

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ
УЧРЕЖДЕНИЕ ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ
«МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
имени М.В.ЛОМОНОСОВА»

ФИЗИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ

КАФЕДРА ФИЗИКИ ЗЕМЛИ

БАКАЛАВРСКАЯ РАБОТА

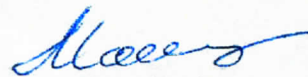
**«Свойства термоостаточной намагниченности,
образованной при различных скоростях охлаждения»**

Выполнил студент:
429 группа
Стогов М.А.



подпись студента

Научный руководитель:
профессор, доктор ф.-м. наук
Максимочкин В.И.



подпись научного руководителя

Научный консультант:
Целебровский А.Н.



подпись консультанта

Допущен к защите 30.05.2020
Зав.кафедрой



подпись зав.кафедрой

Москва
2020

Содержание

Введение	2
1 Особенности магнитных свойств подушечных подводных базальтов	3
1.1 Формирование естественной остаточной намагниченности базальтов дна океана	3
1.2 Зависимость магнитных свойств подводных базальтов от содержания титана в титаномagnetите и размера зёрен.	11
1.3 Термоостаточная намагниченность	17
2 Образцы, методика и техника эксперимента	19
2.1 Исследуемые образцы	19
2.2 Измерение магнитной восприимчивости	21
2.3 Измерение естественной остаточной намагниченности	21
2.4 Размагничивание переменным полем	22
2.5 Определение гистерезисных характеристик	22
2.6 Термомагнитный анализ	24
2.7 Терморазмагничивание образцов в немагнитном пространстве .	24
3 Результаты экспериментов	25
3.1 Начальные параметры образца	25
3.2 Размагничивание <i>NRM</i> переменным магнитным полем	27
3.3 Гистерезисные параметры	28
3.4 Термомагнитный анализ	30
3.5 Терморазмагничивание <i>NRM</i> образца в немагнитном пространстве	34
3.6 Моделирование процесса охлаждения подводных базальтов . . .	36
3.7 Зависимость магнитных характеристик от скорости охлаждения	37
4 Выводы	38
Список литературы	40

Введение

Во второй половине 20-го века начинается интенсивное исследование особенностей поведения минералов в естественных условиях зарубежными и отечественными учёными. Большое количество явлений и процессов в горных породах и минералах несет информацию о физико-химических условиях их образования. «Биографию» объекта исследования помогает построить фазовый и структурный анализ. Также анализ позволяет уточнить существующие теории и модели, важные для физики твердого тела и других смежных наук.

В палеомагнитных исследованиях используется тот факт, что все горные породы, содержащие ферромагнитные минералы, в эпоху своего образования приобретают остаточную намагниченность, направление которой совпадает с направлением геомагнитного поля той эпохи. Палеомагнитные данные, получаемые и анализируемые в настоящее время, представляют собой совокупность направлений естественной остаточной намагниченности (NRM) пород со стабильной намагниченностью. Выполнение основной задачи – получение сведений о древнем геомагнитном поле по измерениям вектора естественной остаточной намагниченности разновозрастных горных пород. Результаты будут достоверными лишь в том случае, если намагниченность горных пород сохранила своё направления со времени своего образования. На магнитные свойства и термоостаточную намагниченность горных пород могут повлиять экстремальные термодинамические условия.

Целью данной работы является установление связи между магнитными характеристики ферромагнитных зерен и скоростью охлаждения базальта при формировании подушечной лавы.

Задачи:

1. Формирование коллекции образцов из подушечной лавы со дна рифтовой зоны Красного моря.
2. Изучение природной остаточной намагниченности и магнитных характеристик образцов, выпиленных на различных расстояниях от зоны контакта с водой.
3. Определение скорости охлаждения участков подушечной лавы исходя их тепловых характеристик базальта при подводном излиянии лавы.

1 Особенности магнитных свойств подушечных подводных базальтов

1.1 Формирование естественной остаточной намагниченности базальтов дна океана

Земная кора является верхней оболочкой Земли, наиболее доступной для исследования и для использования ее природных ресурсов. В начале 1950-ых годов было установлено, что кора океанов и кора континентов существенно различны по своему строению. Океанская кора (толщиной примерно 6 км) тоньше континентальной (примерно 30 км), возраст океанской коры не превышает 200 млн. лет, тогда как возраст континентальной достигает 3 млрд лет. Дно океана состоит из океанских котловин, срединных океанских хребтов, глубоководных желобов и континентальных окраин.

Подушечное сложение лавовых потоков является признаком подводных вулканических извержений. Об этом свидетельствовала тесная связь подушечных лав с морскими осадками. Образование самих подушечных форм долгое время не поддавалось однозначному объяснению. Подушки представляют собой формы течения лавы под водой.

Поступая в воду, жидкая базальтовая лава сразу облекается стекловатой оболочкой из-за быстрого охлаждения водой, а вокруг потока создается рубашка из перегретого пара, которая предохраняет базальты от дальнейшего охлаждения. Лава продолжает течь под стекловатой коркой, она в любом месте может ее прорвать и дать начало новому потоку либо быстро застыть, образуя на поверхности потока наросты. Отдельные подушки выглядят как раздувы лавового потока, соединенные между собой узкими перемычками, или шейками. Подушки вытянуты по направлению течения и в совокупности составляют протяженные трубообразные лавовые потоки, протягивающиеся на первые сотни метров. Нагромождение таких подушечных лавовых труб имеет зачастую очень сложную форму. Иногда такие лавы называют кишечными, а само их скопление – лавовой требухой [Богданов (и др.), 1983].

Океанские хребты относительно узки и изрезаны, вдоль их гребней идут отчетливо выраженные глубокие впадины, которые называются срединны-

ми рифтами. Именно в рифтовых долинах происходит активное магмоизвержение. При охлаждении магмы и кристаллизации подводных базальтов они намагничиваются и создают наиболее интенсивные геомагнитные аномалии. Океанские магнитные аномалии и подводные базальты, являющиеся источниками этих аномалий, несут очень ценную информацию о возникновении океанского дна и его истории. Большой интерес для исследователей представляют также рифтовые зоны морей [Трухин, Максимочкин, Жилиева, 2007]. Областью наиболее молодого океанического рифтогенеза является Красное море.

НИС «Акванавт» в рамках комплексной геолого-геофизической экспедиции Института океанологии им. П.П. Ширшова АН СССР выполнил 3-й рейс в Красном море.

Южная часть Красного моря является областью развитого рифтогенеза. В пределах осевого трога здесь выделяются магнитные аномалии, имеющие возраст 5 млн. лет. В непосредственной близости к ним находился район детальных исследований экспедиции — полигон с центром в точке с координатами $17^{\circ}58'$ с. ш. и $40^{\circ}04'$ в. д. (рис. 1).

