!

ФИЗИКА ЗЕМЛИ, 2009, N 7, с. 63-77

УДК 550.3822

ПРИРОДА ВЫСОКИХ ЗНАЧЕНИЙ АНИЗОТРОПИИ МАГНИТНОЙ ВОСПРИИМЧИВОСТИ ОБРАЗЦОВ ГОРНЫХ ПОРОД С МНОГОДОМЕННЫМИ ФЕРРОМАГНЕТИКАМИ

© 2009 г. Ш. З. Ибрагимов', И. Ю. Чернова[1], Ю. Н. Осин[2]

'Казанский государственный университет им. В.И. Ульянова-Ленина, г. Казань

e-mail:shamil.ibragimov@ksu.ru

[2]Физико-технический институт им. Е.К. Завойского КазНЦ РАН, г. Казань

e-mail: osin@kfti.knc.ru

Магнитно-минералогическими, оптическими методами и микрозондированием были изучены образцы различных горных пород, обладающих высокими значениями анизотропии магнитной восприимчивости (АМВ). Было установлено, что для образцов, содержащих псевдооднодоменные ферромагнетитные удлиненные частицы, источником АМВ является анизотропия распределения не только самих ферромагнитных зерен, но и ферромагнитных участков в неоднородных акцессорных минералах. Для образцов с многодоменными ферромагнетиками природа АМВ обусловлена ориентацией ильменитовых ламелей в структурах распада титаномагнетитов или ориентацией ферромагнитных структур распада в сульфидах железа.

PACS:91.25.F

ВВЕДЕНИЕ

Магнитная анизотропия (МА) является одним из генетических признаков горных пород [Чупров, 1987|. МА несет информацию об образовании естественной остаточной намагниченности пород, которая необходима при палеомагнитных исследованиях [Шолпо, 1977; Печерский, 1970|. Исследование МА имеет прикладное значение: в работах [Raposo, 2007; Bascou, 2005] приведены сведения об использовании анизотропии магнитных свойств при корреляции даек и силл, изучении направления движения лавовых потоков.

Происхождение магнитной анизотропии в горных породах достаточно подробно изложено в работах [Potter, 2006; Hargraves, 1991; Bascou, 2005; Canon-Tapia, 1996]. В этих работах приводятся три основные причины возникновения МА:

1. В породах, содержащих ферромагнетики с большими значениями намагниченности насыщения и относительно малым коэффициентом кристаллографической анизотропии (титаномагнетиты или магнетит), преобладает анизотропия формы или анизотропия распределения. Эта анизотропия обусловлена магнитостатическим взаимодействием ферромагнитных зерен.

2. АМВ может быть обусловлена предпочтительной ориентировкой кристаллографических осей ферромагнитных минералов, так называемая магнитокристаллическая анизотропия. Этот вид анизотропии наиболее характерен для пород, содержащих гематит и пирротин.

3. Анизотропия, обусловленная внешним давлением на ферромагнитные зерна породы, так называемая магнитострикционная анизотропия.

При анализе природы анизотропии важную роль играет оценка магнитной текстуры. Магнитная текстура - преимущественно пространственная ориентация осей легкого намагничивания в поликристаллическом образце ферромагнитного материала, в результате которой он обладает магнитной анизотропией. Различают линейную и плоскостную магнитные текстуры, а также их комбинацию | Печерский, 1985].

Технически проще и доступнее измерять анизотропию магнитной восприимчивости (АМВ) в магнитных полях, сопоставимых по напряженности с земным магнитным полем (примерно 40 А/м). Реже проводятся измерения анизотропии остаточной намагниченности (АОН), созданной также в малых полях. Значения АОН гораздо выше, чем значения АМВ, измеренных на одном и том же образце [Шолпо, 1977].

В перечисленных выше работах дается надежное обоснование АМВ для однодоменных (ОД) частиц, природа АМВ для псевдооднодоменных (ПОД) и многодоменных (МД) частиц остается до конца не выясненной. Очевидно, что магнитостатическое взаимодействие в случае МД-частиц не может является источником анизотропии по двум взаимосвязанным причинам: поля рассеяния МД-частиц не велики, а чтобы обеспечить магнитостатическое взаимодействие МД-частиц необходима высокая их концентрация.

Целью проведенных исследований было комплексное магнитно-минералогическое и минералогическое изучение образцов с высокими значениями АМВ с различными доменными состояниями для выявления причин, обусловивших анизотропию магнитной восприимчивости.

1. МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ ОБРАЗЦОВ И ОБРАБОТКИ РЕЗУЛЬТАТОВ

При проведении палеомагнитных исследований коллекции из 201 образцов, отобранных на территории Далдын-Алакитского поля Якутской алмазоносной провинции, проводились измерения магнитной восприимчивости (МВ). Образцы были представлены интрузивными породами (в основном породами траппповой формации), осадочными породами и кимберлитами из различных трубок. Каждый образец представлял собой ориентированный кубик со стороной 24 мм. Измерения АМВ проводились по трем взаимно перпендикулярным направлениям на приборе KLY-1. Для определения коэффициента анизотропии (K_a) проводились измерения по трем осям кубика, в результате получали минимальное ($æ_{min}$), среднее ($æ_{int}$) и максимальное ($æ_{max}$) значения магнитной восприимчивости; далее вычислялось значение линейного коэффициента анизотропии $K_a = æ_{max}/æ_{min}$. В результате измерения 201 образца было установлено, что из всей коллекции несколько образцов обладают аномально высоким значением K_a более 1.1. Для этих образцов определялись компоненты тензора АМВ, методика измерения образцов, расчета главных осей тензора второго ранга АМВ описана в работе [Tarling, 1993]. По измеренным значениям компонент тензора вычислялись значения МВ по главным осям тензора второго ранга и направления этих осей в координатах большого кубика.

В координатах большого кубика вычислялись плоскости, перпендикулярные осям тензора, и по этим плоскостям выпиливались малые кубики с размером ребра 8 мм. Размер малых кубиков определялся размером держателя образцов коэрцитивного спектрометра [Буров, 1981]. Малые кубики имеют собственную систему координат (в дальнейшем оси 1, 2 и 3), совпадающие с главными осями тензора АМВ. Для определения ферромагнитной фракции образцов проводились измерения на установке дифференциального термомагнитного анализа (ДТМА) [Буров, 1979].

Для оценки размеров и формы ферримагнитных зерен по каждому малому кубику были проведены исследования на рудном оптическом микроскопе ПОЛАМ Р-311. Для этого на каждом малом кубе полировались две плоскости: грань, в которой расположены оси 1 и 2, и грань, в которой находятся оси 1 и 3. На цифровую фотокамеру регистрировалось каждое ферромагнитное зерно, если зерен в аншлифе было не много. Если количество зерен было очень велико, то фотографировалась вся поверхность аншлифа отдельными участками. Обработка изображений проводилась с помощью пакета программ Standard Deviational Ellipse (Spatial Statistics) геоинформационной системы ArcGIS 9.2 [McCoy, 2004]. В результате обработки по каждому зерну были получены значения площади зерен; оценивалась форма зерен и их положение в плоскости аншлифа. Для оценки формы зерна каждое зерно аппроксимировалось эллипсом, причем площадь эллипса равнялась площади зерна. В результате численной характеристикой формы зерна являлось отношение A/B, где A и B – величины полуосей эллипса. Направление вытянутости эллипса оценивается углом α, который отчитывается от вертикальной оси снимка. Примеры оценки формы ферримагнитных зерен и определения угла α показаны на рисунках 1а и 1б. Ось 1 на снимках общая, поэтому при построении векторных диаграмм использовалась угловая зависимость от единого направления. Для этого угол α пересчитывался в угол γ, который отсчитывался от оси 1 (рис. 1в и 1г).

Статистическая обработка данных показала, что площадь зерен S и отношение полуосей эллипса A/B подчиняются логнормальному распределению. Поэтому в дальнейшем при анализе данных использовались не значения площади зерен S (мкм^2) и отношения A/B, а их натуральные логарифмы.

Разрешения оптического микроскопа не всегда достаточно для надежного выделения особенностей зерен, например наличия структур распада. Более достоверно это можно сделать, анализируя изображения во вторичных электронах и определяя состав зерна в точке (микрозондовый анализ). Микрозондовый анализ проводился на электронном микроскопе EVO 50 XVP "Zeiss" с энергодисперсионным спектрометром INCA 350 для определения элементного состава и с детектором CZ BCD для получения фотографий в отраженных электронах. Обработка изображений, полученных при микрозондировании, была аналогичной обработке фотографий, полученных оптическим микроскопом.

2. РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ ОБРАЗЦОВ

2.1. Магнитно-минералогический анализ образцов

Из всей коллекции были отобраны 6 образцов с $K_a > 1.10$. Данные по этим образцам приведены в табл. 1. В этой таблице $æ_{max}$, $æ_{int}$, $æ_{min}$ – собственные значения векторов тензора МВ по осям тензора, значения МВ даны в 10^{-5} ед. СИ. K_a – линейный коэффициент анизотропии, $K_a = æ_{max}/æ_{min}$; δ – относительная погрешность измерений МВ по координатным осям большого кубика, вычислялась по паре измерений проекций тензора по трем направ-

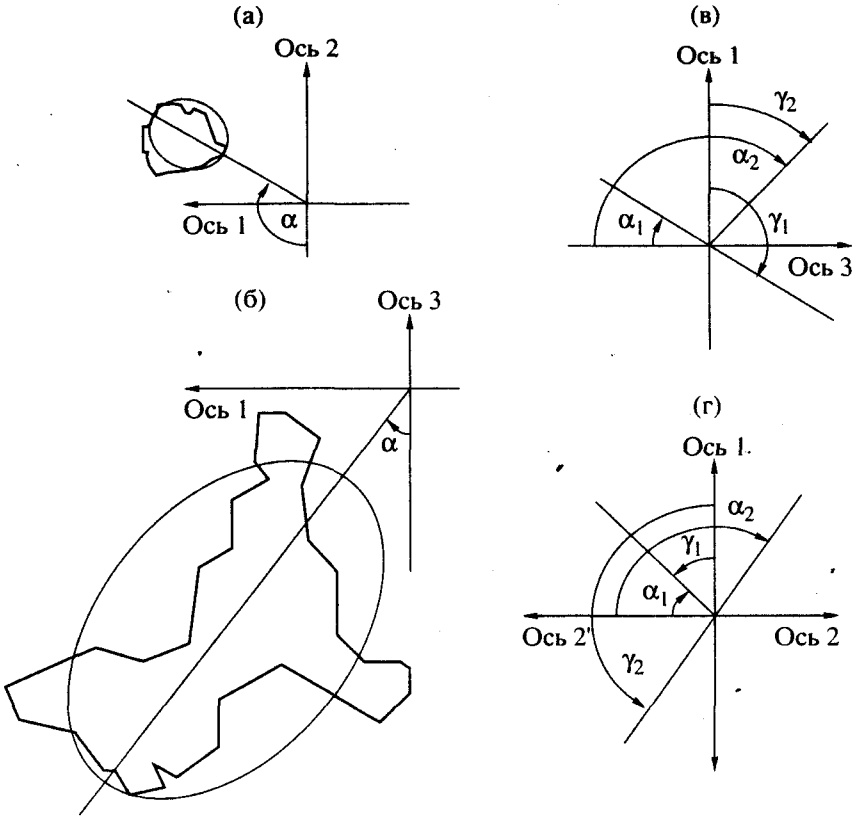

Рис. 1. Пример обработки снимков обр. 317: (а) S = 320 мкм^2, A/B = 1.1, α = 120°; (б) S = 3918 мкм^2, A/B = 1.6, α = 40°; (в) и (г) – определение угла γ для плоскостей 1-2 и 1-3.

лениям. T – параметр формы тензора МВ, который вычислялся по формуле [Jelinek, 1978]:

$$T = (2\eta_2 - \eta_1 - \eta_3)/(\eta_1 - \eta_3),$$

где: $\eta_1 = \ln(æ_{max})$, $\eta_2 = \ln(æ_{int})$, $\eta_3 = \ln(æ_{min})$.

При T > 0 форма тензора МВ представляет собой сжатый эллипсоид, если T < 0 – вытянутый эллипсоид. Можно предположить, что при T > 0 анизотропия МВ обусловлена плоскостной магнитной текстурой, а при T < 0 – линейной. Значения T < 0 отмечаются у образцов 317,1; 320,2 и u48,19, T > 0 регистрируются для образцов 21,3; k4-1,9 и u73,4.

В результате анализа кривых ДТМА было установлено, что все образцы можно подразделить на две группы (рис. 2):

1. Первую группу составляют образцы, на кривых первого и повторного нагревов которых диагностируется только одна ферромагнитная фаза с температурой Кюри (T_C) в районе 590°С (рис. 2а). В первую группу входят большая часть образцов: 21,3; 317,1; 320,2 и u73,4. Необходимо отметить, что у образца u73, помимо высокотемпературной "магнетитовой" фазы, незначительный вклад в индуктивную намагниченность вносит более низкотемпературная фаза с T_C около 500°С.

Таблица 1

№№	Порода	$æ_{max}$ (10^{-5} ед. СИ)	$æ_{int}$ (10^{-5} ед. СИ)	$æ_{min}$ (10^{-5} ед. СИ)	δ, % 1.01	K_a	T
317,1	туфопесчаник	620	572	530	1.0	1.17	–0.03
320,2	туфопесчаник	2238	2070	1931	0.6	1.16	–0.05
21,3	долерит	1286	1247	1162	1.3	1.11	0.29
k4-1,9	долерит	2352	2251	2072	0.5	1.14	0.31
u48,19	кимберлит	4066	3454	3033	2.2	1.34	–0.11
u73,4	кимберлит	6589	6421	5360	1.1	1.23	0.75

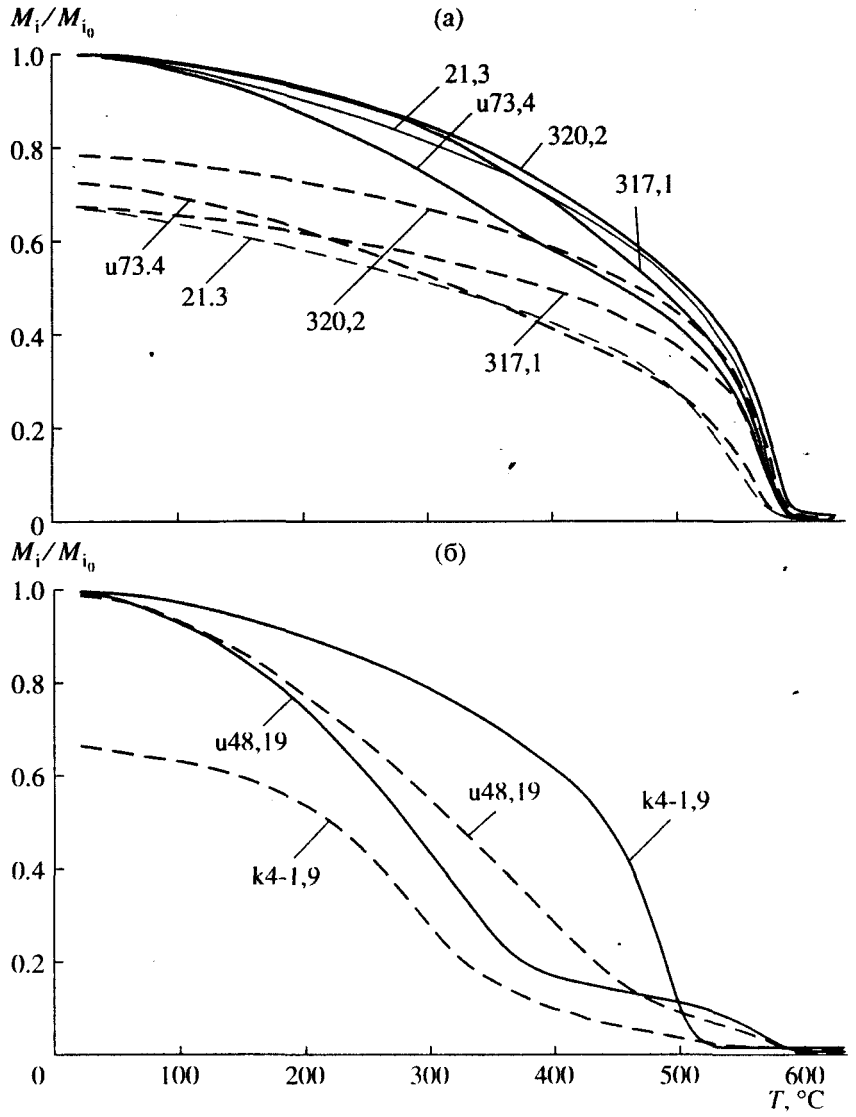

Рис. 2. Кривые ДТМА первого (сплошные линии) и повторного нагревов (пунктирные линии) первой (а) и второй (б) групп образцов. Пояснения в тексте.

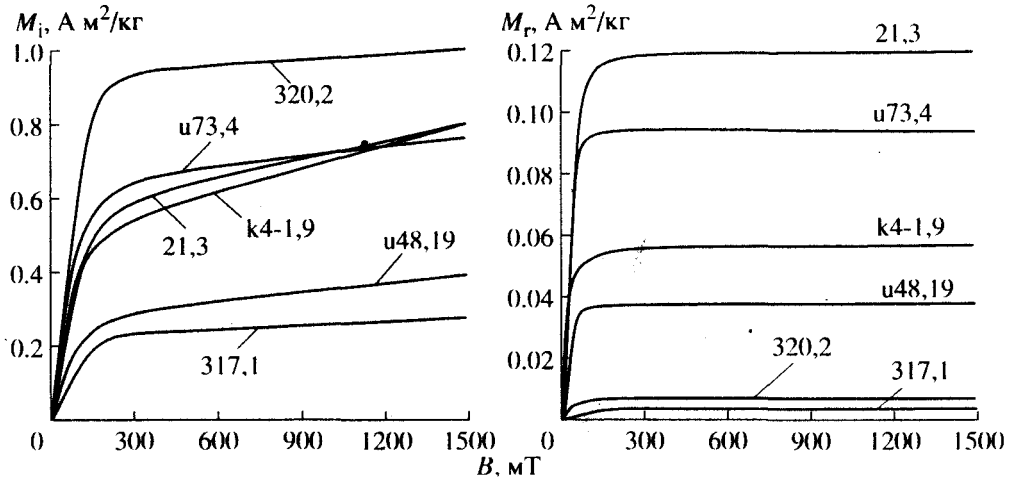

Рис. 3. Зависимости магнитных моментов образцов от магнитного поля: по индуктивной намагниченности M_i (слева); остаточной намагниченности M_r (справа).

