

УДК 550.382.3

## ВЫСОКОЖЕЛЕЗИСТЫЕ БАЗАЛЬТЫ ИСЛАНДИИ И ИХ МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА

© 1995 г. В. И. Трухин\*, Ю. С. Геншафт\*\*, А. Г. Горшков\*\*\*,  
В. А. Жилиева\*, В. Ю. Сафрошкин\*

<sup>^</sup>Физический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова  
\*\*Институт сейсмологии ОИФЗ им. О.Ю. Шмидта РАН  
\*\*\*Институт океанологии им. П.П. Шишова

Поступила в редакцию 02.02.93 г.

Исследованы магнитоминералогические свойства малоизученной разновидности базальтов-ферробазальтов Исландии. Показано, что их ферромагнитная фракция представлена в основном крупнозернистыми титаномagnetитами, что обуславливает высокую величину намагниченности насыщения  $I_s$  и относительно низкие величины естественной остаточной намагниченности  $I_n$ . Часть образцов имеет очень низкие точки Кюри  $T_c$  от 5 до 45°C, т.е. высокое содержание ульвошпинели от 0.57 до 0.7 мол. доли. Обнаружено, что третичные породы по сравнению с четвертичными в среднем имеют в два раза большие величины  $I_s$  и  $K_0$ , но меньшие величины параметров магнитной жесткости. Циклическое терморазмагничивание  $I_n$  показало наличие разнонаправленных компонент. Установлено сходство магнитных характеристик ферробазальтов Исландии и трапов Якутии. Геохимические исследования показали, что ферробазальты Исландии формировались в закрытой системе и малоглубинных условиях.

Ферробазальты, содержащие 12-20 весовых процентов суммарного FeO, относятся к весьма редким породам океанической коры. По-видимому, они являются дифференциатами первичной магмы, исходно обогащенной Fe и Mg относительно типичных первичных магм срединно-океанических хребтов (MORB). Одним из немногих регионов, где ферробазальты достаточно широко распространены, является Исландия. Исландские ферробазальты по химическому составу и содержащимся в них минералам являются близкими аналогами ферробазальтов других участков мировой системы срединно-океанических хребтов, где они из-за высокого содержания ферримагнетиков могут вносить существенный вклад в формирование аномального магнитного поля. Это делает магнитоминералогическое исследование ферробазальтов Исландии актуальной задачей. Для ферробазальтов характерно повышенное содержание щелочей NaO и K<sub>2</sub>O вплоть до 4-6%, что приближает их по составу к щелочным базальтам. В Исландии ферробазальты пространственно расположены между толеитовыми и щелочными базальтами. Основной целью излагаемой работы было установление состава ферримагнитной фракции и особенностей формирования магнитных свойств высокожелезистых базальтов в зависимости от условий их геологического существования.

### 1. ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Земная кора Исландии состоит из магматических пород, принадлежащих различным петрохимическим группам. Наблюдаются определенные закономерности в их пространственном распределении относительно современной геотектонической структуры. В неовулканических северо-восточной и юго-западной частях рифтовой структуры Исландии проявлены породы толеитового типа. На южном фланге восточной неовулканической рифтовой зоны и в западной субширотной зоне п-ова Снайфедльснес распространены щелочно-базальтовые вулканы. В южной части восточной рифтовой структуры, между толеитовыми и щелочными базальтоидами располагаются вулканические поля с породами переходного петрохимического типа. Последние характеризуются повышенным содержанием TiO<sub>2</sub> и суммарным содержанием окислов железа. Этот высокожелезистый тип базальтов распространен достаточно широко в Исландии, в областях третичного магматизма/на востоке, севере и северо-западе Исландии [1 - 3].

На рис. 1 показаны места отбора образцов высокожелезистых базальтов в Исландии с содержанием (FeO + Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) более 13 мас. % по данным мокрой химии. Вулканогеологические исследования показывают, что высокожелезистые породы приурочены к длительно развивающимся

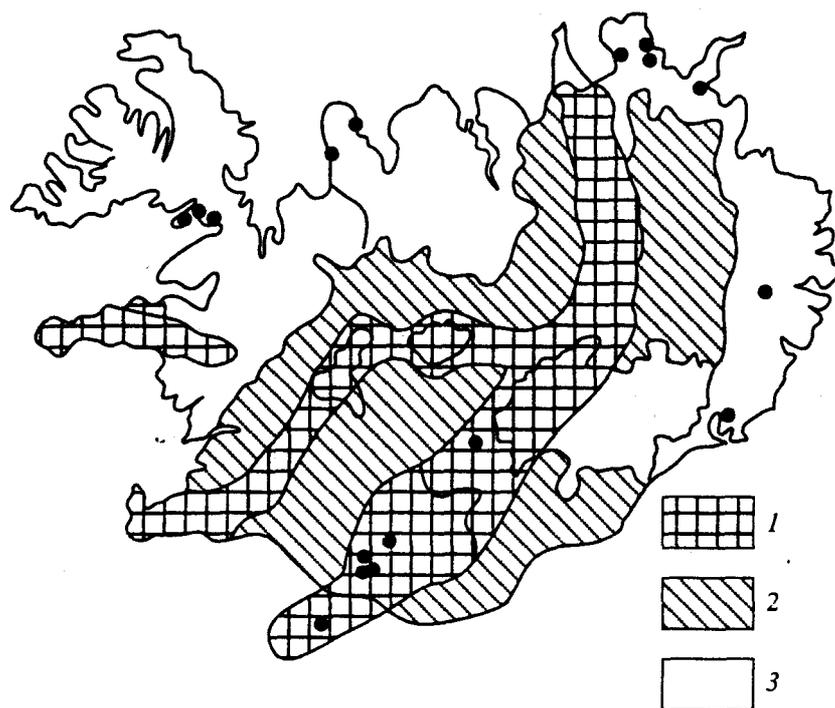


Рис. 1. Места отбора образцов высокожелезистых базальтов (залитые точки). 1 – зоны четвертичного вулканизма, 2 – зоны плиоценового вулканизма, 3 – зоны третичного вулканизма.

магматическим системам, проявляемым в вулканизме центрального типа. Так, высокожелезистые породы известны в третичных комплексах полигенных вулканов центрального типа Кроуксфьорд, Тингмули, в четвертичных и современных вулканических системах Геклы, Катлы, Снайфедльснес и др. По распространенности вулканических пород с высокими содержаниями окислов железа и титана Исландия является аномалией относительно осевых зон срединных океанических хребтов Рейкьянес и Колбенсей [4].

В табл. 1 приведены средние химические составы базальтоидов переходного типа по данным С.П. Якобсона [1] для современной восточной неовулканической зоны и по данным авторов для двух выборок, одна из которых характеризует изученные в настоящей работе образцы. Видно, что высокожелезистые базальты из разных структурных зон Исландии разного возраста различаются по химическому составу крайне незначительно. По данным П. Тая [2] титаномагнетиты в виде близиквидусных фенокритов встречаются только в переходных вулканитах Fe-Ti типа, тогда как в породах остальных петрохимических групп ферримангнетик обычен в основной массе.

## 2. ПЕТРОЛОГИЯ ФЕРРОБАЗАЛЬТОВ ИСЛАНДИИ

Как отмечалось выше, в Исландии распространены магматические породы, принадлежащие к толеитовой, щелочнобазальтовой и переходной

высокожелезистой сериям. При этом все петрохимические типы встречаются на всех временных этапах геологической истории острова. Соотношения пород упомянутых серий на петрохимических диаграммах хорошо аппроксимируются известным трендом пород вулканического массива Тингмули [3]. Диаграмма, приведенная на рис. 2 показывает, что высокожелезистым разностям пород действительно присущи черты химизма, свойственные как толеитам, так и щелочным базальтам.

Экспериментальные исследования по плавлению и кристаллизации ряда пород базальтового состава в условиях контролируемой летучести кислорода [5] позволили выявить наиболее вероятные пути образования магм высокожелезистого типа. Ведущим процессом является малоглубинная кристаллизация магнезиальных толеитов и щелочных базальтов в условиях  $O_2 < NNO$  (никель-бунзенин). На характер накопления в остаточном расплаве Fe и Ti влияют такие факторы, как режим  $O_2$ , щелочность исходной магмы, степень равновесности процесса кристаллизации. При достаточно восстановительных условиях между буферами QFM (кварц-фаялит-магнетит) и IW (железо-вюстит) буферирующее влияние на накопление железа будет оказывать вхождение последнеговосиликатные фазы (оливин, клинопироксен) при снижении температуры кристаллизации. В этих условиях кристаллизация магмы приводит к накоплению железа в остаточном расплаве.