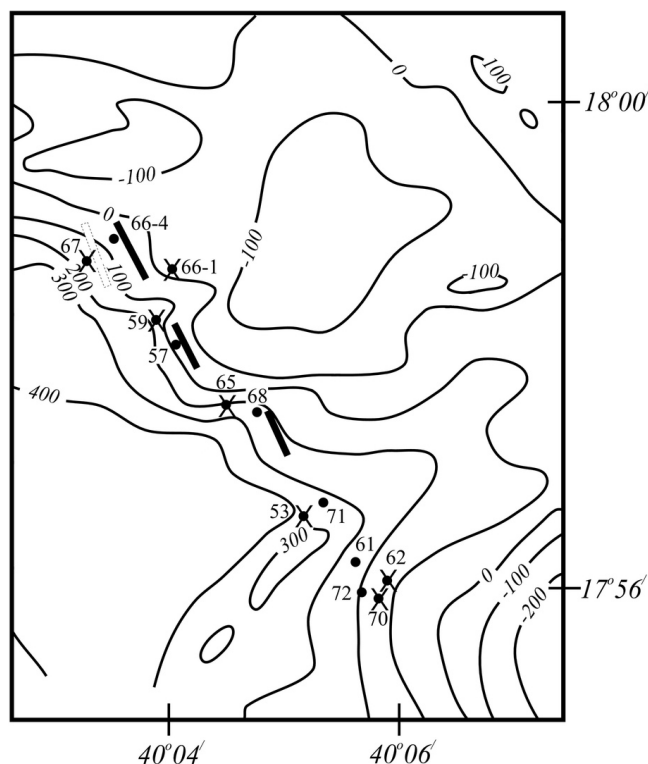


Рис. 1: Карта аномального магнитного поля [Шрейдер (и др.), 1982]

По характеру магнитного поля полигон неоднороден. В центре его чет-

ко выделяется магнитная аномалия, имеющая вид уступа. Градиентной зоне магнитной аномалии соответствует интенсивно расчлененный рельеф дна с наличием депрессий и возвышенностей с перепадом высот около ± 150 м при средней глубине, близкой к 1500 м. Прямой связи аномального геомагнитного поля (АГП) с рельефом дна обнаружено не было, однако влияние отдельных морфоструктур сказывается в локальном положении изодинам.

В работах [Трухин, Максимочкин, Жиляева, 2006; Трухин, Сафрошкин (и др.), 1992; Шрейдер (и др.), 1982] было проведено подробное изучение магнитных свойств обломков базальтов, поднятых 1981 г. с помощью аппарата «Пайсис» со дна красноморского рифта. На образцах, выпиленных из обломков, были измерены естественные магнитные параметры: остаточная намагниченность NRM , магнитная восприимчивость k – и определен фактор $Q_n = NRM/kH_g$ (H_g – напряженность геомагнитного поля в месте отбора образцов). Были также измерены гистерезисные магнитные характеристики: намагниченность и остаточная намагниченность насыщения (I_s , I_{rs}), коэрцитивная и остаточно-коэрцитивная силы (H_c , H_{cr}), и проведен подробный терромагнитный анализ образцов базальтов. В работе [Трухин, Максимочкин, Жиляева, 2006] было установлено, что образцы красноморских базальтов характеризуется очень сильным разбросом естественных магнитных параметров $NRM = 12,3 - 107,9$ А/м, $k = (0,26 - 2,61) \cdot 10^{-2}$, $Q_n = NRM/kH_g = 41 - 571$. Для базальтов с $k > 10^{-2}$ можно было наблюдать некоторую тенденцию уменьшения NRM с ростом восприимчивости. Для образцов базальтов с малыми величинами k в основном характерны высокие величины Q_n .

Терромагнитными исследованиями было установлено, что породы части коллекции обладают магнитными свойствами, присущими молодым океанским базальтам. Они имеют температуры Кюри T_c и точки блокирования T_b менее 230 °С. Титаномагнетитовые зерна в них находятся на начальной стадии процесса однофазного окисления, характерного для всех океанических базальтов. Часть образцов базальтов имела большие величины T_c и T_b (240 – 320 °С), что свидетельствует о более высокой степени однофазного окисления титаномагнетитовых зёрен.

Для понимания природы региональных магнитных аномалий и изучения

строения и эволюции земной коры методами геомагнетизма большое значение имеет установление физического механизма намагничивания глубинного вещества коры и, прежде всего, коры океанического типа [Шрейдер (и др.), 1982]. Эта проблема в настоящее время решается путем исследования аномального геомагнитного поля, влияния термодинамических условий на процессы намагничивания пород.

Теоретические оценки одновременного воздействия давления и температуры на магнитные характеристики (начальная магнитная восприимчивость k , нормальная остаточная намагниченность I_{rs} , коэрцитивная сила H_c) были приведены в работах [Познанская, 1994]. Нормальная остаточная намагниченность достаточно мала и не играет большой роли в формировании естественной намагниченности горных пород. начальную магнитную восприимчивость можно использовать только для расчета индуктивной намагниченности ($I_i = kH_r$) пород на различных глубинах. Однако для пород океанической коры следует учитывать, в основном, остаточную намагниченность, вследствие того, что у них NRM превышает I_i и, соответственно, параметр Кенигсбергера $Q = NRM/kH_r > 1$, где H_r – напряженность геомагнитного поля. NRM пород верхней части океанической коры имеет термоостаточную природу. Растущее с ростом глубины залегания пород давление будет оказывать влияние на формирование в них естественной намагниченности, вследствие этого очень важно знать закономерности влияния давления на формирования возможных компонент естественной намагниченности и, прежде всего термонамагниченности. Большое значение будет иметь также фактор времени, так как величина естественной остаточной намагниченности горных пород в естественных условиях в течение геологического времени может существенно измениться за счет магнитовязких процессов. Данных о такого рода исследованиях в литературе практически нет.

В работах [Максимочкин, 1995] установлено (Рис. 2), что термонамагниченность ($TPRM$), образованная и измеренная в поле H при воздействии квазивсестороннего сжатия P , меньше термонамагниченности, образованной без избыточного давления (TRM). С ростом давления разница между $TPRM$ и TRM увеличивается. Минимальное значение отношения $TPRM/TRM$ достигало величины 0.33 при давлении $P = 120$ МПа. Было также установ-

лено, что степень влияния давления на интенсивность термонамагниченности зависит от фазового состава образцов. В частности, отношение $(TRM - TPRM)/TRM$ для образцов базальтов с титаномagnetитовой фракцией ($T_c \approx 180^\circ\text{C}$) при $P = 80$ МПа было в пять раз больше, чем аналогичное отношение для образцов с magnetитовой фракцией. Таким образом, отмеченный эффект зависит от содержания титана в титаномagnetите. С увеличением содержания титана в титаномagnetите растет величина магнитоупругой энергии по сравнению с величиной энергии кристаллографической анизотропии. Поэтому обнаруженный нами пьезоэффект можно объяснить увеличением вклада магнитоупругой энергии в свободную энергию кристалла при воздействии повышенного давления.

Полученные экспериментальные данные позволяют описать зависимость термонамагниченности $TPRM$ от давления P следующими уравнением:

$$TPRM(P) = TRM/(1 + bP), \quad (1)$$

где параметр b зависит от свойств конкретного образца и характеризует «чувствительность» термонамагничивания к давлению:

$$b = 0,024 - 0,0547I_{rs}/I_s (0,1 \leq I_{rs}/I_s < 0,438). \quad (2)$$

При этом соотношение между коэрцитивной силой H_c и I_{rs}/I_s можно описать полиномом 2-ой степени:

$$\mu_0 H_c = 30,7(I_{rs}/I_s) + 65(I_{rs}/I_s)^2. \quad (3)$$

Из уравнений (1) и (2) видно, что давление в большей степени снижает величину формируемой термонамагниченности при уменьшении отношения I_{rs}/I_s т. е. в многодоменных зернах.