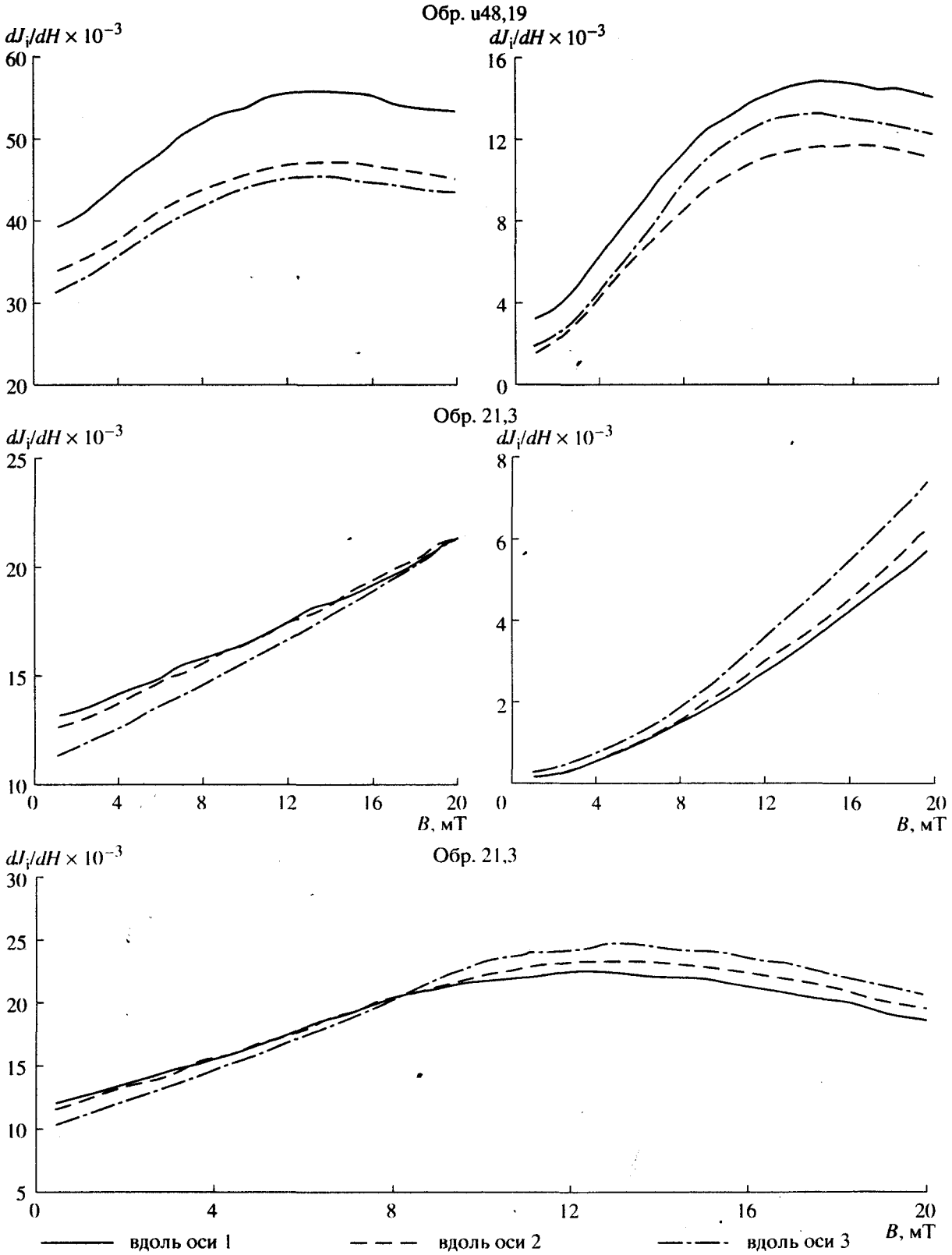

Рис. 4. Коэрцитивные спектры, измеренные по трем осям образцов u48,19 и 21,3, по индуктивной (J_i) и остаточной (J_r) намагниченностям.

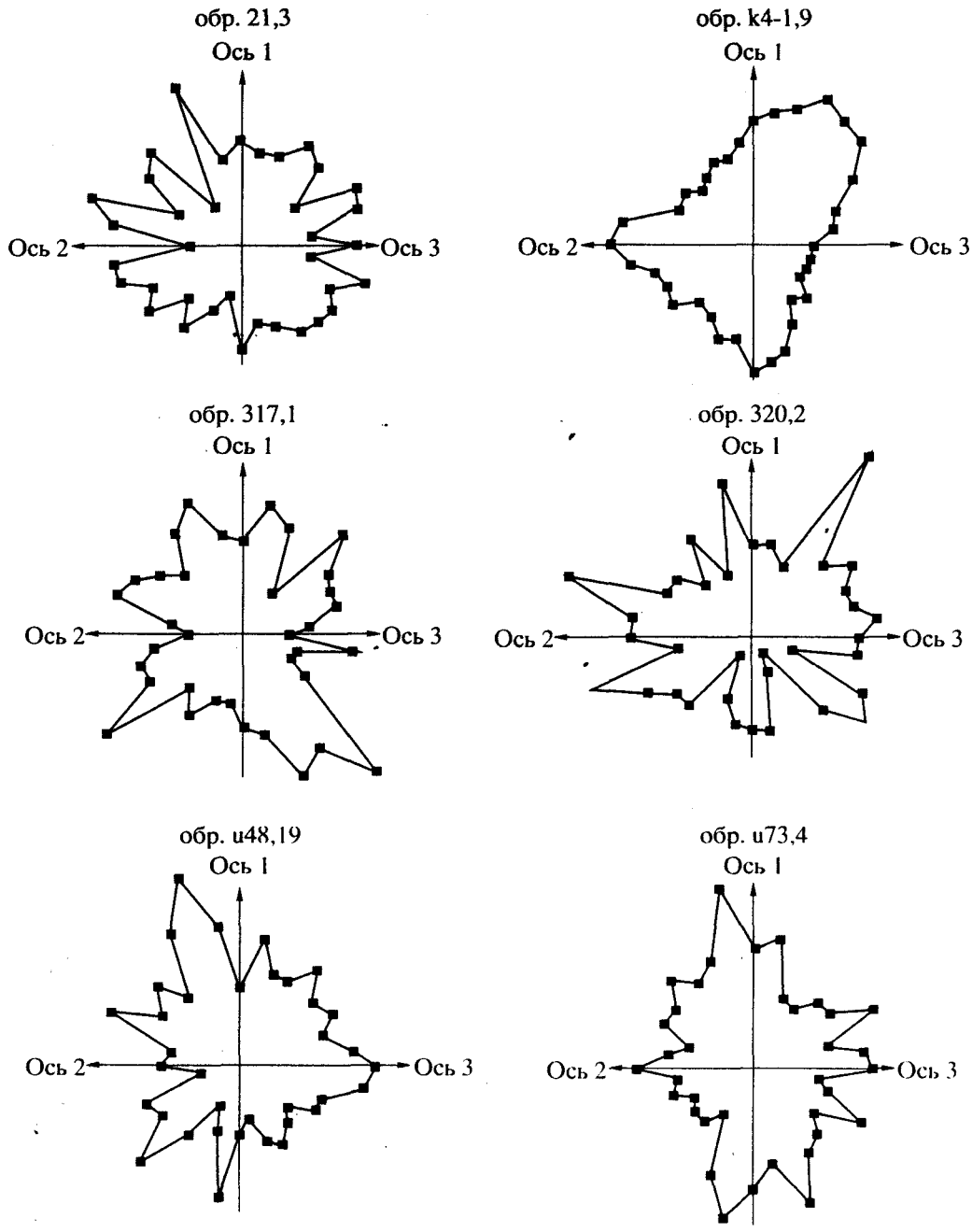

Рис. 5. Нормированные векторные диаграммы распределения угла γ образцов, полученные при исследовании аншлифов оптическим микроскопом. Пояснения в тексте.

2. Во вторую группу входят образцы k4-1,9 и u48,19, на кривых ДТМА которых (рис. 2б) регистрируется титаномагнетит. На кривой первого нагрева обр. k4-1,9 диагностируется титаномагнетит с $T_C = 515°C$, на кривой повторного нагрева мы наблюдаем две ферромагнитные фазы: одна – титаномагнетит с $T_C = 515°C$, другая фаза – непрерывный ряд точек Кюри примерно от 280 до 500°C. На кривой первого нагрева образца и 48,19 выделяются две фазы – одна с $T_C = 590°C$, другая с T_C около 450°C. Кривые ДТМА образца и 48,19 подобны кривым образца u73,4, отличие – в соотношении ферромагнитных фаз.