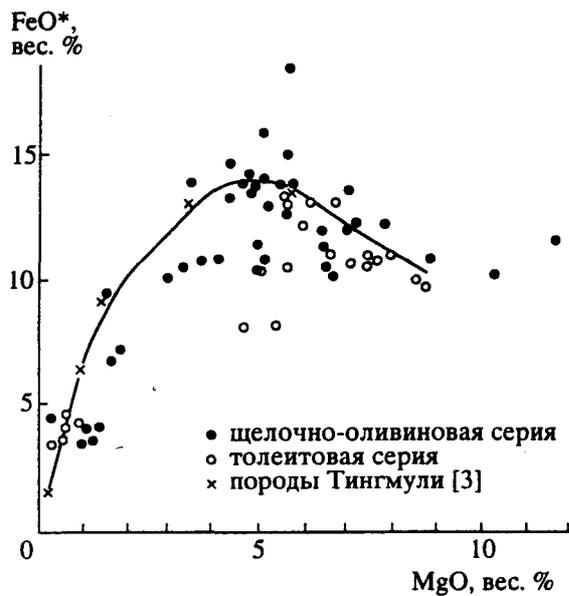


Рис. 2. Соотношение содержаний  $\text{FeO}^*$  и  $\text{MgO}$  в вулканиках Исландии. Линией нанесен тренд Тингмулли по данным [3].

При более высоких окислительных условиях ( $f\text{O}_2 \geq \text{NNO}$ ) наряду с силикатами кристаллизуется титаномагнетит, что ограничивает накопление в расплаве Fe и Ti и приводит к росту содержания в нем Si.

Широкое распространение в вулканических породах Исландии кумулятивных включений, со-

Таблица 1. Средние химические составы (мас. %) высокожелезистых базальтов Исландии

Основные окислы	Ватнафьёдль	Гекла	Катла	Данные авторов $\Sigma\text{FeO} > 13\%$	
				4	5
$\text{SiO}_2$	46.32	47.29	47.22	47.85	46.97
$\text{TiO}_2$	3.69	3.98	4.47	3.00	3.20
$\text{Al}_2\text{O}_3$	14.09	13.66	12.91	13.58	13.73
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	3.54	2.55	3.01	5.10	5.24
FeO	12.01	12.48	12.27	9.44	9.23
MnO	0.23	0.24	0.21	0.22	0.22
MgO	6.08	5.67	5.10	5.28	5.38
CaO	9.81	9.59	9.92	9.67	9.65
$\text{Na}_2\text{O}$	2.81	2.95	2.98	3.48	4.45
$\text{K}_2\text{O}$	0.53	0.62	0.76	0.52	0.55
$\text{P}_2\text{O}_5$	0.46	0.56	0.53	0.44	0.44
$\Sigma\text{FeO}$	15.20	14.78	15.06	14.03	13.95
N	13	10	19	37	19

Примечание. 1 - 3 [1]. 4 - ферробазальты Исландии, по данным авторов, 5 - образцы, изученные в настоящей работе (7 молод + 12 третичн). N - число анализов.

стоящих из плагиоклаза, оливина и клинопироксена (как например, в толеитах вулканической системы Вейдивётн и в щелочных базальтах п-ова Снайфедльснес) подтверждает вывод о большом значении в петрогенезисе базальтов различных петрохимических типов процессов фракционной кристаллизации. Очевидно, условия, благоприятные для генезиса высокожелезистых типов базальтовых магм, реализуются в длительно существующих малоглубинных магматических очагах, питающих вулканические аппараты центрального типа.

### 3. СОСТАВЫ МАГНИТНЫХ МИНЕРАЛОВ И УСЛОВИЯ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ

В подавляющей части изученных образцов магнитоупорядоченные минералы представлены рудными - титаномагнетитом и гемоильменитом. По морфологии зерен, их составу и структурному положению в породах можно различить первично-магматические фазы и образовавшиеся в результате окислительного распада титаномагнетита. Как правило, рудные представлены мелкими выделениями в основной массе породы (размер зерен не превышает 10 - 20 мкм), часто характеризуются скелетными формами роста. Ильменит обычно имеет призматическую или игольчатую форму в отличие от более изометричных титаномагнетитов. В отдельных образцах (№№ 86, 35-3а, 66, 84) наряду с мелкими зернами присутствуют относительно крупные образования рудных - до 50 - 60 мкм.

Распад титаномагнетита проявлен как в третичных, так и в четвертичных базальтах. В результате рекристаллизации формируются сростки титаномагнетита и гемоильменита, в которых шпинель содержит меньше ульвошпинельного компонента, чем исходные, неизмененные зерна. Там, где по титаномагнетиту развивается "сетка" гемоильменита, состав титаномагнетитовой матрицы близок к составу зерен шпинели в отмеченных сростках с гемоильменитом. Интегральный состав таких распавшихся зерен аналогичен составу неизменных зерен, присутствующих в том же самом образце базальта.

В табл. 2 приведены составы рудных фаз, представляющих первичные и вторичные образования. В некоторых образцах (№ 38а, 78) "первичные" титаномагнетиты (т.е. зерна без видимых признаков распада и рекристаллизации) характеризуются сильной изменчивостью по составу от зерна к зерну. Вероятно, та часть зерен, которая содержит меньше титана, претерпела перекристаллизацию при изменении  $T, f\text{O}_2$  условий. Во всяком случае, именно в этих образцах наблюдаются сростки блоков относительно низкотитанистого титаномагнетита и гемоильменита.

В интрузивных породах Исландии распространены титаномагнетиты с двумя модами распределения  $TiO_2$ : 12 мас. % и 24 мас. % [6]. Первые, очевидно, являются производными вторых, т.е. формируются как относительно низкотемпературные, субсолидусные продукты окисления высокожелезистых шпинелей. Такие же моды намечаются и для титаномагнетитов ферробазальтов. Сопоставление составов титаномагнетитов изученных образцов и интрузивных пород Исландии показывает, что шпинели обеих групп пород характеризуются близкими закономерностями изменчивости составов. При относительно низких содержаниях  $MnO$  – до 0.8 - 1.0 мас. % – вхождение последнего в решетку титаномагнетита положи-

тельно коррелирует с содержанием  $TiO_2$  (рис. 3). Можно предположить, что скоррелированное поведение  $Mn$  и  $Ti$  отражает перераспределение этих элементов в ильменитовую фазу при окислении шпинели. Иными словами, окислительный распад титаномагнетита протекает в условиях существования двухвалентного  $Mn^{2+}$ . В низкомагнезиальных титаномагнетитах (содержание  $MgO$  2.5 мас. %) увеличение содержания титана приводит к уменьшению содержания  $MgO$ . Однако, при более высоких концентрациях  $MgO$  в шпинели намечается положительная корреляция между вхождением этих компонентов в состав титаномагнетита (рис. 4). По минералого-петрографической классификации породы с такими

Таблица 2. Характерные составы рудных минералов в ферробазальтах Исландии, мас. % (все железо в виде  $FeO^*$ )

Образец	87				78					86		45		35-3а		
Тип фазы	П		В		П			В		П		П		П		
Минерал	Шп	Ил	Шп	Ил	Шп	Шп	Ил									
$SiO_2$	0.08	0.32	0.07	0.12	0.20	0.33	0.18	1.57	0.28	0.11	0.29	0.24	0.54	0.14	0.42	
$TiO_2$	22.50	49.20	17.44	49.82	15.70	19.83	48.77	13.76	49.03	26.23	49.70	20.45	47.02	25.52	50.04	
$Al_2O_3$	0.63	0.02	1.48	0.35	0.68	0.38	0.36	1.66	0.43	1.59	0.54	1.07	0.56	0.25	0.23	
$Cr_2O_3$	0.05	0.12	0.14	–	0.10	0.02	0.34	0.06	–	0.04	–	0.01	–	0.01	0.03	
$FeO^*$	72.68	47.37	77.39	48.59	77.53	74.30	48.78	81.06	49.18	67.94	47.50	71.58	48.73	59.23	48.12	
$MnO$	0.48	0.47	0.37	0.44	0.40	0.48	0.58	0.43	0.49	0.60	0.63	1.05	0.60	0.66	0.58	
$MgO$	3.05	3.77	3.62	2.86	3.36	3.39	2.64	3.21	3.13	3.91	2.50	2.13	2.94	3.06	2.31	
<i>n</i>	6	2	1	1	6	2	2	1	1	4	2	5	2	3	2	
Usp	0.64		0.48		0.45	0.57		0.42		0.75		0.60		0.74		
Ilm		0.89		0.90			0.89		0.88		0.92		0.87		0.92	
Образец	35-3а				84		80		38а				66	48а	48	41
Тип фазы	В				П		П		П		В		П	П	П	П
Минерал	Шп	Ил	Шп	Шп	Шп	Шп										
$SiO_2$	0.10	0.09	0.27	0.39	0.16	0.24	0.98	1.54	0.29	0.71	0.25	0.32	0.16	2.45	2.92	0.35
$TiO_2$	22.06	50.26	19.63	50.53	25.71	49.66	23.11	47.49	21.95	48.69	15.07	46.41	21.27	23.33	22.10	25.50
$Al_2O_3$	–	0.22	0.79	0.46	0.93	0.32	0.64	0.81	–	1.40	0.62	0.14	1.88	0.89	3.53	1.81
$Cr_2O_3$	0.06	–	0.09	–	0.03	0.33	0.16	–	–	–	0.06	–	0.08	0.19	0.28	0.10
$FeO^*$	72.46	47.82	73.23	46.73	68.67	47.73	71.16	48.24	71.14	47.58	73.23	48.26	70.35	67.90	63.66	65.72
$MnO$	0.51	0.52	0.51	0.58	0.55	0.65	0.60	0.62	1.51	0.48	0.34	0.52	0.81	0.90	0.59	0.75
$MgO$	2.99	2.36	3.50	3.00	3.01	2.53	3.09	2.30	2.66	3.00	3.06	3.09	5.42	0.07	1.28	0.82
<i>n</i>	1	1	1	1	4	3	3	1	1	1	1	1	5	4	4	8
Usp	0.63	–	0.57	–	0.74	–	0.69	–	0.64	–	0.46	–	0.62	0.78	0.77	0.76
Ilm	–	0.92	–	0.93	–	0.91	–	0.90	–	0.90	–	0.86	–	–	–	–