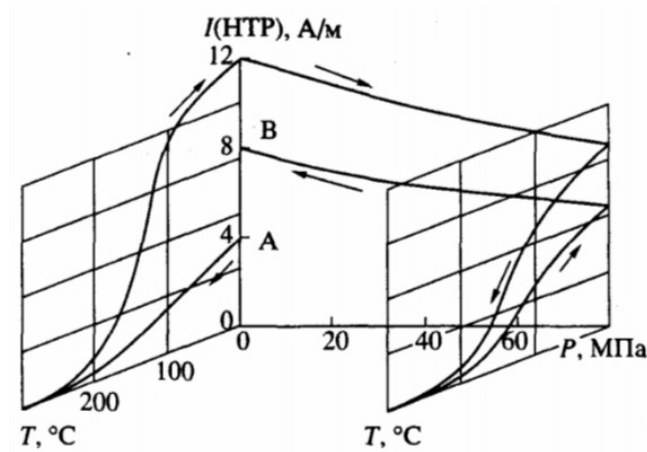


Рис. 2: Изменение намагниченности $I_{НТР}$ образца базальта Императорского хребта при изменении температуры и давления (Точка А – начало процесса, точка В – окончание) в поле $H = 328$ А/м [Трухин, Максимочкин, 1999]

Изменения термонамагниченности титаномагнетитов с $T_c = 180$ °С с увеличением глубины, обусловленные ростом давления и температуры, для зерен с различным отношением I_{rs}/I_s , рассчитанные по формуле (1) с учетом соотношения (2) и изменения давления с ростом глубины, показаны на рис. 3.

С ростом глубины изменяются не только термодинамические параметры, но и усиливается окисление титаномагнетитов в базальтах, которое приводит к уменьшению спонтанной намагниченности. Если учесть этот фактор, а также считать, что термонамагниченность пропорциональна спонтанной намагниченности, то величина TRM с ростом глубины будет изменяться более значительно, чем отмечалось выше (рис. 3, кривая 2). Из этих данных видно, что уже на глубине 0,5 км величина TRM может составлять 0.1 от величины TRM базальтов, находящихся на поверхности дна.

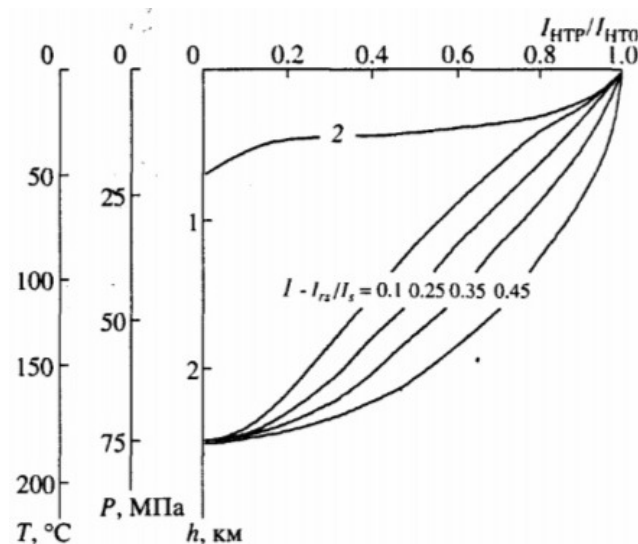


Рис. 3: Расчетные относительные изменения термонамагниченности $TPRM/TRM$ (на графике – I_{HTP}/I_{HT0} титаномagnetитов с $T_c = 180$ °C, обусловленные ростом P и T при увеличении глубины их залегания в океанической коре: 1 – при различных значениях I_{rs}/I_s ; 2 – с учетом однофазного окисления при $I_{rs}/I_s = 0, 1$. T_0 – комнатная температура [Трухин, Максимочкин, 1999]

Если считать величину термонамагниченности поверхностных базальтов равно 9 А/м, то изменение ее с глубиной будет описываться кривой 1 на рис. 4

В работе [Максимочкин, Трухин, 1999] на основе анализа результатов экспериментальных исследований процессов термонамагничивания подводных горных пород при повышенных P и T и проведенного по этим результатам моделирования распределения термонамагниченности в зависимости от глубины океанской земной коры были сделаны следующие выводы:

- 1 Намагниченность верхней части океанской коры на глубинах $h < 0,7$ км определяется магнетизмом титаномagnetитовой ферримагнитной фракции, подвергнутой однофазному окислению, степень которого может изменяться в больших пределах. Намагниченность коры в интервале $h = 1,5-4$ км определяется низкотитанистой ферримагнитной фракцией близкой к магнетиту. При $h > 4$ км за намагниченность горных пород ответственна magnetитовая ферримагнитная фракция.
- 2 Термонамагниченность титаномagnetитов, которая является основной компонентой намагниченности верхней части океанской коры, с ростом

глубины залегания пород быстро уменьшается, и на глубине примерно 0,5 км составляет 10% от термонамагниченности поверхностных пород, а на глубине 0,7 км — полностью разрушается.

- 3 Вклад вязкой компоненты в намагниченность базальтового слоя в интервале глубин от 0 до 0,5 км незначителен. Существенный вклад вязкой компоненты в намагниченность пород океанской коры возможен на глубинах 1,2–1,4 км.
- 4 Намагниченность горных пород на глубинах 4–8 км может состоять либо из химической намагниченности однодоменных зерен магнетита, либо из термонамагниченности псевдооднодоменных или многодоменных зерен магнетита, величина которой убывает с ростом глубины залегания пород.
- 5 На глубине примерно в 8 км в океанической коре за счет роста P и T возможен 2–4-кратный рост полной намагниченности за счет повышенной термонамагниченности магнетитовых зёрен с дефектной структурой.

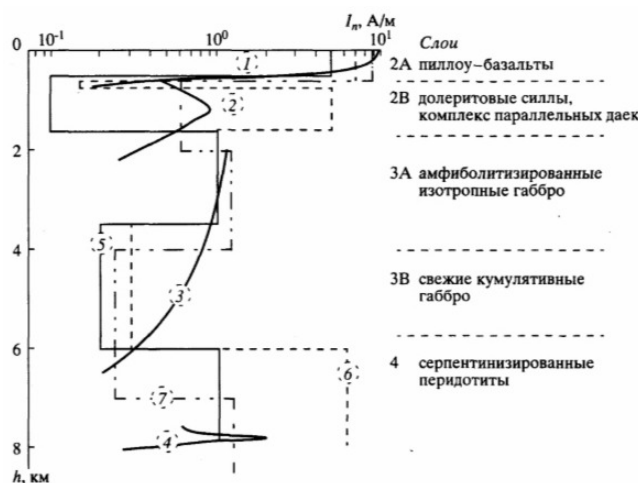


Рис. 4: Физическая модель строения магнитоактивной толщи под океанами. Кривые 1–4 — по экспериментальным данным авторов об изменении намагниченности при росте P и T , кривая 5 — данные Д. Данлопа, кривая 6 — данные В.М. Гордина, кривая 7 — данные А.А. Шрейдера [Трухин, Максимочкин, 1999]

1.2 Зависимость магнитных свойств подводных базальтов от содержания титана в титаномагнетите и размера зёрен.

