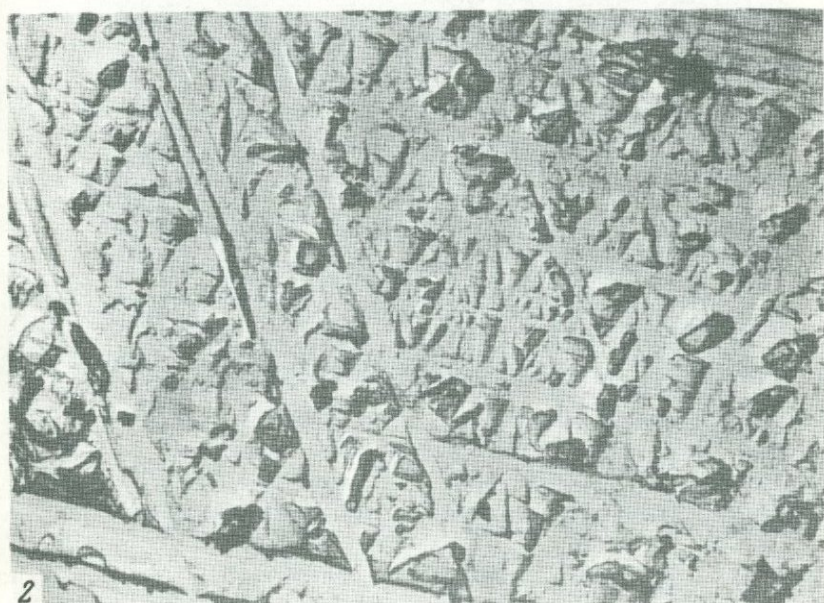
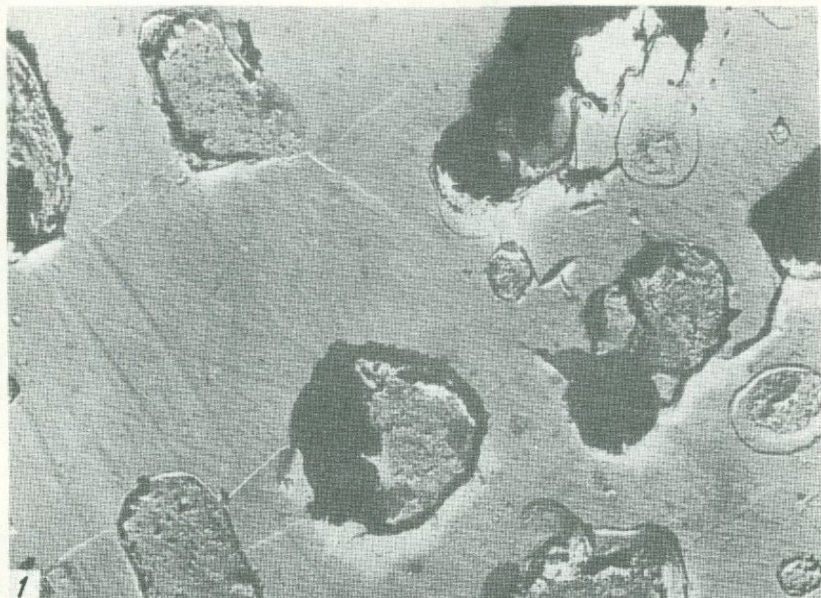