На рис. 2 термомагнитные кривые ДТМА показаны в интегральной форме, а не в виде приращений намагниченности по температуре. Кривые ДТМА двух групп образцов настолько различаются, что это различие видно и на интегральных кривых.

Были также исследованы коэрцитивные свойства образцов. Измерения проводились на коэрци-

тивном спектрометре [Буров, 1981], который позволяет: одновременно получать зависимости магнитных моментов образцов от индуктивной (M_i) и остаточной (M_r) намагниченностей в магнитных полях до $B = 1.5$ Т; определять значения поля, разрушающего остаточную намагниченность насыщения (B_{cr}) и коэрцитивную силу (B_c); при достижении полей насыщения определять значения магнитных моментов, соответствующих намагниченности насыщения (M_s) и остаточной намагниченности насыщения (M_{rs}). На рис. 3 показаны кривые зависимости $M_i(B)$ и $M_r(B)$ образцов, измеренных при единой ориентировке образцов относительно действия магнитного поля (ось 1).

Для определения коэрцитивных свойств и исследования ферромагнитной фракции образцов были измерены зависимости $M_i(B)$ и $M_r(B)$ по осям кубиков. Измерения проводились как в насыщающих магнитных полях ($B_{max} = 1.5$ Т), так и в малых полях ($B_{max} = 50$ мТ). Перед каждым измерением образец приводился в нулевое состояние.

В табл. 2 приводятся параметры, полученные по кривым $M_i(B)$ и $M_r(B)$ образцов в насыщающих полях. Анализируя значения M_{rs}/M_s и B_{cr}/B_c образцов, можно сделать вывод о том, что среди них нет образцов с ферромагнитной фракцией, находящихся в однодоменном (ОД) состоянии. Для образцов 317,1 и 320,2 характерно многодоменное (МД) состояние ($M_{rs}/M_s < 0.07$; $B_{cr}/B_c > 5$). У остальных образцов ферримагнитные минералы находятся в псевдооднодоменном (ПОД) состоянии ($M_{rs}/M_s \geq 0.07$; $B_{cr}/B_c < 5$) [Day, 1977].

Параметры, определяемые по индуктивной намагниченности (M_s и B_c), практически не зависят от направления воздействия магнитного поля на образец. Более значимо реагируют на направление воздействия поля параметры, связанные с остаточной намагниченностью (M_{rs} и B_{cr}). В табл. 2, в столбце $M_{rs}(\max)/M_{rs}(\min)$, показаны отношения максимального из трех значения M_{rs} к минимальному, а в скобках – оси, по которым вычислялось это отношение. Значения $M_{rs}(\max)/M_{rs}(\min)$ и направления, по которым эти значения получены, показывают, что совпадение с собственными векторами тензора МВ наблюдаются только для одного образца 320,2. Для остальных образцов значения M_{rs}, относительно тензора магнитной восприимчивости, может быть произвольным. Очевидно, что эти параметры (тензор МВ и значения M_{rs} по главным осям тензора МВ) будут коррелировать в случае "длинных" ОД ферромагнитных частиц. В случае ПОД- и МД-частиц корреляция между этими параметрами может отсутствовать.

Были получены коэрцитивные спектры индуктивной и остаточной намагниченности образцов, наведенные по трем осям малого кубика в полях до 50 мТ. Измеряемые значения магнитных моментов M_i, и M_r образцов были пересчитаны в значения соответствующих намагниченностей J_i (А/м) и J_r (А/м) (через объемы кубиков). Значения индукции магнитного поля B (мТ) в воздухе были пересчитаны в значения напряженности магнитного поля H (А/м). Таким образом, зависимости $dJ_i/dH(B)$ аналогичны зависимостям $æ(B)$.

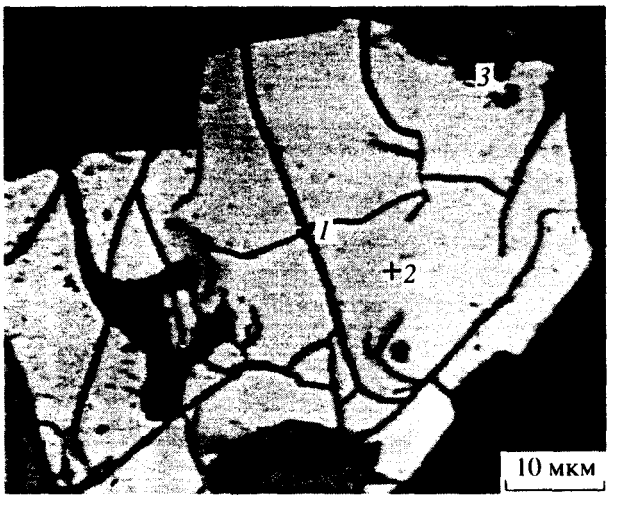

Рис. 6. Фотография в отраженных электронах зерна титаномагнетита образца 21,3. Зерно титаномагнетита расположено на грани 1-2 малого кубика, ось 1 направлена вверх. Крестиками и цифрами показаны точки зондирования.

Для всех образцов, кроме 21,3, коэрцитивные спектры подобны. У каждого образца сохраняются соотношения значений dJ_i/dH и тензора МВ по различным осям, почти для всех образцов, во всем интервале полей, максимальное значение dJ_i/dH регистрируется по первой оси, а минимальное – для третьей оси. На рис. 4 показаны коэрцитивные спектры одного из образцов этой группы (обр. u48,19).

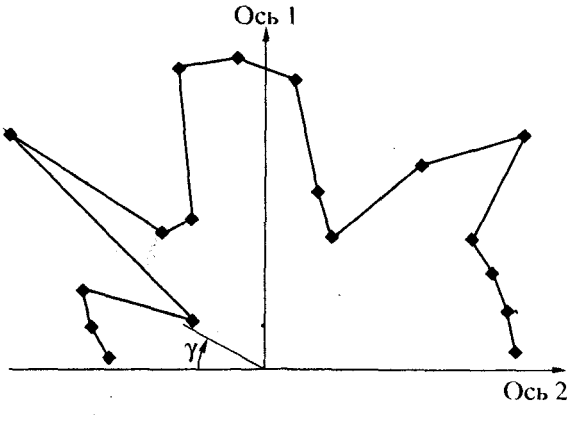

Рис. 7. Нормированная векторная диаграмма распределения длинных осей эллипсов ($A/B > 1.5$) на грани 1-2 образца 21,3. Угол γ отсчитывается от оси 2.

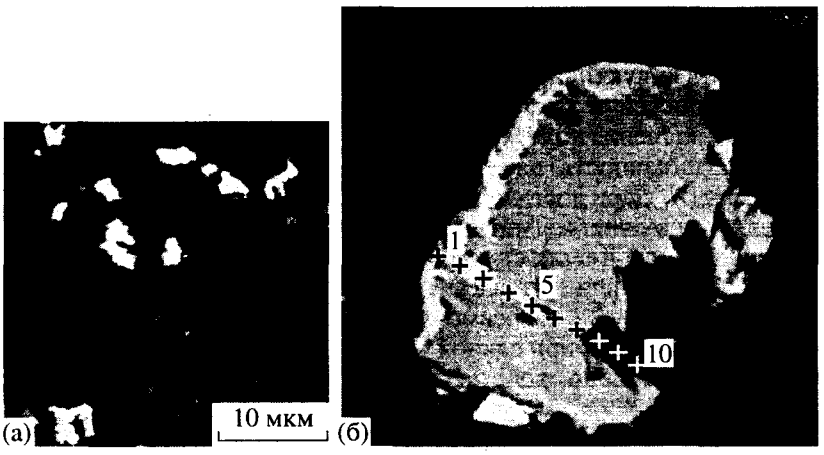

Рис. 8. Фотография в отраженных электронах двух участков грани 1-2 малого кубика образца u48,19, ось 1 кубика направлена вертикально вверх. На рис. 8а показан участок с малыми по размеру зернами титаномагнетита, одно из больших зерен показано на рис. 8б. Крестиками и цифрами показаны точки профиля зондирования зерна на рис. 8б.

Для образца 21,3 вид спектров совершенно другой (рис. 4). С увеличением поля разница между dJ_i/dH по различным осям сокращается. В районе 16 мТ эта разница исчезает, а в полях более 30 мТ наибольшее значение dJ_i/dH наблюдается по 3-ей оси, наименьшее – по первой. Коэрцитивные спектры по остаточной намагниченности у образца 21,3 также отличаются от спектров остальных образцов (рис. 4). Если провести аналогии со спектрами других образцов, то можно предположить, что спектры dJ_i/dH (B) образца 21,3 обусловлены наложением на "обычные" спектры по осям какой-то компоненты. Эта компонента имеет свое пространственное положение и действует примерно до 10 мТ. Такой порядок полей характерен для магнитостатического взаимодействия ОД-зерен [Dunlop, 1997] или же магнитостатического взаимодействия доменов [Щербаков, 1977].