Титаномагнетиты – непрозрачные кубические минералы с составами, лежащими между конечными членами: магнетитом (Fe_3O_4) и ульвошпинелью (Fe_2TiO_4). Кристаллическая структура титаномагнетитов – структура шпинели. Как титаномагнетиты, так и титаногематиты кристаллизуются при $\sim 1300^\circ C$ и являются наиболее ранними в процессе кристаллизации изверженных горных пород. Быстро охлажденные вулканические (эффузивные) горные породы (типа океанских подушечных базальтов, pillow basalts) часто содержат титаномагнетиты с существенным содержанием частиц, размером в 1 мкм или еще меньших размеров. Эти мелкозернистые титаномагнетиты часто уже демонстрируют основные кристаллические особенности. Медленно охлаждаемые интрузивные горные породы обычно содержат частицы больших размеров, иногда превышающие 100 мкм.

В процессе охлаждения изверженной горной породы происходит окисление, процесс происходит не равномерно так как скорость охлаждения уменьшается при удалении от зоны контакта с водой, это связано с тем, что теплопроводность базальтов ниже чем теплопроводность воды. При охлаждении первичные $FeTi$ -окисные частицы часто не находятся в равновесии по отношению температуре и к окислительной обстановке. Окисление происходит почти всегда, когда горная порода охлаждается небыстро и/или охлаждается под давлением (например, в условиях дна океана), где отсутствует дегазация [Батлер, 1998].

Магнитные характеристики как изверженных, так и осадочных и метаморфических пород обусловлены главным образом акцессорными минералами, обладающими ферромагнитными свойствами. К таким минералам относятся магнетит и его разновидности (титаномагнетит, магномагнетит и пр.), маггемит, гематит и гемоильмент. В осадочных породах немаловажную роль играют также гидроокислы железа (гётит, гидрогётит, гидрогематит, лепидокрокит), а в изверженных и метаморфических – пирротин.

В магматических и большинстве метаморфических пород главными но-

сителями ферромагнетизма являются минералы титаномagnetитовой серии. Кристаллическая решетка всех этих минералов имеет кубическую структуру обращенной шпинели. Magnetит Fe_3O_4 – крайний член серии, типичный ферримagnetик с намагниченностью насыщения $I_s = 480 \cdot 10^3$ А/м, температурой Кюри $T_c \approx 580$ °С.

С увеличением содержания ульвошпинели, которая при комнатной температуре парамагнитна ($T_c = -153$ °С), значения I_s и T_c уменьшаются. Однако у природных титаномagnetитов намагниченность I_s очень редко бывает менее $80 \cdot 10^3$ А/м, а температура T_c ниже 100 °С, так как титаномagnetиты промежуточного состава при нормальной температуре метастабильны и распадаются на две фазы, одна из которых (с более низким содержанием ульвошпинели) сохраняет высокую намагниченность I_s [Шолпо, 1977].

Кроме намагниченности насыщения I_s и температуры Кюри T_c ферромагнетик характеризуют гистерезисные свойства: начальная магнитная восприимчивость k , поле насыщения H_s , остаточная намагниченность насыщения I_{rs} , коэрцитивная сила H_c и остаточная коэрцитивная сила H_{cr} . Однако эти величины сильно зависят от размеров и форм зерен, от наличия в них дефектов, включений, напряжений и пр. Поэтому перечисленными параметрами, которые называются структурно-чувствительными, правильнее характеризовать не сами минералы, а содержащие их горные породы [Храмов (и др.), 1982].

Специфика магнитных свойств горных пород по сравнению со сплошными поликристаллическими ферро- и ферри-магнетиками состоит прежде всего в том, что носители ферромагнетизма являются аксессуарными минералами, зерна которых рассеяны в «немагнитной» матрице, образованной пара- и диа-магнитными минералами; магнитные зерна имеют разные распределения по размерам и форме, разную концентрацию и разные взаимоотношения друг с другом. Это по-разному отражается на тех или иных магнитных параметрах горных пород, поэтому для некоторых классов пород и по некоторым магнитным параметрам можно указать их типичные, наиболее вероятные значения, а в остальных случаях — лишь пределы изменения параметров. Силу связи между характеристиками зёрен и магнитными свойствами горных пород качественно иллюстрирует табл. 1.

Для большинства магматических, метаморфических и сравнительно сильномагнитных осадочных пород начальная магнитная восприимчивость k определяется главным образом концентрацией минералов титаномагнетитовой серии. содержание этих минералов в магматических породах изменяется в очень широких пределах — от знакового (менее 0,01 вес.%) до 10 вес.%, что связано с химическим составом породообразующей магмы и термодинамическими условиями кристаллизации, а также с интенсивностью и характером вторичных преобразований пород [Печерский (и др.), 1975].

Сильная зависимость магнитной восприимчивости горных пород от содержания и состава акцессорных минералов обуславливает весьма широкие пределы изменения k . Вариационные кривые k для каждой литологической разности характеризуются главным максимумом, сильно сдвинутым в сторону меньших значений, и длинным «хвостом» в сторону больших значений [Бондаренко (и др.), 1976]. Распределения k , таким образом, резко отличаются от нормальных, они значительно ближе к логонормальным.

Таблица 1: Связи между характеристиками ферромагнитного компонента горных пород и их магнитными свойствами (Знаком ++ показана сильная зависимость, + слабая зависимость, – полное отсутствие связи)

Характеристики ферромагнитного компонента пород	Магнитные свойства								
	T_c	T_b	H_{cr}	H_c	I_s	I_{rs}	λ	K	NRM
Состав	++	++	++	++	++	++	++	++	++
Концентрация	–	–	–	–	++	++	+	++	++
Размер зёрен	–	++	–	++	–	++	+	+	++
Форма зёрен	–	+	–	+	–	+	++	+	+
Распределение зёрен в породе	–	+	–	+	–	+	++	+	+

Прямой функциональной зависимости между концентрацией железисто-окисных минералов и магнитной восприимчивостью горных пород не наблюдается, однако статистическая зависимость такого рода существует. Статистический характер этой зависимости объясняется тем, что кроме концентрации ферромагнитных частиц на магнитную восприимчивость породы влияет их состав, размеры, форма, степень сохранности.

Температуры Кюри ферромагнитных материалов могут быть определены в термомагнитных опытах, выполненных в сильных магнитных полях, в которых намагниченность образца, помещенного в сильное магнитное поле, наблюдается по мере увеличения температуры. Для образцов с намагниченностью, обусловленной ферромагнитными минералами, измеренная в сильном поле намагниченность моделирует I_s ферромагнитного минерала. Температура Кюри (T_c) определяется как точка максимально быстрого уменьшения I_s . Если концентрация ферромагнитных минералов достаточна, эксперимент может быть выполнен непосредственно на образце горной породы. Однако, для многих типов горных пород, определение температуры Кюри требует работы с их магнитной фракцией, смирясь с сопутствующей неопределенностью техники ее извлечения.

Рис. 6 показывает примеры результатов намагничивания в сильном поле. На рис. 6а, температура Кюри ≈ 575 °С проявляется и при нагревании, и охлаждении. Поскольку эта температура Кюри может указывать как на бедный титаном титаномagnetит, так и на титаногематит состава $x \gg 0, 1$, то для полной идентификации минералов требуется дополнительная информация. В этом случае результаты анализа коэрцитивного спектра указывают, что ферромагнитный минерал это – бедный титаном магнетит.

Рис 6b иллюстрирует термомагнитный результат, где $T_c \approx 200$ °С. Эта температура Кюри может «принадлежать» или титаномagnetиту или титаногематиту. Оптические наблюдения и данные электронного микроисследования указывают, что промежуточный титаногематит – доминирующий ферромагнитный минерал в этой магнитной фракции.