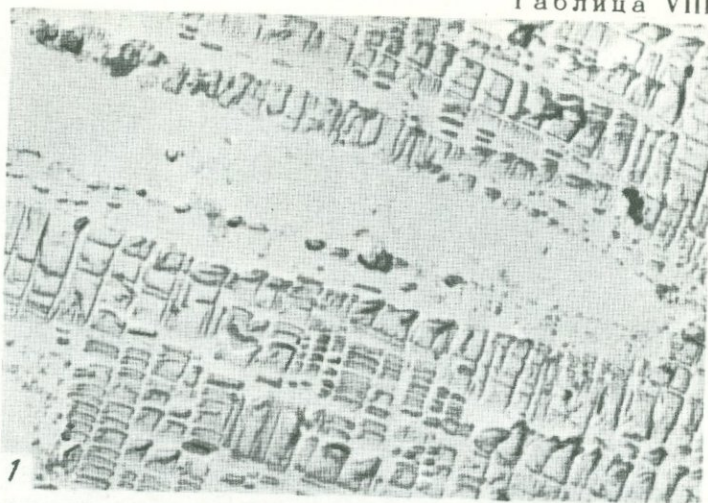


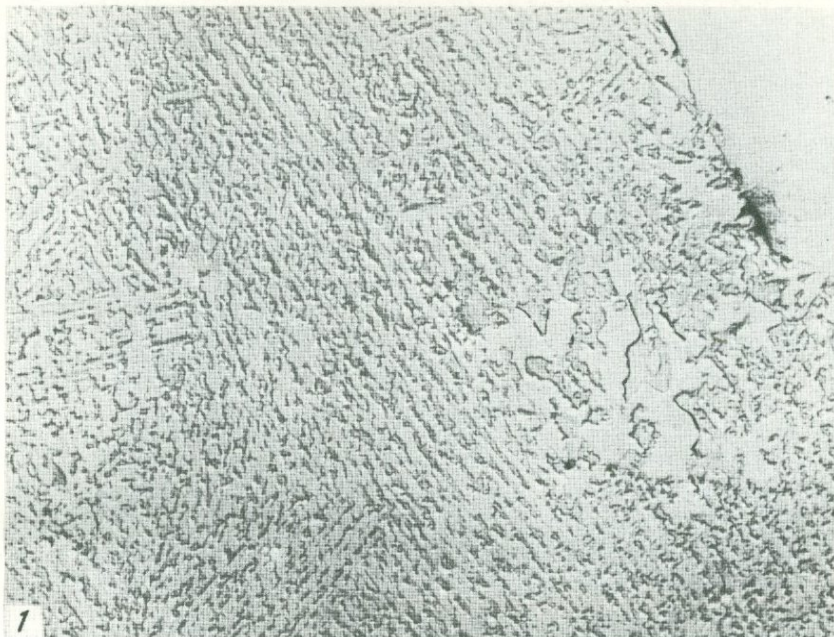


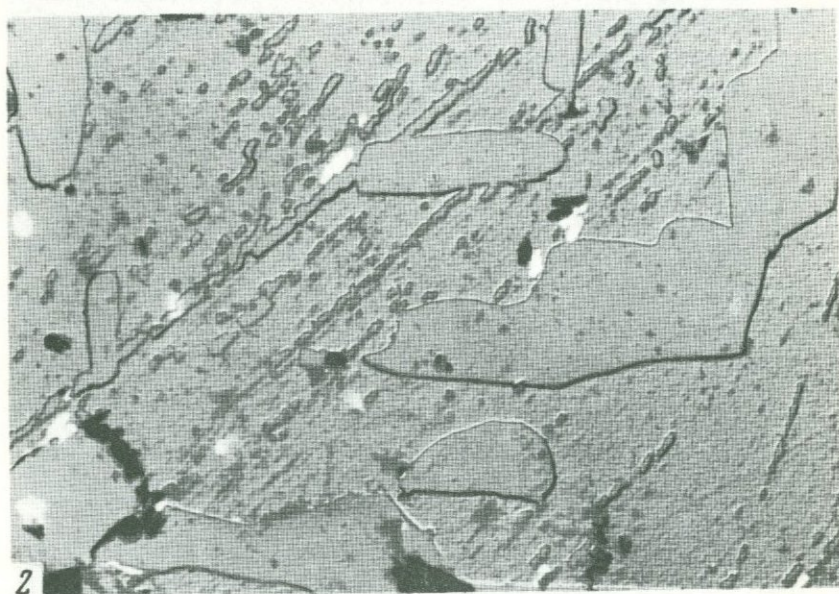
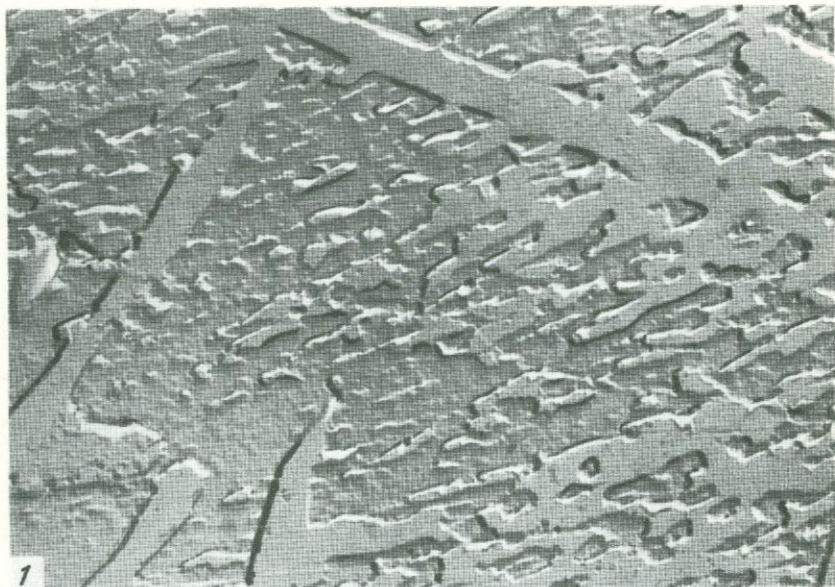












ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.	3
Часть первая. <u>МАГНИТНЫЕ МИНЕРАЛЫ ИЗВЕРЖЕННЫХ ГОРНЫХ ПОРОД, ИХ ИДЕНТИФИКАЦИЯ И ФАЗОВЫЕ ПРЕВРАЩЕНИЯ.</u>	7
Глава I. ОСНОВНЫЕ МАГНИТНЫЕ МИНЕРАЛЫ ИЗВЕРЖЕННЫХ ГОРНЫХ ПОРОД.	-
Титаномагнетитовая серия.	9
Гемойльменитовая серия.	20
Глава II. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ СОСТАВА МАГНИТНЫХ МИНЕРАЛОВ И ИХ ПЕРСПЕКТИВНОСТЬ ПРИ РЕШЕНИИ ПОСТАВЛЕННОЙ ЗАДАЧИ.	24
Магнитные методы.	-
Немагнитные методы.	27
Глава III. ПРЕВРАЩЕНИЯ ТИТАНОМАГНЕТИТОВ.	32
Распад титаномагнетитов.	33
Высокотемпературное окисление.	34
Низкотемпературное окисление.	36
Превращение катион-дефицитных титаномагнетитов.	40
Возможные процессы, приводящие к окислению титаномагнетитов.	42
Глава IV. ВОССТАНОВЛЕНИЕ СОСТАВА ПЕРВИЧНОГО ТИТАНОМАГНЕТИТА	47
Возможные пути определения состава первичного титаномагнетита.	-
Термомагнитное изучение зависимости состава титаномагнетитов от условий термообработки.	51
Изменение структурно-чувствительных магнитных характеристик в зависимости от условий термообработки.	62
Минераграфические исследования при изучении процесса гомогенизации	66
Электронно-микроскопические исследования при изучении процесса гомогенизации.	70
Локальный рентгеноспектральный анализ при изучении процесса гомогенизации	73
Диффузия на границе зерен титаномагнетита с силикатами и ильменитом	74
Распределение титана и железа в зернах титаномагнетита до и после их термообработки.	75
γ-резонансная спектроскопия.	83
Сравнение результатов термообработки титаномагнетитов по данным различных методов исследования для определения состава первичных титаномагнетитов.	86
Глава V. ДИАГНОСТИКА МАГНИТНЫХ МИНЕРАЛОВ В ИЗВЕРЖЕННЫХ ГОРНЫХ ПОРОДАХ.	92
Магнетит.	-
Маггемит.	97
Титаномагнетиты.	99
Гематит.	103
Гемойльмениты.	105
ВЫВОДЫ.	107
Часть вторая. <u>УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ГЛАВНЫХ ТИПОВ МАГМ И ПОЯВЛЕНИЯ МАГНИТНЫХ МИНЕРАЛОВ.</u>	109
Глава I. ГЛУБИНА ЗАРОЖДЕНИЯ МАГМ, СВЯЗЬ МАГМАТИЗМА И ТЕКТониКИ	110
Среда возможного магмообразования.	-
Глубина зарождения магм и магматические очаги.	115
Геофизические данные.	-
Петрологические данные.	117
Магматизм и тектоника.	122