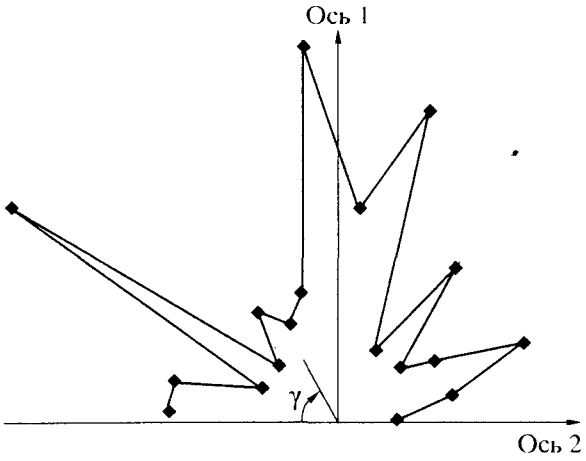

Рис. 9. Нормированная векторная диаграмма распределения по направлениям длинных осей эллипсов зерен с $A/B > 1.5$ по плоскости 1-2 образца u48,19.

2.2. *Исследования образцов оптическим микроскопом*

Для определения природы анизотропии МВ были изучены размеры, форма и ориентация ферромагнитных зерен. Количество исследуемых ферримагнитных зерен по каждому образцу определялось представительностью выборки. Если количество зерен на грани малого кубика мало, то исследовались все зерна. Если зерен много, то примерно 25% от всего количества зерен (обр. k4-1,9).

В табл. 3 показаны результаты статистической обработки данных оптического анализа аншли-

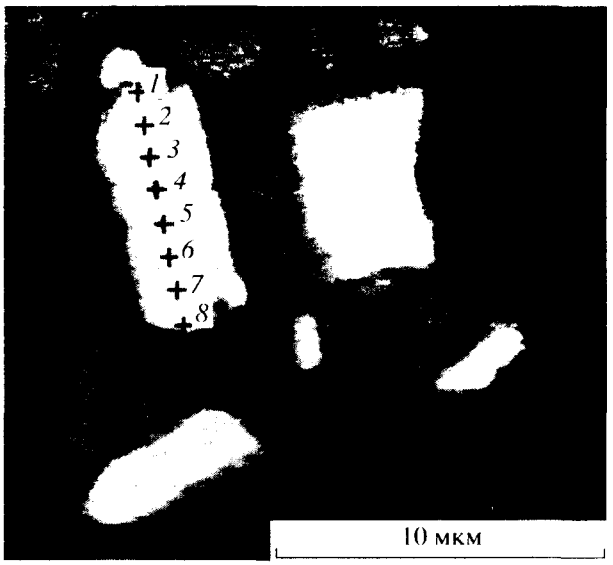

Рис. 10. Фотография в отраженных электронах зерна титаномагнетита образца k4-1,9. Зерно расположено на грани 1-2 малого кубика, ось 1 кубика направлена вертикально вверх. Крестиками и цифрами показаны точки зондирования.

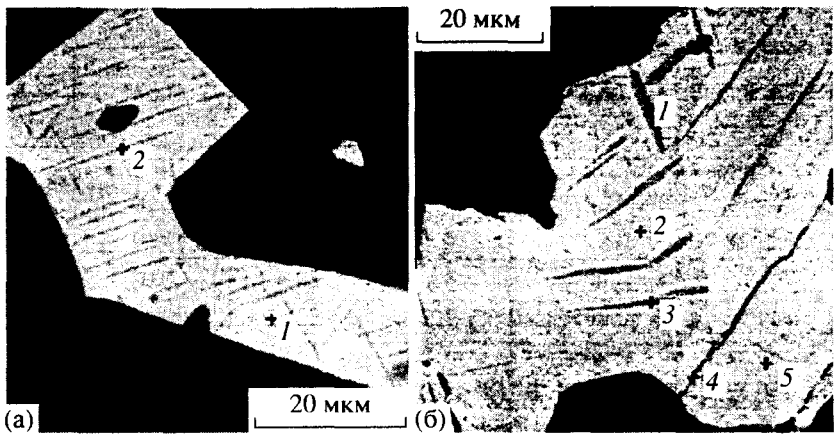

Рис. 11. Фотография в отраженных электронах двух зерен с различными типами структур распада (а) и (б) образца 317,1. Зерна расположены на грани 1-2 малого кубика, ось 1 малого кубика направлена вертикально вверх. Крестиками и цифрами показаны точки зондирования.

фов. Структура таблицы такова: в разделе "Общее" даны суммарные результаты по двум аншлифам; в разделах "Грань 1-2" и "Грань 1-3" – по каждому аншлифу в отдельности; в графах "Среднее" и "Станд. откл" даны соответствующие значения логнормального распределения; в графе "Среднее" в скобках показано абсолютное значение среднего логнормального распределения; в графе "Min–Max" приведены абсолютные значения минимального и максимального из данной выборки.

Различие во всех параметрах (среднее, стандартное отклонение и минимальное–максимальное значения) по двум граням каждого образца незначительное. Вероятно, что размер и вытянутость ферримагнитных зерен внутри образца пространственно не зависима. Поэтому в дальнейшем будем рассматривать общие (суммарные) параметры.

Наиболее изменчивый параметр – это площадь зерен ферримагнитной фракции образцов. Максимальными значениями параметра ln(S) обладают образцы 21,3; 317,1 и 320,2, средние значения которых соответственно равны 6.02, 5.29 и 5.32 (412, 199 и 205 мкм^2). Величины стандартных отклонений для этой группы образцов колеблются в интервале 1.41–2.13, наименьшая дисперсия – у образца с наибольшим средним размером ферримагнитных зерен (21,3). Другую группу составляют образцы со значительно меньшими размерами зерен, значения параметра ln(S) которых равно 3.97, 3.71 и 2.54 (соответственно 53, 41 и 13 мкм^2). Эту группу составляют образцы u73,4, u48,19 и k4-1,9. Стандартные отклонения для этой группы находятся в интервале 1.03–1.87, наименьшее значение – у образца с минимальным значением параметра ln(S) (обр. k4-1,9). У образца k4-1,9 регистрируются наиболее удлиненные зерна ферримагнитной фракции – среднее значение параметра A/B равно 2.29.

Охарактеризовать пространственное распределение длинных осей эллипсов по 2 аншлифам в табличном виде сложно, поэтому данные распределения были представлены в виде нормированных векторных диаграмм (рис. 5). Направление вектора определялось средним углом γ в интервале 10 градусов. Модуль вектора определялся количеством удлиненных осей в интервале углов γ, деленных на общее число исследованных зерен в данном аншлифе. Для построения векторных диаграмм отбирались зерна, у которых A/B не меньше 1.5. В каждой выборке таких зерен было не менее 75% от всех зерен аншлифа.

Для группы образцов с крупными ферримагнитными зернами (образцы 21,3; 317,1 и 320,2) наблюдается хаотичное распределение длинных осей. Иная картина наблюдается для группы образцов с малыми зернами. Для обр. u73,4 отмечается упорядоченность длинных осей эллипса по направлению 1. Для образца u48,19 подобие упорядоченности длинных осей отмечается на грани 1-3 по оси 3, на грани 1-2 распределение направлений длинных осей эллипса хаотичное. Длинные оси эллипсов образца k4-1,9 упорядоченно распределены вдоль оси 1 и вдоль оси 2.

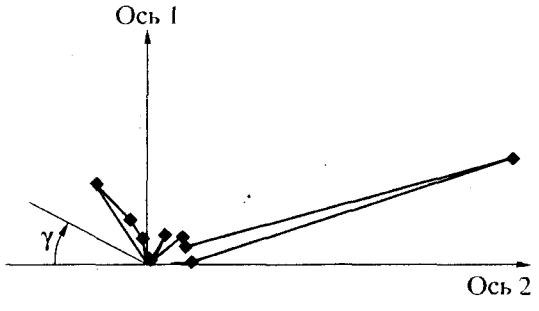

Рис. 12. Нормированная векторная диаграмма распределения направлений длинных осей эллипсов, построенных на структурах распада обр. 317,1.

Таблица 2

№№	Ось малого кубика	M_s (А м^2/кг)	M_{rs} (А м^2/кг)	B_c (мТ)	B_{cr} (мТ)	M_{rs}/M_s	B_{cr}/B_c	$\frac{M_{rs}(max)}{M_{rs}(min)}$
317,1	1	0.2688	0.0033	1.9	46.3	0.01	24.3	1.18 (3/2)
	2	0.2688	0.0028	1.9	51.0	0.01	26.8	
	3	0.2688	0.0032	2.1	51.0	0.01	24.3	
320,2	1	0.9955	0.0070	1.1	20.4	0.01	18.6	1.19 (1/3)
	2	0.9952	0.0059	1.1	23.6	0.01	21.4	
	3	0.9951	0.0065	1.1	23.4	0.01	21.3	
21,3	1	0.7973	0.1183	16.5	31.4	0.15	1.9	1.10 (3/1)
	2	0.7972	0.1220	16.7	30.4	0.15	1.8	
	3	0.7973	0.1305	17.0	28.9	0.16	1.7	
k4-1,9	1	0.8021	0.0564	4.4	15.1	0.07	3.4	1.14 (2/3)
	2	0.8021	0.0594	4.3	14.6	0.07	3.4	
	3	0.8023	0.0522	4.6	15.6	0.07	3.4	
u48,19	1	0.3880	0.0370	8.2	17.3	0.10	2.1	1.04 (1/2)
	2	0.3879	0.0355	7.9	17.9	0.09	2.3	
	3	0.3881	0.0358	8.1	17.6	0.09	2.2	
u73,4	1	0.7615	0.0930	8.2	19.1	0.12	2.3	1.10 (3/2)
	2	0.7614	0.0882	8.2	19.0	0.12	2.3	
	3	0.7615	0.0966	11.7	21.9	0.13	1.9	

2.3. Микрозондовые исследования

Для микрозондового анализа были отобраны 4 образца. Из двух образцов туфопесчаника обр. 320,2 по магнитно-минералогическим параметрам подобен образцу 317,1. Аналогичная ситуация с образцами кимберлитов из трубки Юбилейная (u48,19 и u73,4). Таким образом, для дальнейших исследований были отобраны 4 образца: оба образца долеритов (обр. 21,3 и обр. к4-1,9), кимберлит (обр. u48,19) и туфопесчаник (обр. 317,1).