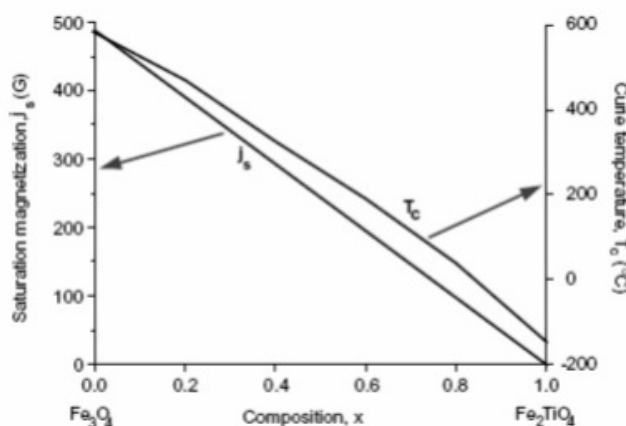


Рис. 5: Зависимость намагниченности I_s и температуры Кюри T_c от состава минерала [Батлер, 1998]

Примеры на рисунках 6а и 6b – простые примеры с единственными температурами Кюри и обратимыми кривыми нагрева и охлаждения. Однако необратимые химические изменения или сложные комбинации ферромагнитных минералов часто обуславливают сложное «термомагнитное» поведение породы, которое трудно интерпретировать. На рис 6с кривые нагрева и охлаждения необратимы, что указывает на то, что необратимость изменения в ферромагнитных минералах обусловлена нагреванием. Некий максимум в процессе намагничивания наблюдается в интервале 225 – 275 °С. Этот образец содержит двухфазный пирротин (Fe_7S_8 плюс Fe_9S_{10}). Температура Кюри пирротина равна 320 °С, а увеличение I_s при 225 °С обусловлено фазой

Fe_9S_{10} , изменяющейся от антиферромагнетика при $T < 225$ °C к ферромагнетику в интервале $225 < T < 320$ °C. Такие необратимые изменения ферромагнитных минералов и комбинаций ферромагнитных минералов могут чрезвычайно затруднять идентификацию ферромагнитных минералов по результатам анализов в сильном поле.

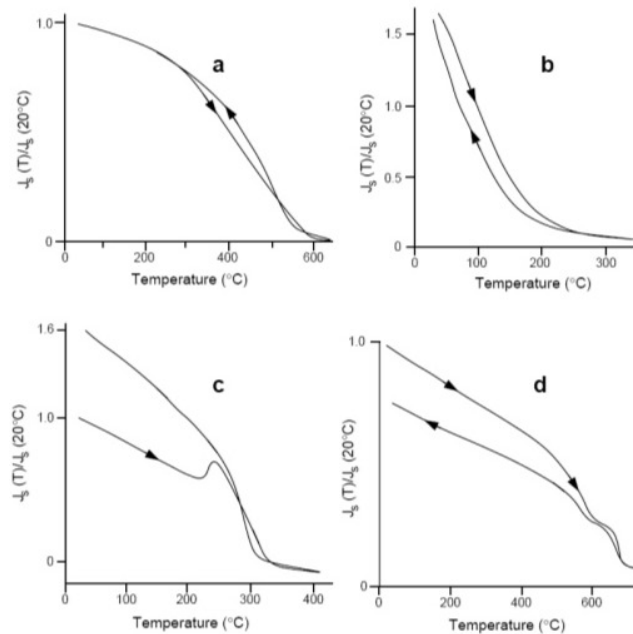


Рис. 6: Опыты по термомагнитному анализу в сильных полях [Батлер, 1998]

Пример на рис. 6 показывает температуры Кюри 580 °C и 680 °C, наблюдаемые в магнитной фракции. Вспомогательная информация указывает, что эти температуры Кюри принадлежат магнетиту и гематиту, соответственно. Этот пример предлагается как иллюстратор того, что ферромагнитный минерал с низким I_s (подобно гематиту) может проявиться в присутствии сосуществующего с ним ферромагнитного минерала с намного более сильным I_s (подобно магнетиту). Однако это – нетипичный пример, и он ярко демонстрирует одно из главных ограничений термомагнитного анализа в сильном поле. Поскольку измеренная I_s образца обусловлена минералом с высоким I_s , соответствующие ферромагнитные минералы с низким I_s часто не проявляются в результатах термомагнитных экспериментов в сильном поле, даже при том, что эти минералы могут нести главную часть NRM .

1.3 Термоостаточная намагниченность

TRM — вид намагниченности, приобретенной большинством изверженных горных пород. Магнитные моменты ферромагнитных частиц будут устойчивы во времени ниже своих блокирующих температур (T_b), которые распределены в интервале ниже температуры Кюри. Когда температура уменьшается до T_b какого-то однодоменного зерна, оно испытывает резкое увеличение времени релаксации τ и переходит из суперпарамагнитного в однодоменное состояние. Важной стороной термонамагничивания является то, что уже малое магнитное поле (например, геомагнитное поле) действуя при повышенной температуре, может в процессе охлаждения вызывать перераспределение магнитных моментов ферромагнитных частиц, создавая тем самым остаточную намагниченность. При нормальных условиях эта остаточная намагниченность может быть стабильной в течение геологического времени и устойчивой к воздействиям магнитных полей после первоначального охлаждения.

Возможно, наиболее серьезное упрощение в вышеупомянутой модели приобретения *TRM* — то, что она рассматривает только однодоменные зёрна. Учитывая ограниченный диапазон размеров частиц и распределений по форме, допускающих существование стабильных однодоменных зёрен магнетита или титаномagnetита, необходимо признать, что в типичной изверженной горной породе однодоменным окажется только маленький процент всех зёрен. Большинство зерен будет или псевдооднодоменными (*PSD*) или многодоменными (*MD*).

В изверженных горных породах распределение ферромагнитных зёрен по размеру обычно нормально-логарифмическое. Гистограмма числа частиц относительно логарифма размера частицы хорошо аппроксимируется Гауссовской (колоколообразной) кривой. Быстро охлажденные вулканические горные породы обычно имеют распределения по размеру с пиком в $d < 10$ мкм, с главной частью распределения в пределах однодоменного (*SD*) и *PSD* диапазонов. Кроме того, вторичное окисление вулканических горных пород часто приводит к образованию зёрен, меньших, чем размеры *Fe Ti*-окисных зёрен, которые кристаллизуются из извергаемого расплава. Таким образом, вулканические горные породы обычно имеют довольно большую и стабиль-

ную *TRM*. Типичная величина *TRM* базальтовой лавы – 1 А/м. В общем случае, в вулканических горных породах в пределах многодоменного диапазона лежит меньший процент распределения зерен по размеру, чем в интрузивных изверженных горных породах. Это означает, что вторичные компоненты намагниченности, обусловленные многодоменными зёрнами, в вулканических горных породах меньше [Батлер, 1998].

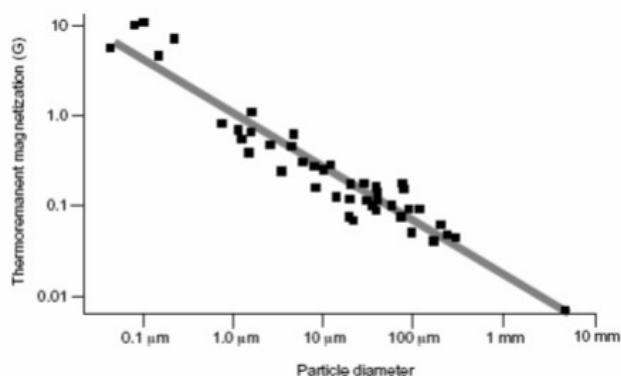


Рис. 7: Зависимость величины TRM от диаметра частицы магнетита [Dunlop, 1983].