Примечание. *n* – число проанализированных зерен; П – первично выкристаллизованные зерна, для которых приведены средние составы; В – вторичные зерна из сростков, образованные в результате окислительного распада; Шп – титаномагнетит; Ил – гемейльменит; Usp и Ilm – мольные доли ульвошпинелевого и ильменитового компонентов в твердых растворах титаномагнетита и гемейльменита соответственно.

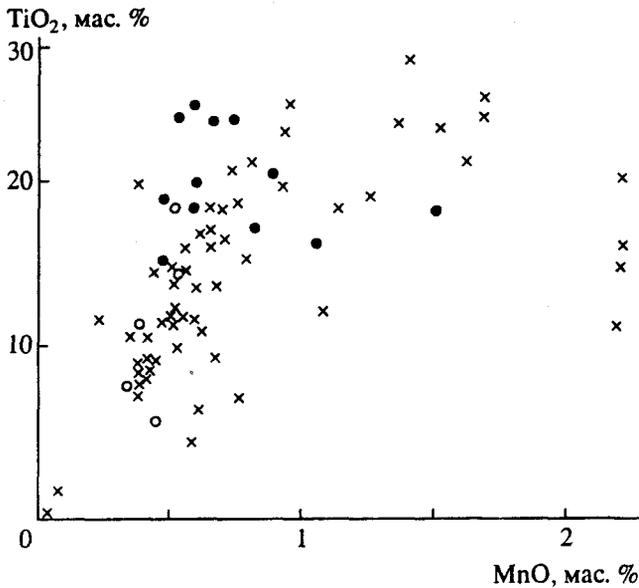


Рис. 3. Распределение MnO и TiO<sub>2</sub> в титаномagnetитах ферробазальтов (залитые кружки – первичные, пустые кружки – вторичные фазы) и интрузивных пород Исландии (крестики).

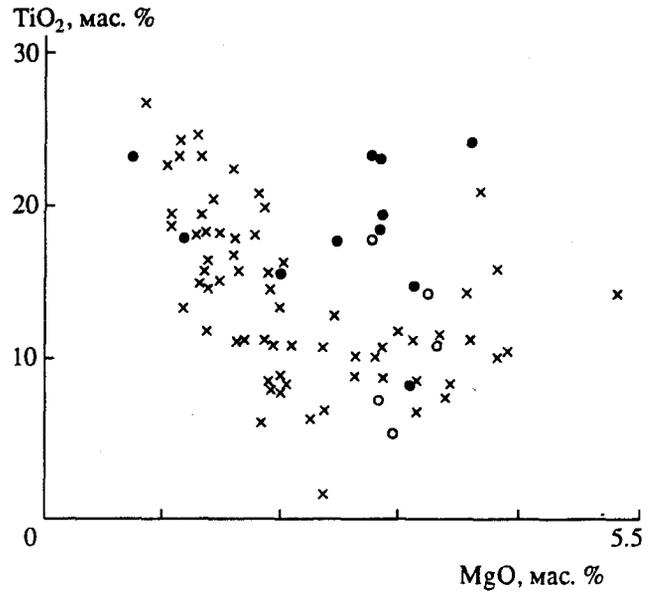


Рис. 4. Распределение MgO и TiO<sub>2</sub> в титаномagnetитах ферробазальтов и интрузивных пород Исландии. Обозначение см. подпись к рис. 3.

титаномagnetитами принадлежат к группам амфиболитизированных габбро, габбро-норитов и сегрегаций. Вероятно, при достаточно интенсивных процессах низкотемпературного окисления происходит перераспределение примесей – содержание MgO увеличивается в ассоциации с Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, а не с Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

Примесные элементы в титаномagnetитах исландских ферробазальтов характеризуются таким же скоррелированным поведением, что и в океанических базальтах [7], содержание Mn нарастает параллельно содержанию титана, а концентрации Mg и Al при этом уменьшаются. Однако, если в океанических базальтах установлено, что с понижением температуры летучесть кислорода уменьшается и кристаллизуются все более титанистые феррошпинели, то в железистых базальтах Исландии наблюдается обратная тенденция. С увеличением раскристаллизованности ферробазальтов нарастает щелочность остаточного расплава и кристаллизуются титаномagnetиты с более низким содержанием Ti, Mn и повышенным содержанием Mg и Al.

По составам сосуществующих титаномagnetитов и гемогенитов можно оценить  $T, f_{O_2}$  условия образования этих минеральных пар [8]. Результаты представлены на рис. 5 в виде диаграммы  $T-f_{O_2}$ . Видно, что условия равновесного сосуществования минералов близки к буферам QFM и NNO, причем можно выделить две области формирования первичных парагенезисов и вторичных. Первичные минералы кристаллизовались в условиях буфера QFM при магматических темпе-

ратурах выше 1000°C. Петрографические наблюдения свидетельствуют о преимущественно поздней кристаллизации рудных в основной массе, т.е. после некоторого охлаждения первичного расплава и возрастания потенциала кислорода.

Вторичный парагенезис возник в субсолидусе при дальнейшем росте фугитивности кислорода до буферных условий NNO и выше (при температурах менее 950°C). Такой режим изменения

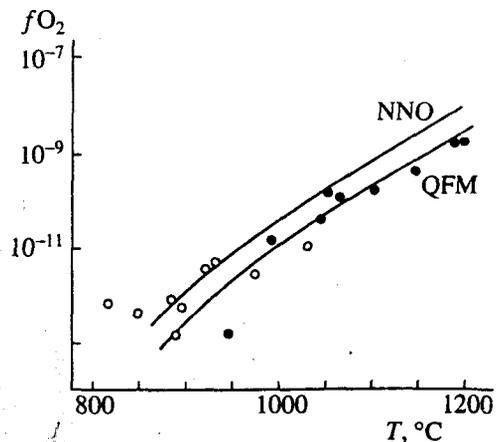


Рис. 5. Диаграмма температура–парциальное давление кислорода ( $T-f_{O_2}$ ) кристаллизации рудных фаз в ферробазальтах. Первично-магматический парагенезис – залитые кружки, условия кристаллизации вторичного парагенезиса при окислительном распаде – пустые кружки. Показаны линии буферных реакций никель + O<sub>2</sub> ⇌ бунзенит (NNO) и кварц + магнетит ⇌ фаялит (QFM).

фугитивности кислорода отвечает закрытой системе и предполагаемым малоглубинным условиям формирования и дифференциации высокожелезистых исландских магм [5]. Практически тот же режим  $fO_2$  при формировании толеитовых и щелочнооливиновых базальтовых магм Исландии установлен в [9].

#### 4. МЕТОДИКА И РЕЗУЛЬТАТЫ МАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для магнитных измерений использовались высокочувствительные стандартные измерители намагниченности и восприимчивости IR-4 и KLY-2 и оригинальная термомагнитная установка, описанная в [10].

В установке использован цифровой вибромагнитометр с компьютерным управлением и накоплением данных. Основные характеристики установки таковы: максимальная величина магнитного поля – 1300 Э, температурный диапазон от –196°С до 650°С. Погрешность калибровки канала магнитного момента – 2%, погрешность измерения температуры 2°С. Термомагнитные данные обрабатывались также по методу спектрального термомагнитного анализа (СТМА), изложенному в [11]. Суммарные результаты изучения магнитных свойств ферробазальтов представлены в табл. 3 и на рис. 6 - 9.