Образец 21,3. На рис. 6 показана фотография в отраженных электронах зерна титаномагнетита образца 21,3. Как видно из этой фотографии, зерно неоднородно. В нем прослеживаются темные полосы шириной менее 1мкм, которые разделяют зерно на отдельные более светлые участки. Был проведен элементный анализ по различным участкам зерна титаномагнетита, результаты анализа показаны в табл. 4. Содержания элементов приведены в весовых процентах.

В точке зондирования 1, которое расположена на ильменитовой ламели, наблюдается повышенное содержание железа – отношение содержания железа к титану примерно равно 2. Для ильменита это отношение равно 1.16. Вероятно, что увеличенное содержание Fe обусловлено тем, что анализируемая площадь при микрозондировании составляет круг диаметром более 1 мкм, а толщина темных полос – менее 1 мкм, т.е. помимо темных полос в анализ попадает и вещество, анализируемое в точке 2. В точке 2 регистрируется значительное превышение содержания железа над титаном – титаномагнетит, близкий по составу к магнетиту. В точке 3 наблюдается значительная примесь кремния, однако отношение Fe/Ti близко к ильмениту.

Ферримагнитное зерно титаномагнетита разбито на изолированные участки ламелями ильменита. Были оценены размеры, направления и ориентация длинных осей ферримагнитных участков, ограниченных ильменитовыми ламелями. Для этого на плоскости 1-2 образца было отснято при увеличении 2000 одиннадцать зерен различных размеров. Изображения участков титаномагнетита, ограниченных ильменитовыми ламелями, обрабатывались по методике, использованной при обработке оптических изображений. Результаты этих исследований показаны на рис. 7 и в табл. 5. В табл. 5 представлены результаты статистического анализа по всей выборке ("Общее"), и по участкам вытянутой формы ("Удлиненные" $A/B > 1.5$). Для удобства сопоставления векторной диаграммы со снимками угол гамма отсчитывался от оси 2 (рис. 7).

Образец u48,19. Фотография в отраженных электронах образца u48,19 показана на рис. 8. Наблюдаются зерна двух типов: малые зерна (рис. 8а) и зерна существенно больших размеров (рис. 8б). Малые зерна, по площади аншлифа, составляют не более 10% от площади всех зерен. В табл. 6

Таблица 3

№№		Общее				Грань 1-2				Грань 1-3			
		N	Среднее	Станд откл.	Min Max	*N*	Среднее	Станд откл.	Min Max	*N*	Среднее	Станд откл.	Min Max
21,3	ln*S* (*S*)	614	6.02 (412)	1.41	12 11927	279	6.17 (480)	1.47	12 10195	335	5.89 (362)	1.35	21 11927
	ln*A*/*B* (*A*/*B*)		0.62 (1.86)	0.33	1.03 10.2		0.61 (1.84)	0.33	1.04 4.07		0.62 (1.87)	0.33	1.03 10.2
317,1	ln*S* (*S*)	545	5.29 (199)	1.88	1.8 23148	304	5.20 (181)	1.75	3.8 16505	241	5.41 (224)	2.02	1.85 23148
	ln*A*/*B* (*A*/*B*)		0.63 (1.88)	0.36	1.04 16.6		0.64 (1.90)	0.38	1.04 16.6		0.62 (1.86)	0.33	1.06 5.07
320,2	ln*S* (*S*)	498	5.32 (205)	2.13	1.9 54726	246	5.40 (221)	2.35	2.4 54726	252	5.25 (190)	1.88	1.9 37076
	ln*A*/*B* (*A*/*B*)		0.59 (1.80)	0.35	1.02 17.4		0.55 (1.74)	0.32	1.06 4.09		0.62 (1.87)	0.38	1.02 17.4
k4-1,9	ln*S* (*S*)	3363	2.54 (13)	1.03	0.06 321	1621	2.56 (13)	1.02	0.82 238	1742	2.52 (12)	1.03	0.06 321
	ln*A*/*B* (*A*/*B*)		0.83 (2.29)	0.38	1.01 12.9		0.81 (2.25)	0.39	1.01 12.9		0.84 (2.32)	0.37	1.01 10.2
u48,19	ln*S* (*S*)	693	3.71 (41)	1.60	0.48 1723	246	3.43 (31)	1.65	0.48 1548	447	3.86 (48)	1.54	1.98 1723
	ln*A*/*B* (*A*/*B*)		0.63 (1.87)	0.34	1.02 7.73		0.62 (1.87)	0.33	1.06 6.20		0.63 (1.88)	0.35	1.02 7.73
u73,4	ln*S* (*S*)	751	3.97 (53)	1.87	0.4 20795	340	3.97 (53)	1.88	0.4 20795	411	3.96 (53)	1.86	0.68 5266
	ln*A*/*B* (*A*/*B*)		0.65 (1.92)	0.40	1.02 7.83		0.63 (1.88)	0.39	1.02 7.50		0.67 (1.95)	0.40	1.04 7.83

Таблица 4

Точки	O	Fe	Ti	Mg	Ca	Si	Al	Mn	Na
1	34.26	38.31	19.45	0.88	0.62	4.65	1.84	0.00	0.00
2	28.61	64.60	4.69	0.00	0.00	0.00	1.13	0.31	0.66
3	36.43	29.50	23.64	0.67	0.38	7.54	1.70	0.14	0.00

Таблица 5

		N		Среднее	Станд. откл.	Min	Max
Общее		254	ln*S* (*S*, мкм^2)	3.11 (22.4)	1.48	1.04	708
			ln*A*/*B* (*A*/*B*)	0.66 (1.94)	0.35	1.06	6.78
Удлиненные (*A*/*B* > 1.5)	Интервал угла γ от 0° до 179°	193	ln*S* (*S*, мкм^2)	2.90 (18.1)	1.46	1.10	708
			ln*A*/*B* (*A*/*B*)	0.80 (3.20)	0.30	1.50	6.78
	Интервал угла γ от 80° до 120°	52	ln*S* (*S*, мкм^2)	3.10 (22.2)	1.39	1.59	258
			ln*A*/*B* (*A*/*B*)	0.89 (2.44)	0.29	1.50	4.48
	Интервал угла γ от 120° до 150°	46	ln*S* (*S*, мкм^2)	2.58 (13.2)	1.69	1.10	708
			ln*A*/*B* (*A*/*B*)	0.73 (2.07)	0.30	1.54	4.46
	Интервал угла γ от 150° до 179°	34	ln*S* (*S*, мкм^2)	2.73 (15.3)	1.21	2.00	128
			ln*A*/*B* (*A*/*B*)	0.74 (2.10)	0.23	1.52	3.51

Таблица 6

Точки	O	Fe	Ti	Ca	Mn	Mg	Si
1а	26.83	67.00	3.37	0.64	0.00	0.85	1.31
2а	27.74	68.19	1.08	0.42	0.00	0.74	1.84
1б	28.73	58.49	7.80	1.68	3.29	0.00	0.00
2б	32.21	43.94	22.12	1.74	0.00	0.00	0.00
3б	36.44	18.26	32.94	12.36	0.00	0.00	0.00
4б	33.76	6.75	37.94	21.54	0.00	0.00	0.00
5б	35.06	0.00	39.56	25.38	0.00	0.00	0.00
6б	35.48	0.00	35.23	29.29	0.00	0.00	0.00
7б	36.83	0.00	34.41	28.76	0.00	0.00	0.00
8б	36.82	0.00	35.28	23.22	0.00	4.68	0.00
9б	38.71	0.00	37.89	16,32	0.00	7.08	0.00
10б	39.47	0.00	35.52	10.72	0.00	10.19	4.10

Таблица 7

	N		Среднее	Станд. откл.	Min	Max
Интервал угла γ от 0° до 179°	108	ln*S* (*S*, мкм^2)	−1.26 (0.28)	1.10	0.04	9.43
		ln*A*/*B* (*A*/*B*)	1.39 (4.01)	0.44	1.52	15.9
Интервал угла γ от 0° до 80°	39	ln*S* (*S*, мкм^2)	−1.52 (0.22)	0.98	0.05	2.20
		ln*A*/*B* (*A*/*B*)	1.27 (3.57)	0.36	1.52	9.25
Интервал угла γ от 80°до 120°	40	ln*S* (*S*, мкм^2)	−1.11 (0.33)	1.29	0.04	9.43
		ln*A*/*B* (*A*/*B*)	1.40 (4.07)	0.51	1.61	15.9
Интервал угла γ от 120° до 179°	29	ln*S* (*S*, мкм^2)	−1.10 (0.33)	0.95	0.08	2.23
		ln*A*/*B* (*A*/*B*)	1.53 (4.62)	0.40	1.54	8.22

представлен состав двух малых зерен (1а и 2а) и профиль, проведенный поперек большого зерна (1б–10б).