2 Образцы, методика и техника эксперимента

2.1 Исследуемые образцы

В данной работе были исследованы 9 дублей образца 70/3, добытого в рифтовой зоне юга Красного моря. Исследования проводились для трёх слоев – из каждого слоя было выпилено 3 дубля. Дубли 1, 2, 4 были выпилены из слоя, прилегающего к корке подушечной лавы (рис. 8), т.о. расстояние от зоны контакта с водой 0–1 см. Дубли 34, 35, 36 и 64, 65, 66 были выпилены из слоев, находящихся на расстоянии 3–4 см и 6–7 см соответственно. У каждого дубля была измерена масса, длина рёбер образцов в виде кубике была равна примерно 1 см (рис. 8).



а)



б)



в)



г)

Рис. 8: Образец базальта №70/3

Слои 6-7 см и 0-1 см, отдали в лабораторию физической электроники для получения изображений кристаллов титаномагнетита в отраженных электронах рис. 9.

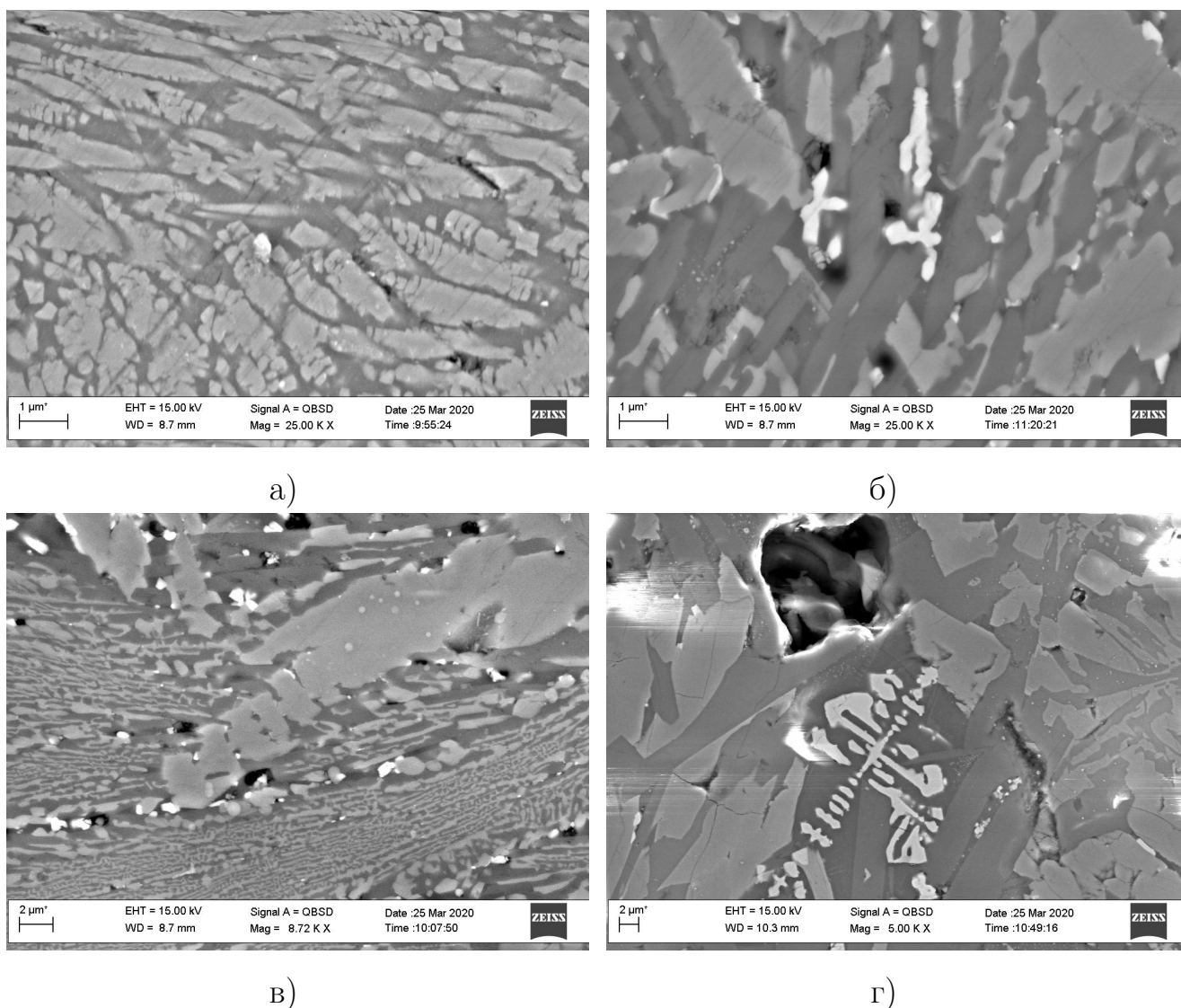


Рис. 9: Результат электронной микроскопии: изображения аншлифов образцов в обратно-рассеянных электронах в слое 0-1 см верхняя часть а), средняя б), нижняя, слой 6-7 см г)

Из полученных изображений видно, что в слое 0- 1 см размер зерен 0,2–1 мкм, а в слое 6–7 см размер зерен ≈ 6 мкм. В слое 6–7 см ярко выражена дендритическая структура магнитных зерен.

2.2 Измерение магнитной восприимчивости

Коэффициент магнитной восприимчивости образцов был измерен с помощью каппаметра ИМВО-М. Принцип действия данного прибора основан на измерении изменений индуктивности катушки при помещении в нее образца горной породы. Прибор предназначен для измерения объемной восприимчивости твердых, сыпучих и жидких образцов различных веществ: горных пород, руд, технологических продуктов, химических соединений и т. д. Для повышения точности эксперимента, производится калибровка образца с помощью эталонного образца, у которого $k = 1,7 \cdot 10^{-4}$ ед. СИ. Коэффициент магнитной восприимчивости образца вычислялся по формуле:

$$k = \frac{K \cdot V_n}{V}, \quad (4)$$

где K — показание прибора, V — истинный объем образца (1 см^3), V_n — номинальный объем образца — 100 см^3 .

Диапазон измерения магнитной восприимчивости $1 \cdot 10^{-7}$ – $2 \cdot 10^{-1}$ ед. СИ при номинальном объеме 100 см^3 . Точность абсолютной калибровки: не хуже $\pm 3 \%$. Для сравнения величины магнитной восприимчивости образцов была рассчитана удельная магнитная восприимчивость, так как у образцов разная масса.

2.3 Измерение естественной остаточной намагниченности

Остаточная намагниченность различной природы измерялась на ротационном магнитометре JR-6. Принцип измерения: образец горной породы определенного размера и формы (цилиндрической или кубической, в нашем случае кубический образец объемом — 1 см^3) вращается с постоянной угловой скоростью внутри пары катушек; переменный сигнал индуцируется в катушках, амплитуда и фаза которого зависит от величины и направления вектора остаточной намагниченности образца. Образец измерялся в четырех положениях. Для калибровки установки использовался калибровочный стандарт фирмы AGIGO с известной намагниченностью $I_{st} = 7,58 \text{ А/м}$. Приборная

погрешность $\pm 2\%$.