В табл. 3 приведены данные измерений основных изотермических магнитных характеристик. Из нее видно, что средние значения магнитных

Таблица 3. Изотермические магнитные характеристики ферробазальтов Исландии

№№ обр.	Возраст	$k_0 \times 10^6$ , ед. СГСМ	$I_n \times 10^3$ , Гс	$Q_n$	$h_{1/2}$ , Э	$S \times 10^3$ , Гс	$S_v^* \times 10^4$ , Э	$I_s$ , Гс	$I_{rs}$ , Гс	$\frac{I_{rs}}{I_s}$	$H_{CR}$ , Э	$\frac{I_n}{I_s} \times 10^3$	$\frac{I_n}{I_{rs}} \times 10^3$
35-2	третичный	2610	3.2	2.4	150	13	2.7	4.4	0.38	0.09	115	0.73	8.42
35-3а		5860	2.9	1.0	40	16	2.3	7.0	0.52	0.07	118	0.44	5.58
38а		4150	0.2	0.1	70	17	2.6	6.5	0.66	0.10	135	0.03	0.32
40в		8120	1.0	0.2	10	43	5.7	7.5	0.19	0.02	80	0.13	5.26
41-а		6150	4.2	1.4	35	17	4.0	4.2	0.29	0.07	70	1.00	14.50
41в		2420	0.4	0.4	35	14	4.7	3.0	0.17	0.06	79	0.15	2.65
45		3780	9.9	5.2	55	-	-	8.5	1.20	0.14	163	1.16	8.25
48		5000	5.3	2.1	250	23	1.7	12.0	1.97	0.16	260	0.42	2.69
48а		4010	0.6	0.3	80	10	1.7	5.7	0.58	0.10	259	0.11	1.03
60		5030	8.6	3.4	30	16	3.4	4.7	0.20	0.04	74	1.83	18.60
61		3570	1.6	0.9	52	4	0.7	4.8	0.48	0.10	246	0.33	3.33
ср.		4609	3.4	1.6	74	17	3.0	6.2	0.60	0.09	145	0.57	7.06
78	четвертичный	2500	1.6	1.3	180	15	3.1	4.8	0.55	0.12	250	0.33	2.51
80		640	8.3	26.0	150	5	5.2	1.0	0.26	0.27	147	8.74	31.90
84		2080	9.1	8.7	70	9	1.9	4.7	0.95	0.20	509	1.94	9.58
86		250	13.2	106	300	1	1.7	0.6	0.17	0.28	254	22.0	18.82
86а		3370	5.2	3.1	45	38	19	2.0	0.22	0.11	125	2.60	26.00
87		3320	3.8	2.3	35	-	-	5.8	0.57	0.10	120	0.66	6.67
ср.		2026	6.9	24.6	130	13.6	6.2	3.2	0.44	0.18	234	6.0	15.9
66	современ.	6000	31.6	10.0	80	31	4.4	7.0	1.57	0.22	121	4.5	20.10
328		2430	5.8	4.8	80	10	3.0	3.2	0.34	0.11	136	1.81	17.05
среднее по коллек.		3752	6.1	9.4	92	14.9	3.6	5.1	0.59	0.12	172	1.51	10.70

Примечание:  $k_0$  – начальная магнитная восприимчивость;  $I_n$  – естественная остаточная намагниченность;  $Q_n = I_n / k_0 H_r$  – фактор Кенигсбергера,  $H_r$  – неоманитное поле;  $S$  – коэффициент магнитной вязкости;  $S_v^*$  – постоянная магнитной вязкости,  $H = 10$  Э;  $S_v^* = SH / I_s$ ;  $I_s$  – намагниченность насыщения,  $I_{rs}$  – остаточн. намагниченность насыщения;  $H_{CR}$  – остаточнокоррелятивная сила,  $h_{1/2}$  – медианное магнитное поле.

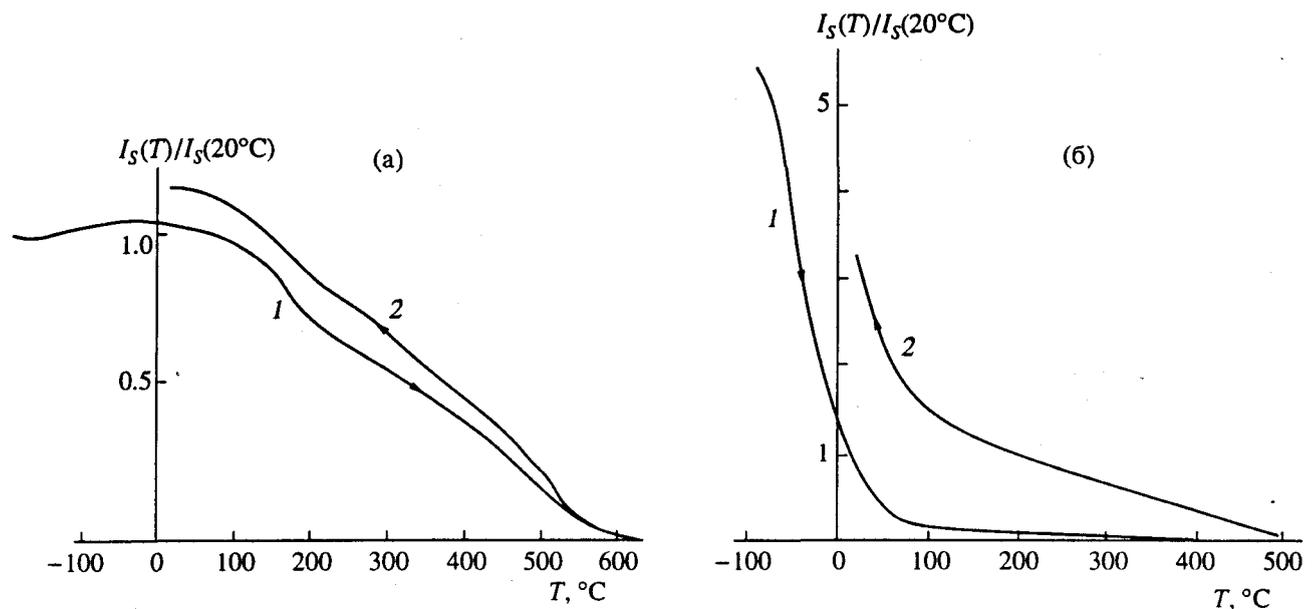


Рис. 6. Термомагнитные кривые  $I_S(T)$  четвертичных ферробазальтов Исландии: 1 – нагрев, 2 – охлаждение; а – обр. 78, б – обр. 86.

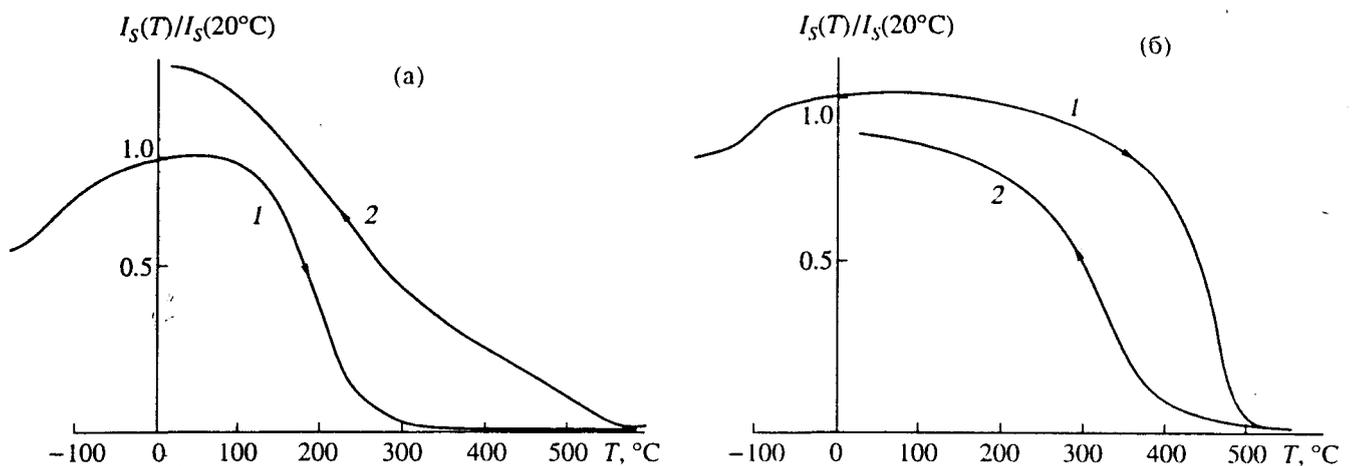


Рис. 7. Термомагнитные кривые  $I_S(T)$  третичных ферробазальтов Исландии. 1 – нагрев, 2 – охлаждение; а – обр. 35-3а, б – обр. 48.

параметров ферробазальтов третичного и четвертичного возраста существенно различаются. Третичные ферробазальты характеризуются более высокими значениями начальной магнитной восприимчивости  $k_0$  и намагниченности насыщения  $I_S$  и, наоборот, более низкими величинами естественной остаточной намагниченности  $I_n$ , фактора Кенигсбергера  $Q_n$ , остаточнокоэрцитивной силы  $H_{CR}$ , параметра магнитной вязкости  $S_V^*$ , медианного магнитного поля  $h_{1/2}$  и отношений  $I_{rS}/I_S$ ,  $I_n/I_S$ ,  $I_n/I_{rS}$  по сравнению с такими же характеристиками четвертичных ферробазальтов. Если су-

дить по величине  $I_S$ , концентрация ферромагнитных минералов в третичных ферробазальтах в 2 раза выше, а их магнитная жесткость ( $Q_n$ ,  $h_{1/2}$ ,  $H_{CR}$ ,  $I_{rS}/I_S$ ,  $I_n/I_S$ ) существенно ниже, чем в четвертичных. Естественная остаточная намагниченность  $I_n$  в третичных породах в 2 раза меньше, чем в четвертичных. Этот результат указывает, с одной стороны, на то, что в ферромагнитной фракции третичных ферробазальтов содержится большее количество обогащенных железом магнитоупорядоченных минералов, чем в четвертичных ферробазальтах, а с другой стороны, что эти минералы имеют достаточно крупные зерна.