По данным микрозондирования, малые зерна представлены титаномагнетитами, по составу близкие к магнетиту. По составу малые зерна довольно однородны. Неоднородность больших зерен видна даже по снимкам в отраженных электронах (рис. 8б). Эта неоднородность наблюдается у всех больших зерен. Большое зерно можно условно подразделить на три зоны: первая зона (точки зондирования 1 и 2) по составу близка к титаномагнетиту. Вторая зона, где отсутствует железо и отмечается значительное содержание кальция (точки зондирования 4–7), по составу отвечает перовскиту ($CaTiO_3$). Третья зона также характеризуется отсутствием железа, уменьшением содержания титана, но появляются значимые содержания магния. Т.е. ферромагнитными свойствами обладает незначительная часть зерна.

Таблица 8

Точки	O	Fe	Ti	Ca	Si
1	31.69	52.35	11.28	2.05	2.63
2	28.23	61.08	10.69	0.00	0.00
3	27.52	61.84	10.63	0.00	0.00
4	25.96	61.87	12.18	0.00	0.00
5	24.50	62.11	13.38	0.00	0.00
6	29.30	60.06	10.64	0.00	0.00
7	26.04	63.56	10.40	0.00	0.00
8	28.07	58.06	10.30	0.00	3.56

Для определения природы аномально высокого значения МВ образца u48,19 были оценены размеры и направления ферромагнитных зерен (или ферромагнитных участков больших зерен). Для этого по 23 электронным снимкам на грани 1-2 малого кубика выделялись участки, содержащие ферримагнитные зерна. Результаты статистической обработки представлены в табл. 7 и на рис. 9.

Как следует из данных, показанных в табл. 7, площади ферромагнитных зерен и участков зерен, представлены практически равномерно во всем интервале – от 0.04 мкм^2 до 9.43 мкм^2. Зерна все удлиненные – параметр *A*/*B* колеблется в узком интервале около 4.

Образец k4-1,9. Фотография в отраженных электронах зерна титаномагнетита образца k4-1,9 приведена на рис. 10. Зерно по составу (табл. 8) по-

Таблица 9

	S	Fe	Cu
317,1а-1	21.27	18.12	60.61
317,1а-2	32.47	37.44	30.09
317,1б-1	32.47	32.40	35.13
317,1б-2	24.75	19.04	56.21
317,1б-3	25.41	25.56	49.03
317,1б-4	18.10	0.00	81.90
317,1б-5	18.49	0.00	81.51

чти однородно, только в крайних точках зондирования (1 и 8) отмечается влияние породообразующих минералов в виде незначительного содержания кремния и кальция. По составу зерно близко к титаномагнетиту с $x = 0.5$.

Образец 317,1. В зернах образца 317,1 наблюдаются два типа структур распада (рис. 11). Первый тип (рис. 11а) – мелкие выделения в виде прямых удлиненных полос длиной до 15 мкм и шириной около 1 мкм. Второй тип (рис. 11б) – более крупные структуры распада, по сравнению с первым типом менее упорядоченные, эти структуры распада хорошо различимы в оптическом микроскопе. Структур распада второго типа на поверхности 1-2 образца 317,1 значительно больше, чем структур распада первого типа.

Данные микрозондового анализа представлены в табл. 9. Индексы в нумерации точек зондирования соответствуют фотографиям: индекс а – зерну на рис. 11а; б – зерну на рис. 11б.

В точке зондирования 1 на рис. 11а (317,1а-1) регистрируется сульфид железа и меди, по составу близкий к борниту (Cu_3FeS_2). В точке зондирования 2 (более темные полосы на рис. 11а) отмечается, по сравнению с первой точкой зондирования, повышенное содержание железа и пониженное содержание меди. Можно предположить, что данный состав отвечает халькопириту ($CuFeS_2$), однако для халькопирита не характерно столь повышенное содержание железа. Наиболее вероятно, что данный состав более отвечает другому сульфиду железа и меди – кубаниту ($CuFe_2S_3$). Кубанит кристаллизуется в ромбической системе, обычно образует тонкие пластинчатые микроскопические вростки в халькопирите – продукты распада при температуре около 300°С [Рамдор, 1962]. Кубический полиморф ромбического кубанита получил наименование изокубанит [Caye, 1988]. Кубанит – типичный минерал переменного состава и рассматривается как природный аналог высокотемпературного промежуточного твердого раствора в системе Cu–Fe–S. В океанских рудах встречается в виде гомогенных зерен и кристаллов, но гораздо больше распространены структуры распада изокубанитового твердого раствора [Мозгова, 2005].

В точках зондирования 1 и 3 (317,16-1 и 317,16-3 табл. 9) состав темных ламелей ближе к халькопириту, а точке 2 регистрируется борнит. Состав сульфидов меди в точках зондирования 4 и 5 отвечает халькозину (Cu_2S).

Из всех вышеперечисленных сульфидов меди и железа только кубанит обладает ферромагнитными свойствами при комнатной температуре. Описаний магнитных свойств кубанита в литературе мало и они не дают однозначного ответа. По одним данным кубанит, по магнитным свойствам, сопоставим с магнетитом [Бетехтин, 1956]. По другим данным кубанит обладает слабым, паразитным магнетизмом, подобно гематиту [Bertaut, 1979]. Температура Кюри кубанита оценивается не ниже 550°С [Rozenberg, 1997]. Вероятно, что такие неопределенные сведения о магнитных свойствах кубанита обусловлены как изменчивостью состава, так и структуры.

При обработке снимков двух зерен, содержащих кубанит, и 8 зерен со структурами распада борнит–халькопирит–халькозин были оценены размеры структур распада (табл. 10) и направления длинных осей эллипсов (рис. 12).

3. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Были сравнены экспериментальные значения параметра M_{rs}/M_s всех образцов с расчетными значениями этого параметра. В основу расчета были положены данные о средних значениях площади зерен, полученных в результате статистической обработки данных исследований оптическим микроскопом. При расчете M_{rs}/M_s использовались данные о зависимости значений M_{rs}/M_s от размеров зерен титаномагнетитов различного состава [Dunlop, 1997]. Для многодоменных частиц форма зерен не имеет столь важного значения, как в случае однодоменных зерен, поэтому при расчетах диаметра принималась сферическая форма зерна. Результа-

Таблица 10

№№		N	Среднее	Станд. откл.	Min	Max
317,1 (халькопирит)	$\ln S$ (S, мкм^2)	32	1.73 (5.62)	0.84	1.36	21.3
	$\ln A/B$ (A/B)		2.24 (9.37)	0.44	5.09	22.8
317,1 (кубанит)	$\ln S$ (S, мкм^2)	98	0.74 (2.09)	0.94	0.03	11.3
	$\ln A/B$ (A/B)		2.39 (11.0)	0.42	3.97	24.8

Таблица 11

	ln$S$ (среднее)	Станд. отклон.	T_C (°C)	x (состав)	M_{rs}/M_s (эксперимент)	M_{rs}/M_s (расчет)
317,1	5.29	1.88	580	0	0.01	0.03
320,2	5.32	2.13	580	0	0.01	0.03
21,3	6.02	1.41	580	0	0.15	0.02
k4-1,9	2.54	1.03	520	0.1	0.07	0.07
u48,19	3.71	1.6	440	0.22	0.09	0.06
u73,4	3.97	1.87	580	0	0.12	0.05

ты расчетов показаны в табл. 11. Расчеты удовлетворительно совпали с экспериментальными данными для трех образцов, но для трех образцов (21,3; u48,19 и u73,4) были получены существенные расхождения. Особенно значительные расхождения наблюдается в образце 21,3 за счет аномально высокого значения M_{rs}. Аналогичная ситуация, но в меньшей степени, характерна и для образца u73,4. Для этих двух образцов регистрируется и увеличение коэрцитивной силы B_c – 16.5 мТ для обр. 21,3 и 8.5 мТ для обр. u73,4. Наиболее вероятно это можно объяснить эффективным размером титаномагнетитовых зерен со структурами распада магнетит–ильменит [Dunlop, 1997]. Удлиненные субзерна магнетита, если они достаточны малы и разделены друг от друга тонкими ильменитовыми ламелями, будут находиться в ПОД-состоянии с сильным магнитостатическим взаимодействием [Щербаков, 1977; Dunlop, 1997]. Это приводит к увеличению остаточной намагниченности и коэрцитивности. Наличие структур распада магнетит–ильменит, для обр. 21,3, экспериментально подтверждено при исследовании электронным микроскопом. Магнитостатическим взаимодействием объясняется и отличие коэрцитивных спектров в малых полях обр. 21,3 от аналогичных спектров других образцов.