2.4 Размагничивание переменным полем

Размагничивание образцов переменным полем производилось на приборе LDA-3A, При этом выбиралась скорость вращения (medium) и время вращения (1 минута). Размагничивание производилось ступенчато. Образец закрепляется в держателе и устанавливается в катушку размагничивания находящуюся в магнитном экране, компенсирующем внешние магнитные поля, прибор начинает вращение образца, увеличивает переменное поле размагничивания вплоть до предварительно заданного значения, поддерживает это поле заданное время, а затем уменьшает поле обратно кривой возрастания и прекращает вращение образца.

2.5 Определение гистерезисных характеристик

Образцы были помещены в вибрационный магнитометр ВМ, после установления поля величиной 1,4 Тл, поле постепенно уменьшали, снимая при этом значения ЭДС, пропорциональной намагниченности. Таким образом была получена часть петли гистерезиса для определения намагниченности насыщения I_{sfm} (рис. 10). После доведения поля до нуля, на JR-6 точно измерена остаточная намагниченность I_{rs} и произведен пересчет значений ε в намагниченность с помощью вычисленного коэффициента перевода:

$$I = k\varepsilon, \quad (5)$$

где k – коэффициент перевода равен:

$$k = I_{rs}/\varepsilon_{rs}, \quad (6)$$

где I_{rs} – остаточная намагниченность, измеренная на JR-6, а ε_{rs} – пропорциональная остаточной намагниченности, измеренная на ВМ.

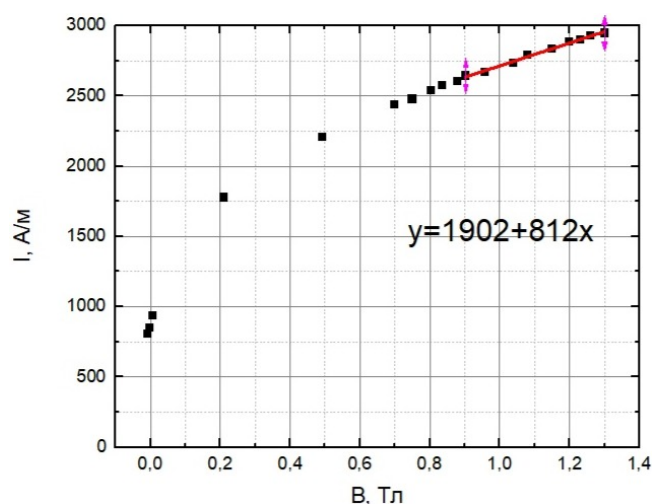


Рис. 10: Определение I_{sfm} по участку петли гистерезиса

Далее на вибрационном магнитометре ВМА [Максимочкин, Трухин, Гарифуллин, 2003] автоматически измерялись значения коэрцитивной силы H_c и остаточной коэрцитивной силы H_{cr} (рис. 11).

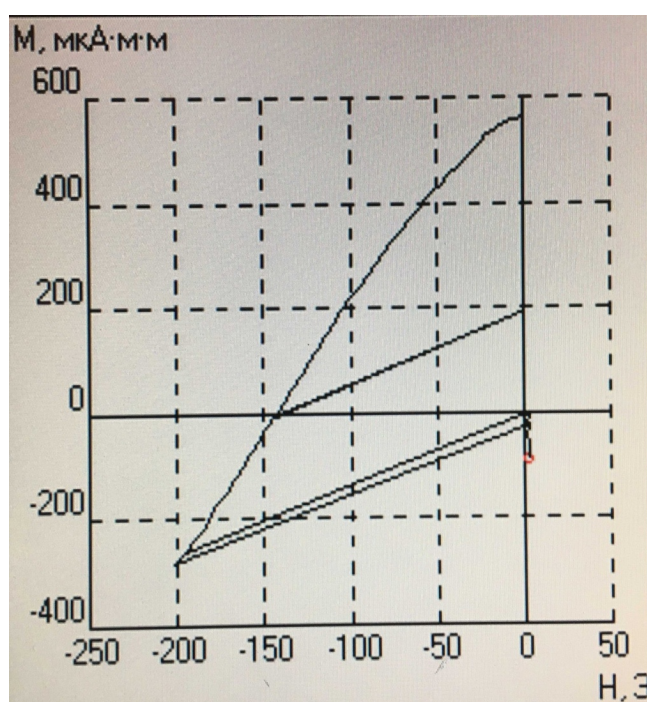


Рис. 11: Определение H_{cr} и H_c

Постепенно увеличивалась величина подаваемого обратного поля до тех пор, пока величина намагниченности не стала равно 0. Далее подавалось поле еще большей величины для определения остаточной коэрцитивной силы.

2.6 Термомагнитный анализ

Термомагнитные измерения производились при помощи прибора ВМ-1. Печь из нихромовой проволоки с бифилярной намоткой обеспечивает нагрев образцов в диапазоне от 20 °С до 600 °С. Температура измеряется дифференциальной термопарой, один спай которой контактирует с образцом, а второй находится при 0 °С (использовался сосуд Дюара с таящим льдом). В ходе эксперимента снималась зависимость магнитного момента от температуры в магнитном поле 0,24 Тл при нагреве и при охлаждении для исследуемого образца. Для определения значения температуры Кюри построена зависимость $M^2(T)$. $I = \frac{M}{V}$, поэтому далее будем говорить о намагниченности. Изменение спонтанной намагниченности ферромагнетика вблизи температуры Кюри $\sim (T_c - T)^{1/2}$. То есть: $I^2 = \beta(T_c - T) = \beta T_c - \beta T = a + bT$. Таким образом, уравнение аппроксимирующей прямой: $I^2 = a + bT$. Для определения T_c необходимо положить $I^2 = 0$. Тогда: $T_c = -a/b$ [Moskowitz, 1981].

Из части каждого исследуемого слоя был изготовлен порошок для измерения зависимости коэффициента магнитной восприимчивости от температуры. Порошки, помещенные в измеритель магнитной восприимчивости МФК1-А. Температурные зависимости коэффициента восприимчивости получены из частей каждого исследуемого слоя. В измерителе порошки нагревались до 600 °С, а затем охлаждались до комнатной температуры в аргоне, после чего эксперимент повторялся в атмосфере воздуха.

2.7 Терморазмагничивание образцов в немагнитном пространстве

На образцах проводилась термочистка естественной остаточной намагниченности NRM и исследование термостабильности магнитной восприимчивости. Нагрев образцов от 120 °С до 400 °С производился в специальной печи, температура в которой, измеряется дифференциальной термопарой хромель-копель, один спай которой контактирует с образцом, а второй находится при 0 °С (использовался сосуд Дюара с таящим льдом). Температура нагрева с каждым шагом увеличивалась на 20 °С. Для этого использовалась печь вибрационного магнитометра ВМА-1. После каждого цикла нагрев-охлаждение

измерялись остаточная намагниченность ротационным магнитометром JR-6 и магнитная восприимчивость на приборе ИМВО.