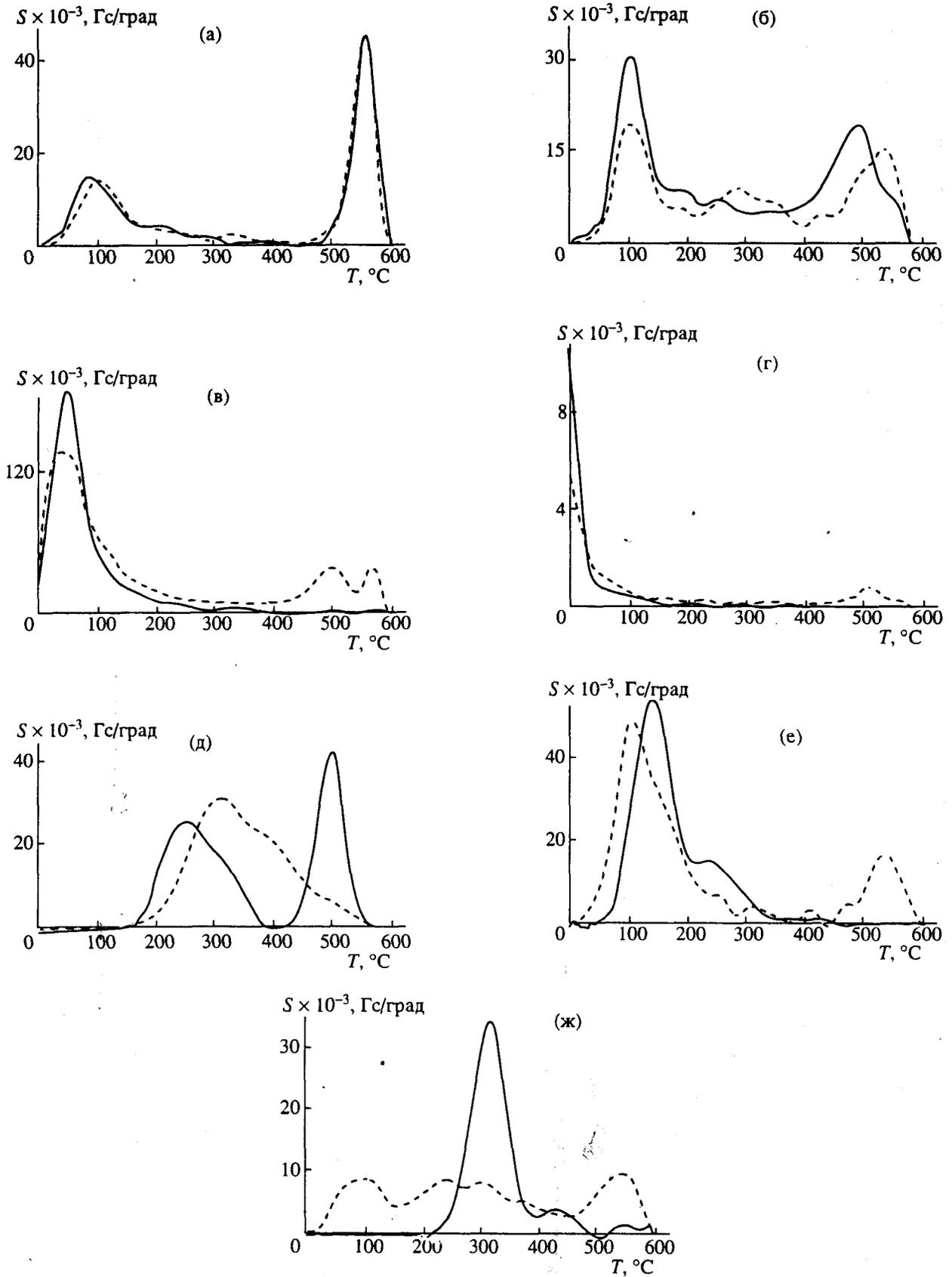


Рис. 8. Кривые спектральной плотности ферромагнитной фракции ферробазальтов Исландии  $S(T)$ . 1 –  $S(T)$  до нагрева и 2 –  $S(T)$  после нагрева; а – обр. 84, б – обр. 87, в – обр. 80, г – обр. 35-2, е – обр. 41а, ж – обр. 41в.

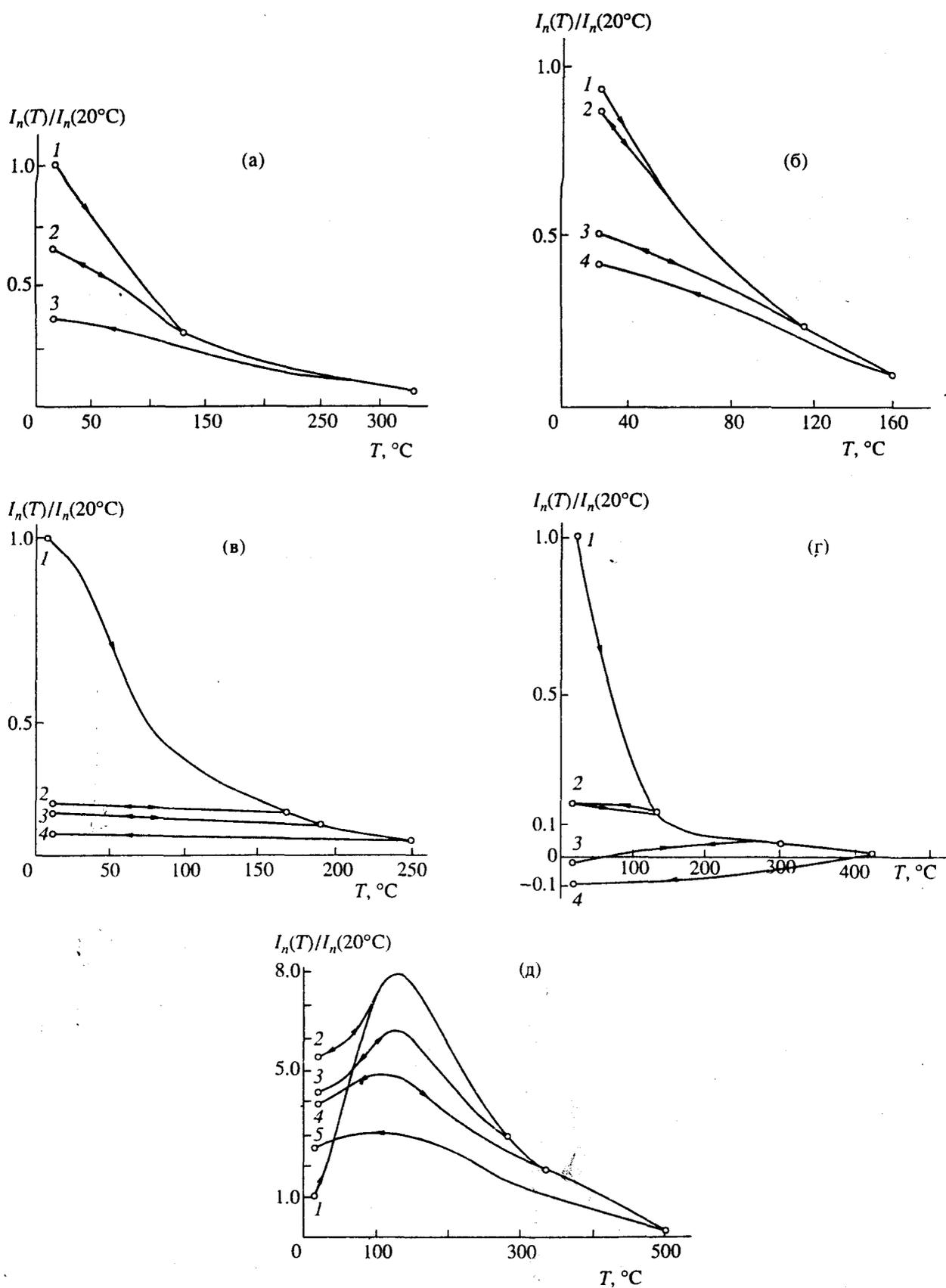


Рис. 9. Кривые  $I_n(T)$  циклического терморазмагничивания ферробазальтов Исландии: а – обр. 66, б – обр. 80, в – обр. 38а, г – обр. 48а, д – обр. 328.