Глава II. УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И КРИСТАЛЛИЗАЦИИ МАГМ ПО ДАННЫМ ВУЛКАНОЛОГИЧЕСКИХ И ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ	125
Условия образования магматических пород по данным изучения деятельности современных вулканов.	-
Магнитные минералы и титан в изверженных горных породах.	129
P-T-условия образования магм и магматических пород (эксперимент).	132
Роль воды в образовании и кристаллизации магм (эксперимент).	135
Глава III. РОЛЬ ОКИСЛИТЕЛЬНО-ВОССТАНОВИТЕЛЬНЫХ УСЛОВИЙ ПРИ МАГМООБРАЗОВАНИИ И КРИСТАЛЛИЗАЦИИ МАГМ.	140
Влияние P_{O_2} на образование магматических пород.	144
Геологические данные.	-
Эксперимент.	147
Зависимость P_{O_2} от общего давления.	155
Глава IV. ВЛИЯНИЕ МЕТАМОРФИЗМА ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД НА МАГНИТНЫЕ МИНЕРАЛЫ.	156
ВЫВОДЫ.	158
<u>Часть третья. МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА ИЗВЕРЖЕННЫХ ГОРНЫХ ПОРОД И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И КРИСТАЛЛИЗАЦИИ МАГМ.</u>	162
Глава I. СВЯЗЬ МАГНИТНЫХ СВОЙСТВ ИЗВЕРЖЕННЫХ ГОРНЫХ ПОРОД С УСЛОВИЯМИ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ МАГМЫ.	-
Начальная стадия кристаллизации.	-
Процесс кристаллизации, Термомагнитная характеристика состава магнитных минералов.	167
Влияние всестороннего давления на состав кристаллизующихся магнитных минералов, Термомагнитная характеристика.	180
Влияние направленного давления, Магнитная анизотропия.	190
Глава II. МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД И ГЛУБИНА МАГМАТИЧЕСКИХ ОЧАГОВ.	194
Точка Кюри титаномагнетитов и глубина магматических очагов.	-
Связь точек Кюри магнитных минералов с петрохимическими особенностями изверженных пород.	196
ВЫВОДЫ.	201
<u>Часть четвертая. РЕЗУЛЬТАТЫ ТЕРМОМАГНИТНОГО ИЗУЧЕНИЯ БАЗАЛЬТОВ И ДРУГИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД РАЗЛИЧНЫХ РЕГИОНОВ МИРА</u>	205
Глава I. ВУЛКАНИТЫ РИФТОВЫХ ЗОН.	-
Африкано-Аравийская рифтовая система.	206
Рифтовые зоны Европы.	212
Монголо-Байкальская горная область и некоторые другие районы, подобные рифтовым.	216
Срединный Атлантический хребет и некоторые другие рифтовые зоны океанов	220
Острова океанов, относящиеся к рифтовым зонам.	223
Платформенный вулканизм (траппы и щелочно-ультраосновной комплекс)	225
Глава II. ВУЛКАНИТЫ ОСТРОВНЫХ ДУГ.	229
Курило-Камчатская островная дуга.	-
Японская островная дуга и примеры отрезков других островных дуг.	235
Зоны сложного вулканотектонического развития на примерах Сихотэ-Алиня и Армении.	238
ВЫВОДЫ.	248
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.	251
ЛИТЕРАТУРА.	254
ОБЪЯСНЕНИЯ К ТАБЛИЦАМ.	275
ТАБЛИЦЫ I-X.	277

2021k

1583



ИЗДАТЕЛЬСТВО «БЕЛУС»