По данным результатов обработки снимков электронным микроскопом обр. 21,3 можно сделать следующие выводы. Имеется два направления на грани 1-2 этого образца, по которым распределены длинные оси субзерен магнетита – это интервалы 80–120 градусов и 120–150 градусов (рис. 7). В интервале 80–120 градусов средняя площадь субзерен 22.2 мкм^2, среднее значение параметра A/B – 2.44 (табл. 5). В интервале 120–150 градусов средняя площадь субзерен 13.2 мкм^2, среднее значение параметра A/B – 2.07. Рост ильменитовых ламелеи происходит в плоскости [111] магнетита [Dunlop, 1997], т.е. направление ильменитовых ламелей совпадает с осью легкого намагничивания магнетита. Следовательно, преимущественное направление намагниченности доменов в субзернах магнетита будет совпадать с преимущественным направлением ламелей. При воздействии магнитного поля вдоль намагниченности доменов, или перпендикулярно доменным границам, смещение доменных границ будет больше, чем при воздействии поля перпендикулярно намагниченности доменов параллельно доменным границам. Вероятно, что природа высоких значений АМВ образца 21,3 обусловлена преимущественной пространственной ориентировкой ильменитовых ламелей в структурах распада магнетит–ильменит, которая приводит к преимущественной ориентировке доменов в субзернах магнетита.

Природа высоких значений АМВ образца u48,19 обусловлена тем, что имеется одно преимущественное направление, по которому ориентированы длинные оси мелких ферромагнитных зерен и ферромагнитные участки больших зерен (рис. 9 и табл. 7). Доводом в пользу преимущественной одноосности ориентации зерен может являться линейная магнитная текстура МВ.

Кривые ДТМА первого и повторного нагревов образца k4-1,9 (рис. 2), вероятно, обусловлены наличием ультратонких структур распада магнетит–ульвошпинель. Микрозондовый анализ показывает, что состав зерна близок к составу титаномагнетита с $x = 0.5$. Вероятно, что не вся индуктивная намагниченность обусловлена титаномагнетитом с микроструктурами распада магнетит–ульвошпинель. Во-первых, уменьшение намагниченности после первого нагрева на 30% не характерно для подобных титаномагнетитов. Во-вторых, для титаномагнетитов, содержащих такие структуры распада, характерно $M_{rs}/M_s > 0.2$ и B_{cr}/B_c около 2. Для образца k4-1,9 эти отношения соответственно равны 0.07 и 3.36. Очевидно, что титаномагнетит с микроструктурами распада не может обеспечить анизотропию МВ по двум причинам: форма микроструктур распада близка к кубической; ориентировка микроструктур распада в объеме зерна вряд ли имеет какие-то предпочтительные направления.

Наиболее вероятно, что в образце k4-1,9 имеются пространственно ориентированные удлиненные зерна титаномагнетита без микроструктур распада, которые и обуславливают высокие значения АМВ. Следует отметить, что среди всех зерен на гранях 1-2 и 1-3, количество зерен ориентированных вдоль оси 1, составляет примерно 30% по каждой грани. Таким образом, анизотропия МВ

образца к4-1,9 обусловлена предпочтительной ориентацией зерен титаномагнетита без микроструктур распада магнетит-ульвошпинель.

На кривой ДТМА образца 317,1 (рис. 2) отмечаются две магнитные фазы. Низкотемпературная с T_c около 470°С, более высокотемпературная с T_c около 560°С. Это может свидетельствовать о неравномерности состава ферримагнитной фракции образца. Величина индуктивной намагниченности J_i образца 317,1 одна из минимальных, причем насыщение достигается в полях менее 200 мТ. Выше было отмечено, что структур-распада, содержащих кубанит значительно меньше, чем структур распада борнит-халькопирит-халькозин. Следовательно, концентрация ферримагнетиков в образце 317,1 мала, что обусловило достаточно низкие значения МВ. Для мелких частиц ферримагнетиков, обладающих паразитным ферримагнетизмом, характерны высокая коэрцитивность и значительные поля для достижения намагниченности насыщения. Для образца 317,1, наоборот, характерны малая величина H_c и малое поле достижения намагниченности насыщения. Отсюда можно предположить, что'кубанит образца 317,1 более подобен магнетиту.

Как видно из гистограммы, ламели ориентированы почти поперек оси 1. На снимках в плоскости 1-3 параметр *A/B* для ламелей не более 3-5, т.е. ламели представляют собой пластины с соотношением сторон 10 : 1 : 4. Чтобы обеспечить анизотропию МВ по оси 1 очевидно, чтобы домены располагались вдоль оси 1, т.е. поперек пластины.

В результате проведенных исследований установлено, что природа анизотропии магнитной восприимчивости исследованных образцов имеет различное происхождение. Для зерен титаномагнетита со структурами распада магнетит-ильменит и сульфидов железа с ферромагнитными структурами распада, анизотропия магнитной восприимчивости обусловлена преимущественной ориентацией структур распада. Для псевдооднодоменного титаномагнетита высокие значения АМВ обусловлены ориентацией удлиненных зерен титаномагнетита. Однако, источником анизотропии является не только пространственная ориентация "длинных" ферримагнитных частиц, но и предпочтительная ориентация ферримагнитных участков в неоднородных по составу акцессорных минералах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бешехшин А.Г. Курс минералогии. М.: Госгеолтехиздат. 1956.558 с.

Буров Б.В., Нургалиев Д.К., Ясонов П.Г. Палеомагнитный анализ. Казань: изд-во Казанского госуниверситета. 1986. 166 с.

Буров Б.В., Ясонов П.Г. Введение в дифференциальный термомагнитный анализ горных пород. Казань: изд-во Казанского госуниверситета. 1979. 159 с.

Мозгова Н.Н., Бородаев Ю.С., Габлина И.Ф., Черкашев Г.А., Степанова Т.В. Минеральные ассоциации как показатели степени зрелости океанских гидротермальных сульфидных построек // Литология и полезные ископаемые. 2005. № 4. С. 339-367.

Печерский Д.М. Петромагнетизм и палеомагнетизм. М.: Наука. 1985. 127 с.

Рамдор П. Рудные минералы и их срастания. М.: Иностранная литература. 1962. 1123 с.

Чупров А.И., Печерский Д.М. Текстурные особенности метаморфических пород Красноморских гор по данным изучения магнитной анизотропии // Изв. АН СССР, серия геологическая. 1987. № 10. С. 38-52.

Шолпо Л.Е. Использование магнетизма горных пород для решения геологических задач. Л.: Недра. 1977. 181с.

Щербаков В.П. О термонамагничивании зерен со структурой взаимного магнетито-ильменитового прорастания // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1977. № 8. С. 107-110.

Bascou J., Camps P., Dautria J.M. Magnetic versus crystal-Iographic fabrics in a basaltic lava flow // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2005. V. 145. P. 119-135.

Bertaut E.F. On suifides and pnictides // Pure & Appi. Chem. 1979. V. 52. P. 73-92.

Canon-Tapla E. Single-grain versus distribution anisotropy: a simple three-dimensional model // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 1996. V. 94. P. 117-131.

Caye /?., Cervelle B., Cesbron F., Oudin E., Picot P., Pillard F. Isocubanite, a new definition of the cubic polymorph of cubanitc $CuFe_2S_3$ / Mineralogical Magazine. 1988. V. 52. P. 509-514. Day R., Fuller M.D., Schmidt V.A. Hysteresis properties of titanomagnctilcs: Grain size and composition dependence // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 1977. V. 13. P. 260-267.

Dunlop D.J., Ozdemir O. Rock Magnetizm. Fundamentals and frontiers. CambridgeUniversity Press. 1997. 573 p.

Hargraves R.B.. Johnson D., Chun C.Y. Distribution anisotropy: the cause of AMS igneous rocks? // Geophysics Research Letters. 1991. V. 18. P. 2193-2196.

Jelinek V. Statistical processing of magnetic susceptibility measured on groups of specimens // J. Geomagn. Geoelectr. 1978. V. 22. P. 50-62.

McCoy J. Geoprocessing in ArcGIS. ESRI Press. 2004. 342 p.'

Potter D.K., Stephenson A. The stable orientations of net magnetic moment within single-domain particles: Experimental evidence for a range of stable states and implications for rock magnetism and paleomagnetism // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2(X)6. V. 154. P. 337-349.

Raposo M.I.B., D'Af-reUa-Filho M.S., Pinese J.P.P. Magnetic fabrics and rock magnetism of Archaean and Proterozoic dike swarms in the southern Sao Francisco Craton, Brazil // Tectonophysics. 2007. V. 443. P. 53-71.

Rozenberg G.Kh., Pasternak M.P., Hearne G.R., McCammon C.A. High-pressure metallization and electronic-magnetic properties of hexagonal cubanite ($CuFe_2S_3$) // Phys. Chem. Minerals. 1997. V. 24. P. 569-573.

Tarling, D.H., Hrouda, F. The Magnetic Anisotropy of Rocks. London: Chapman & Hall. 1993. 217 p.