Если в исходном состоянии во время образования третичных ферробазальтов их ферримагнитная фракция была идентична ферримагнитной фракции четвертичных, то изменение магнитных характеристик первых обусловлено химическими превращениями ферримагнитных минералов. Возможно, что в третичных ферробазальтах с течением геологического времени происходило лишь разрушение первичной  $I_n$ , а образование вторичной химической намагниченности  $I_{rc}$ , характерной для достаточно мелких зерен, близких к однодоменным, было затруднено.

Из табл. 2 следует, что по данным микрорентгеноспектрального анализа наблюдается различие в содержании  $TiO_2$  в шпинелях: в первичных зернах титаномагнетита содержится около 23%, во вторичных – около 18%. Различие в содержании ульвошпинели в четвертичных и третичных ферробазальтах незначительное: первичные зерна титаномагнетита в четвертичных содержат от 0.57 до 0.75 мольной доли ульвошпинели, а в третичных – от 0.60 до 0.78. Однако, вторичные зерна титаномагнетита в третичных ферробазальтах встречаются гораздо чаще, чем в четвертичных. В них содержание ульвошпинели колеблется в пределах от 0.46 до 0.63, т.е. ее содержание ниже, чем в первичных зернах титаномагнетита. Таким образом третичные титаномагнетиты изменены в большей степени, чем четвертичные.

Основная информация о ферримагнитной фракции образцов была получена на основе данных термомагнитного анализа. По форме кривых  $I_S(T)$  образцы коллекции можно подразделить на три группы.

Первую группу составляют обр. 78, 84, 87 четвертичных ферробазальтов. Их кривые  $I_S(T)$  имеют выпуклую форму с перегибом в области 80 - 190°C. Максимальные величины точек Кюри  $T_C$  этих образцов находятся в пределах 490 - 560°C. В цикле нагрев-охлаждение кривые  $I_S(T)$  нагрева и охлаждения практически одинаковы (рис. 6а).

Термомагнитные кривые  $I_S(T)$  второй группы образцов ферробазальтов четвертичного возраста (обр. 80, 86, 86а) имеют вогнутую форму, причем в низкотемпературной области ( $T < 0^\circ C$ ) наблюдается резкий рост намагниченности  $I_S$  при уменьшении температуры (рис. 6б). Судя по этим кривым, образцы имеют точки Кюри как в низкотемпературной (5 - 45°C), так и в высокотемпературной (520 - 590°C) частях температурной оси. Это не так часто встречается у базальтов [12, 13]. После нагрева образцов происходит возрастание величин  $I_S$ . При этом кривая охлаждения  $I_S(T)$  смещается относительно кривой нагрева в область высоких температур ( $T_{C\text{ охл}} > 500^\circ C$ ).

Третичные ферробазальты составляют третью группу образцов. Их термомагнитные кривые

$I_S(T)$  имеют в основном выпуклую форму, характерную для крупных зерен. После термообработки образцов их точки Кюри увеличиваются, а величины  $I_S$  обнаруживают как рост (рис. 7а), так и спад (рис. 7б), что типично для однофазных окисленных титаномагнетитов. При этом рост  $I_S$  обычно наблюдается у титаномагнетитов с точками Кюри  $T_C \approx 425^\circ C$  и соответственно с высоким содержанием  $TiO_2$  (примерно до 12 мас. %), а спад  $I_S$  – у титаномагнетитов с  $T_C > 500^\circ C$  и соответственно с малым содержанием  $TiO_2$  (менее 6.5 мас. %) [14]. Исключение составляет обр. 48, у которого  $I_S$  и  $T_C$  после нагрева уменьшаются, что может быть связано с регомогенизацией структур распада твердого раствора магнетит-ульвошпинель (рис. 7б).

Более подробно данные о составе ферримагнитной фракции ферробазальтов были получены на основе спектральных кривых  $S(T)$  [11].

Рассмотрим спектральные кривые  $S(T)$ , представляющие собой в пределах погрешности спектрального термомагнитного анализа зависимости распределения ферримагнитных (зерен) фаз по их точкам Кюри с учетом количественного вклада. Сравним особенности кривых  $S(T)$  ферробазальтов четвертичного возраста с различными типами кривых  $S(T)$  (группа 1, обр. 84 и 87 и группа 2, обр. 80 и 86) (рис. 8а - 8г). Из приведенных на рис. 8б кривых  $S(T)$  образцов 84 и 87 видно, что в их ферримагнитной фракции высокотемпературная фаза с  $T_C = 490 - 560^\circ C$  и низкотемпературная с  $T_C = 80 - 190^\circ C$  преобладают над другими. Намагниченность насыщения  $I_S$  после цикла нагрев-охлаждение у этих образцов возрастает незначительно, не более чем на 20% от исходной величины. В исходном состоянии у образцов 80 и 86 (группа 2) (рис. 7в, 7г) явно преобладает низкотемпературная фаза с  $T_C$  от +5° до 45°C. После их первого нагрева до 600°C происходит рост  $I_S$  в 2 - 3 раза, а кривые  $S(T)$  становятся по форме близкими к кривым  $S(T)$  образцов 84 и 87 (группа 1) (рис. 8а, 8б).

Это, по-видимому, связано с развитием окислительного процесса в зернах титаномагнетита при нагреве образцов в лаборатории в условиях доступа воздуха. Сравнение изотермических магнитных характеристик образцов этих групп показывает, что обр. 84 и 87 (гр. 1) характеризуются более высокими величинами  $K_0$ ,  $I_S$ ,  $I_{rc}$  и более низкими значениями отношений  $I_{rc}/I_S$  по сравнению с величинами этих характеристик у образцов 80 и 86 (гр. 2) (табл. 3). Такое соотношение величин параметров четвертичных ферробазальтов 1-й и 2-й групп может указывать на различные условия формирования титаномагнетитов этих групп образцов. В образцах 2-й группы преобладает мелкозернистая низкотемпературная фаза, которая

Таблица 4. Экспериментальные и расчетные точки Кюри образцов ферробазальтов

№ обр.	$T_{C1}$ , °C	$T_{C2}$ , °C	$T_{C3}$ , °C	$T_{C\text{расч}}$ , °C
35-2	240	480	415	—
35-3а	250		520	П-36 В 138
38а	415		480	П-109 В 240
40в	380		490	—
41а	140	250	545	—
41-в	320	430	545	П 22
45	260		520	П 138
48	470		390	П 15
48а	410		535	П 5
60	160		530	—
61	490		510	—
78	190	510	540	П 204 В 270
80	45		530	П 73
84	560		560	П 36
86	-5		520	П 30
86а	40		520	—
87	110	490	545	П 109 В 225
66	110	410	520	П 124
328	500		520	—

Примечание: П – первичные зерна, В – вторичные зерна,  $T_{C1}$  – точка Кюри основной фазы, вносящей наибольший вклад в  $I_S$  при комнатной температуре  $T_0$ ,  $T_{C2}$  – точка Кюри дополнительной фазы,  $T_{C3}$  – точка Кюри основной фазы после нагрева образца до  $600^\circ\text{C}$ ,  $T_{C\text{расч}}$  – точка Кюри, рассчитанная по данным микронзондового анализа в предположении стехиометричности титаномагнетита.

могла возникнуть в условиях быстрого охлаждения расплава.

Ферробазальты современных извержений (обр. 328 и обр. 66) по магнитным характеристикам практически не отличаются от четвертичных.

Третичные ферробазальты северо-запада Исландии, составляющие большую часть изученной коллекции, характеризуются преобладанием какой-либо одной фазы в ферримагнитной фракции. Точки Кюри их в исходном состоянии лежат в пределах от  $140$  до  $500^\circ\text{C}$ , однако, у образцов 35-2, 41а, 41в (рис. 8д - 8ж) отчетливо заметна и вторая фаза. После нагрева в лаборатории до  $T = 600^\circ\text{C}$  у большинства из них увеличивается намагниченность насыщения  $I_S(20^\circ\text{C})$ , в наибольшей степени у образца 45. По-видимому, это связано с развитием процесса однофазного окисления титаномагнетита и переходом его в гетерофазное состояние в этих образцах. Действительно, по данным микронзондового анализа

(табл. 2) ферришпинель в ферробазальтах содержит значительное количество ульвошпинели. Рассчитанные точки Кюри имеют значения  $5 - 204^\circ\text{C}$  по первичным зернам и  $138 - 270^\circ\text{C}$  по вторичным. Точки Кюри, полученные в экспериментах, у подавляющего большинства образцов превышают расчетные точки Кюри (табл. 4). Это указывает на более сильное развитие окислительного распада в мелких зернах титаномагнетита, которые, по-видимому, не доступны для исследования с помощью микронзондового анализа из-за их малости.

У другой группы образцов (41а, 48 и 60) величина  $I_S(20^\circ\text{C})$  снижается после термообработки. Некоторое расширение спектров состава (рис. 8д) и их смещение в сторону более низких температур может быть объяснено регомогенизацией структур распада.

Наши данные дают основание предположить, что на состав ферримагнитной фракции в природных условиях влияли два процесса – однофазное окисление, следы которого имеют все образцы третичного возраста, и менее заметное высокотемпературное окисление. Более мелкие зерна титаномагнетита первыми превратились в титаномагнетит, который в свою очередь распался на магнетит с небольшим содержанием изоморфных примесей ( $T_C > 500^\circ\text{C}$ ) и ламелли ильменита. В более крупных зернах, вносящих большой вклад в суммарную намагниченность  $I_S$ , сохранность титаномагнетита значительно выше, и при нагреве в лаборатории он также распадается на магнетит с небольшим содержанием титана и ильменит. Данный процесс сопровождается ростом  $I_S$  и  $T_C$ , что иллюстрирует рис. 8ж.

По-видимому, процесс однофазного и, особенно, гетерофазного окисления развит в большей степени в третичных ферробазальтах. На это указывает, как это отмечалось выше, существенное различие в величинах изотермических магнитных характеристик третичных и четвертичных ферробазальтов. Причем  $K_0$  и  $I_S$  третичных ферробазальтов выше, а остальные параметры ниже, чем у четвертичных ферробазальтов (табл. 3).

Эти результаты согласуются с минералогическими данными, подробно изложенными в п. 3, о возрастании потенциала кислорода в процессе преобразования ферробазальтов с течением времени.

С целью изучения компонентного состава  $I_n$  и магнитного взаимодействия между фазами нами был проведен эксперимент по циклическому терморазмагничиванию ферробазальтов с естественной остаточной намагниченностью  $I_n$ .

Циклическое терморазмагничивание образцов предусматривает нагрев образца с исходной величиной  $I_{n0}$  до некоторой температуры  $T_1$  и охлаждение до комнатной температуры, затем снова нагрев до  $T_2 > T_1$  и охлаждение до  $T_0$  и т.д.

Образец 66 современного извержения и обр. 80 четвертичного возраста не обнаружили аномального хода кривых  $I_n(T)$  (рис. 9а, 9б). Образцы третичного возраста 38а и 48а показали резкий спад величины  $I_n(20^\circ\text{C})$  при максимальной температуре цикла (рис. 9 в, 9г) у образца 48а при его охлаждении появляется слабая компонента  $I_n$  обратного направления (рис. 9г).

Аномальный ход кривых  $I_n(T)$  циклического терморазмагничивания был обнаружен у образца 328 (рис. 9д). При первом нагреве до  $T_1 = 55^\circ\text{C}$  (кривая 1) наблюдался сильный рост  $I_n$ , который продолжался при втором нагреве (кривая 2) до  $T_2 = 280^\circ\text{C}$ . При  $130^\circ\text{C}$  величина  $I_n(T)$  достигла максимума, значение  $I_n(130^\circ\text{C})$  в 8 раз превысило величину  $I_{n0}$ . Кривая 3 охлаждения образца от  $T_2 = 280^\circ\text{C}$  и все остальные кривые нагрева и охлаждения (3, 4, 5) также имеют максимум при  $130^\circ\text{C}$ . После последнего охлаждения от  $T_4 = 500^\circ\text{C}$  (кривая 5) величина  $I_n(20^\circ\text{C})$  в 2.5 раза превышает исходную величину  $I_{n0}$ . Кривая 1 до  $T_1 = 55^\circ\text{C}$  явно аномальна даже по отношению к другим аномальным кривым  $I_n(T)$  циклического терморазмагничивания, по-видимому, в этом случае произошло разрушение магнитовязкой компоненты, направленной антипараллельно более стабильной компоненте  $I_n$ .

При терморазмагничивании термоостаточной намагниченности  $I_{rT}$  в отсутствие внешнего поля  $H$  уменьшение  $I_{rT}$  должно происходить в том случае, когда температура нагрева  $T$  будет равна или превзойдет блокирующую температуру  $T_B$ . При наличии спектра  $T_B$  (и, соответственно, спектра парциальных  $I_{rT}$ ) разрушение исходной должно происходить постепенно, начиная с минимальной  $T_B$ . При этом при охлаждении от некоторой температуры  $T_i$  ( $20^\circ\text{C} < T_i < T_C$ ) из-за температурного хода  $I_S(T)$  должно выполняться такое соотношение  $I_{rT}(20^\circ\text{C}) \geq I_{rT}(T_i)$ .

Как видно из экспериментов по циклическому терморазмагничиванию ход кривых  $I_n(T)$  (рис. 9а, 9б) соответствует нормальному поведению  $I_n$  термомагнитных кривых. Ход кривых 3, 4 на рис. 9г является аномальным по сравнению с ходом обычных термомагнитных кривых, так как для них  $I_n(20^\circ\text{C})$  меньше  $I_n(T_2)$  и  $I_n(T_3)$ . Более того  $I_n(T_3)$  имеет антипараллельное направление по отношению к  $I_{n0}$ . Также аномальными являются кривые рис. 9д, которые имеют максимум при  $T = 130^\circ\text{C}$  и для них не выполняется вышеуказанное соотношение. В обоих случаях аномальное поведение  $I_n(T)$  можно объяснить наличием двух противоположно направленных компонент  $I_n$ . Сохранение низкотемпературной компоненты  $I_n$  при нагревах до высоких температур и охлаждениях при  $H = 0$  свидетельствует о том, что обратная компонента  $I_n$  возникает за счет внутреннего магнитного взаимодействия, т.е. имеют место не-

линейные эффекты намагничивания образцов 48а (третичный) и 328 (современный). Образцы с аномальными кривыми  $I_n(T)$  характеризуются наименьшими величинами  $Q_n$  и отношений  $I_n/I_S$  (табл. 3).

Таким образом, имеющее место в нашем случае отрицательное магнитное взаимодействие в ферромагнитной фракции ферробазальтов приводит к снижению значений их  $I_n$  и может быть одной из причин уменьшения  $I_n$  третичных ферробазальтов в 2 раза по сравнению с четвертичными.

## 5. АНАЛИЗ И ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Обнаруженные особенности магнитных свойств ферробазальтов Исландии сопоставлялись, с одной стороны, с магнитными характеристиками базальтов и глубинных пород Исландии, а с другой – с магнитными свойствами базальтов других регионов, а также траппов и серпентинитов.

Магнитным свойствам исландских базальтов посвящено значительное число опубликованных работ, но для сопоставления с нашими результатами рассмотрим работу [15], количество исследованных образцов в которой было наибольшим и превышало 1000. В ней, путем классификации зависимостей  $I_S(T)$ , полученных в цикле нагрев до  $T = 600^\circ\text{C}$ –охлаждение до  $T = 20^\circ\text{C}$  выделено несколько основных типов кривых. Тип 1 – гомогенный однофазноокисленный титаномагнетит (титаномаггемит), тип 2 – то же самое со следами высокотемпературного окисления, тип 3 – титаномагнетит, содержащий структуры распада, частичная регомогенизация которых происходит при нагреве в лаборатории. Изученные нами образцы классифицируются по данной схеме следующим образом: тип 1 – образцы 35-3а, 48а, тип 2 – 328, 38а, 40в, 87, 55, 78; тип 3 – 35-2, 45, 48, 60. Вместе с тем имеется ряд образцов, которые имеют кривые, сходные с приведенными в [15], но не входят в их классификацию, это образцы 80, 86 и 86а. Низкие точки Кюри замечены нами только в молодых породах, для более древних характерны  $T_C > 400^\circ\text{C}$  и наличие высокотемпературного окисления. Это согласуется с литературными данными [15].

Таким образом, одной из особенностей четвертичных ферробазальтов Исландии является наличие образцов (80, 86, 86а) с достаточно низкими точками Кюри ( $T_C = 5 - 45^\circ\text{C}$ ). Такие образцы встречаются редко даже среди океанских базальтов [13].

Сопоставление изотермических магнитных характеристик ферробазальтов и глубинных пород Исландии [6] показало их возрастную зависимость (табл. 5). Породы четвертичного возраста

Таблица 5. Средние значения изотермических магнитных характеристик горных пород различного происхождения и температурные интервалы нахождения их точек Кюри

Место отбора, порода	$k_0 \times 10^6$ , ед. СГСМ	$I_n \times 10^3$ , Гс	$I_S$ , ГС	$H_{CR}$ , Э	$\frac{I_{rs}}{I_S}$	$\frac{I_n}{I_S} \times 10^3$	$\frac{I_n}{I_{rs}} \times 10^3$	$T_C$ , °С	Примечание
Исландия, ферробазальты	3752	6.1	5.1	172	0.12	1.51	10.7	5 - 560	вся коллекция
	2026	6.9	3.2	234	0.18	6.0	15.9	5 - 560	четвертичные
	4609	3.4	6.2	145	0.09	0.57	7.06	140 - 490	третичные
Исландия, глубинные породы [6]	4063	—	2.38	292	0.14	—	—	70 - 580	вся коллекция
	2208	—	0.76	388	0.17	—	—	70 - 580	четвертичные
	5919	—	4.00	196	0.10	—	—	100 - 580	третичные
Исландия, хребет Рейкьянес, базальты [19]	—	12.6	1.3	504	0.37	12.9	—	160 - 380	вся коллекция
Камчатка, центральная часть [18], базальты	—	—	2.05	—	0.17	—	—	—	четвертичные
Красное море, толеит, базальты [16]	641	47.0	1.47	585	0.36	31.5	88.7	200 - 480	вся коллекция
Переходные ок. базальты [16]	200	1.40	0.44	274	0.36	3.2	8.8	300 - 580	»
Серпентиниты ок.	640	0.48	1.20	358	0.20	1.0	1.9	500 - 610	»
Траппы Якутии [17]	2151	5.12	2.48	179	0.12	2.1	19.7	200 - 555	»

обладают меньшими величинами  $k_0$  и  $I_S$  и, наоборот, большими значениями  $H_{CR}$  и  $I_{rs}/I_S$ , чем третичные. Однако коэрцитивность у глубинных пород выше, чем у ферробазальтов. По-видимому, такая возрастная зависимость изотермических магнитных характеристик связана с окислением с течением времени ферримагнитной фракции пород с образованием фазы, близкой к магнетиту. Такая тенденция прослеживалась и ранее на других вулканах [16]. Магнитные данные полностью соответствуют минералогическим данным (п. 3 текста и табл. 2).

Сопоставление магнитных свойств ферробазальтов с магнитными свойствами других изверженных пород [6, 17 - 20] (табл. 5) показало, что ферробазальты имеют наиболее высокие величины намагниченности насыщения  $I_S$ , а их естественная остаточная намагниченность  $I_n$  наоборот, гораздо ниже, чем, например, у толеитовых базальтов хребта Рейкьянес и Красного моря. Величины отношений  $I_n/I_S$  у третичных ферробазальтов близки к значениям этих отношений для серпентинитов, и ниже, чем у других базальтов. Диапазон  $T_C$  ферробазальтов в сравнении с другими базальтами наиболее широк, от +5 до 560°С. Редкой особенностью ферробазальтов Исландии является наличие точек Кюри, меньших 50°С [13].

Среди горных пород основного состава различных регионов (табл. 5) величины изотермических магнитных характеристик ферробазальтов Исландии близки к величинам изотермических

характеристик траппов Якутии, несмотря на их различие в возрасте. Более высокие значения  $I_S$  у горных пород Исландии и траппов Якутии по сравнению с  $I_S$  океанских пород свидетельствуют о повышенном окислительном потенциале магмы, приведшем к кристаллизации большого количества рудных минералов. Близкие величины отношений  $I_{rs}/I_S$  свидетельствуют о сходных размерах зерен ферримагнетика и сопоставимых временах охлаждения расплава. Близкий диапазон точек Кюри с учетом возрастного изменения  $T_C$  у ферробазальтов указывает на сходство соотношений железа и титана в рудных минералах, что может указывать на совпадение глубин расположения магматических очагов ферробазальтов и траппов.

## 6. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение магнитных свойств ферробазальтов Исландии четвертичного и третичного возрастов показало, что в целом они характеризуются большими величинами намагниченности насыщения  $I_S$  и начальной магнитной восприимчивости  $k_0$ , но низкими значениями естественной остаточной намагниченности  $I_n$  по сравнению с толеитовыми базальтами дна океана. По-видимому, условия формирования рудных минералов ферробазальтов способствовали образованию в них большого количества магнитоупорядоченных крупнозернистых минералов. Результаты магнитных исследований находятся в согласии с петрологическими и минералогическими исследованиями.

По данным о составе сосуществующих титаномагнетитов и гематитов ферробазальтов Исландии оценены соотношения  $T$  и  $fO_2$ . Из них видно, что условия равновесия сосуществования минералов близки к буферам QFM и NNO. Первичные минералы кристаллизовались в условиях буфера QFM при магматических температурах выше 1000°C. Вторичный парагенезис возник в субсолидусе при росте фугитивности кислорода до буферных условий NNO и выше (при температурах менее 950°C). Такой режим изменения фугитивности кислорода отвечает закрытой системе и малоглубинным условиям формирования и дифференциации ферробазальтов Исландии.

На основании экспериментов по циклическому термонамагничиванию третичных ферробазальтов у ряда образцов установлен аномальный ход кривых  $I_n(T)$ , а у некоторых из них обнаружена компонента обратного знака. Это свидетельствует о нелинейных процессах их намагничивания, обусловленных наличием магнитного взаимодействия в зернах их ферритмагнитной фракции.

Сходство магнитных свойств ферробазальтов Исландии и траппов Якутии дает основание предполагать определенную близость глубинных условий их генезиса. Как среди ферробазальтов, так и среди глубинных горных пород Исландии обнаружена возрастная зависимость их изотермических магнитных характеристик, причем четвертичные породы по сравнению с третичными обладают более низкими величинами  $I_s$  и  $k_o$ , но большими значениями параметров магнитной жесткости.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований по проектам 93-05-8718 и 93-05-9426.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Jakobsson S.P.* Petrology of recent basalts of the eastern volcanic, Iceland. // Acta Naturallia Islandica. 1979. V. 26. 103 p.
2. *Thy P.* Spinel minerals in transitional and alkali basaltic glasses from Iceland. // Nord. Vole. Inst. 1982. V. 8201. 31 p.
3. *Carmichaell S.E.* The petrology of Thingmuli a tertiary volcano in Eastern Iceland. // J. Petrol. 1964. V. 5. № 3. P. 435 - 460.
4. *Vogt P.R., Johnson G.L., Kristjansson L.* Morphology and magnetic anomalies north of Iceland. // Geophysical Journal. 1980.
5. *Кадик А.А., Луканин О.А., Лапин И.В.* Физико-химические условия эволюции базальтовых магм в приповерхностных очагах. М.: Наука, 1990. 346 с.
6. *Лыков А.В., Шолто А.В., Геншафен Ю.С.* Петромагнитные исследования глубинных пород Исландии // Физика Земли. 1993. № 9. С. 53 - 66.
7. *Furuta T.* Magnetic properties and ferrimagnetic mineralogy of oceanic basalts // Geophys. J. Int. 1993. V. 113. № 1. P. 95-114.
8. *Anderson D.J., Lindsley D.H.* New (and final!) models for the Ti magnetite / ilmenite geothermometer and oxygen barometer // EOS. 1985. V. 66. P. 416.
9. *Муравьева Н.С., Шевалеевский И.И., Игнатенко К.И., Щербовский Е.А.* Окислительно-восстановительные условия кристаллизации и состав окисных минералов вкрапленников в породах риолитбазальтовой ассоциации Исландии // Геохимия. 1980. № 6. С. 836 - 852.
10. *Караевский С.Х., Трухин В.И., Жилева В.А.* Высокочувствительная установка для измерения магнитных характеристик горных пород при одновременном воздействии магнитных полей. Магадан. 1984. Труды СКВНИИ. Магнетизм горных пород Востока СССР. С. 36.
11. *Иванов АЛ., Сафрошкин В.Ю., Трухин В.И., Некрасов А.И.* Спектральный термомагнитный анализ горных пород // Физика Земли. 1992. № 3. С. 62-71.
12. *Margraves R.B., Petersen N.* Notes on the correlation between petrology and magnetic properties of basaltic rocks. // Zeitschr Geophys. 1971. Bd. 7. S. 367 - 382.
13. Магнетизм и условия образования изверженных горных пород. М.: Наука, 1975. 288 с.
14. *Ozima V., Larson E.* Low- and high-temperature in oxidation of titanomagnetite in relation irreversible changes in the magnetic properties of submarine basalts // J. Geophys. Res. 1970. V. 15. № 5. P. 1003 - 1017.
15. *Becher H.* Magnetic anomalies (z) in NE-Iceland and their interpretation based on rock-magnetism investigations // Geophys. J. 1980. V. 47. № 1 - 3. P. 43 - 56.
16. *Трухин В.И., Багина ОЛ., Жилева В.А., Сафрошкин В.Ю.* Палеомагнетизм и нелинейные процессы намагничивания горных пород // Вестник МГУ. Сер. 3, Физика. Астрономия. 1993. Т. 34. № 1. С. 65 - 74.
17. *Трухин В.И., Сафрошкин В.Ю., Горшков А.Г.* Особенности намагниченности океанических базальтов // Физика Земли. 1992. № 9. С. 65 - 74.
18. *Трухин В.И., Жилева В.А., Зинчук Н.Н., Романов Н.Н.* Магнетизм кимберлитов и траппов. М., МГУ, 1989. 165 с.
19. *Ермаков В.А., Печерский Д.М., Шаронова З.В.* Петромагнитная характеристика четвертичных вулканических пород Центральной Камчатки // Изв. АН СССР-. Физика Земли. 1982. № 12. С. 76 - 87.
20. *Горшков А.Г., Кашинская И.И., Сафрошкин В.Ю.* Оценка доли магнитной фазы в толеитовых базальтах осевых зон Красноморского рифта и хребта Рейкьянес. // ДАН СССР. 1991. Т. 320. № 3. С. 591 - 594.