3 Результаты экспериментов

3.1 Начальные параметры образца

Была сформирована и исследована коллекция образцов, выпиленных из подушечной лавы на различных расстояниях от зоны контакта с водой. В ходе исследований были измерены естественные магнитные характеристики образцов и рассчитан параметр Кёнигсберга. Предварительно была измерена масса каждого образца, для всех образцов объём принимался равным 1 см^3 . Начальные параметры образцов, такие как коэффициент магнитной восприимчивости k и естественная остаточная намагниченность NRM , были измерены на измерителе магнитной восприимчивости ИМВО-М и ротационном магнитометре JR-6 соответственно. Чтобы убедиться в том, что параметры образцов не имеют больших отклонений друг от друга, все магнитные характеристики были приведены на единицу массы.

Таблица 2: Начальные параметры образцов

Глубина, см	Дубль	масса, г	$k/m \cdot 10^{-2}$ ед. Си/г	M_n/m мА·м ² /кг	Q
6–7	1	1,787	0,66	16,62	62,817
	2	2,284	0,65	16,66	64,127
	4	2,145	0,64	16,58	65,290
3–4	34	3,018	0,53	25,20	118,299
	35	3,162	0,52	25,70	123,048
	36	2,670	0,53	25,10	117,970
0–1	64	2,227	1,08	11,21	253,927
	65	1,988	0,89	9,31	261,930
	66	2,138	1,13	12,95	286,844

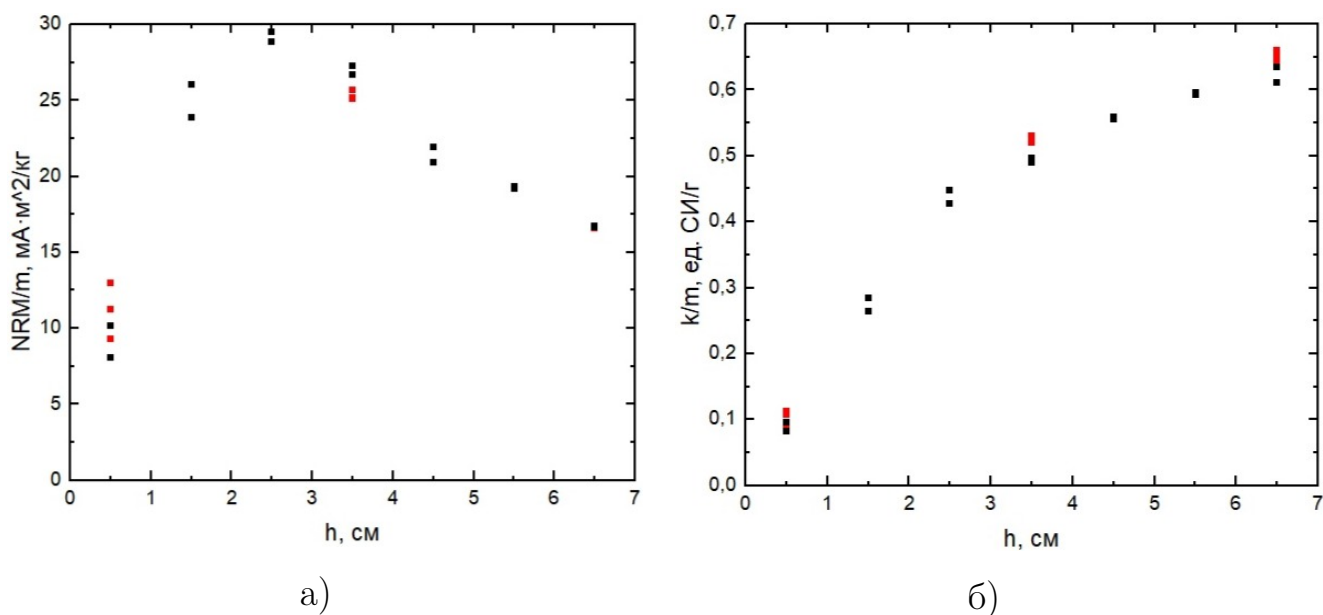


Рис. 12: Зависимость естественной остаточной намагниченности NRM – а) магнитной восприимчивости k – б), рассчитанные на массу образца, от глубины залегания слоя

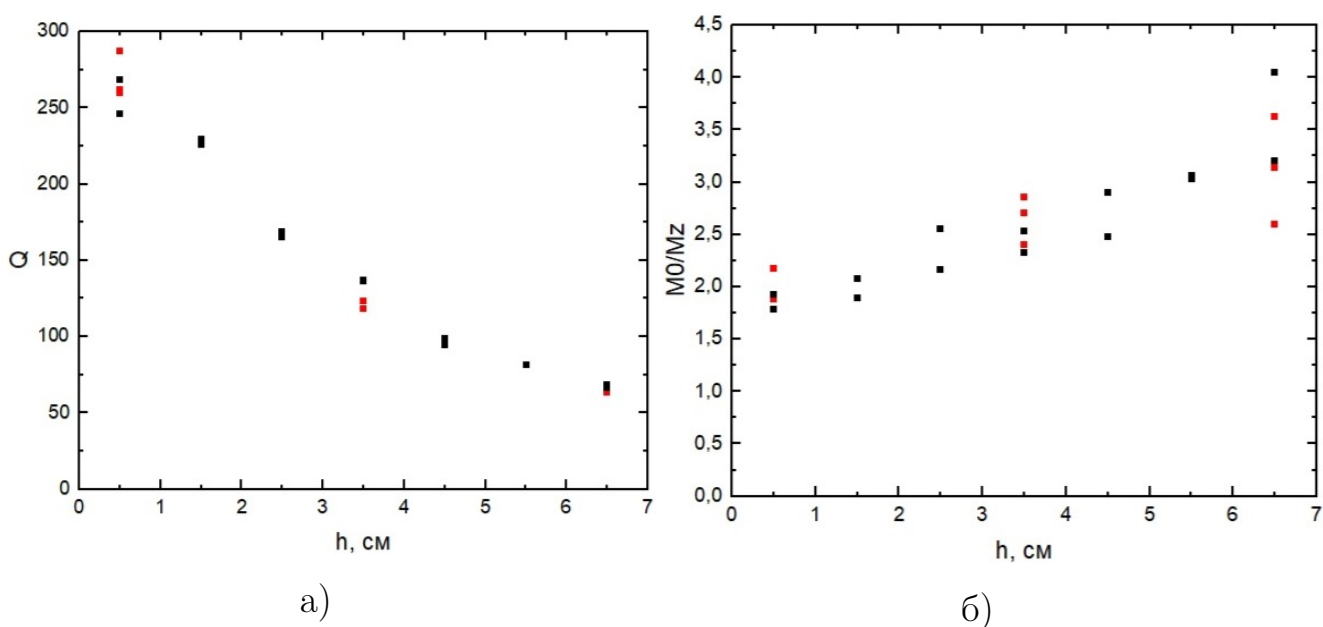


Рис. 13: Зависимость параметра Кенигсбергера Q – а) и тангенса угла наклона б) от глубины залегания слоя

Для построения зависимостей, представленных на рис. 12 и 13 использованы результаты А. Н. Целебровского, проводившего исследования с этим же образцом.

Исходя из (рис. 12) видно, что с увеличением глубины залегания слоя, его магнитная восприимчивость k увеличивается. Естественная остаточная

намагниченность NRM увеличивается, по мере увеличения глубины с 0,5 см до 2,5 см, после чего ее величина начинает убывать. Параметр Кенигсбергера уменьшается с увеличением глубины залегания слоя. Тангенс угла наклона вектора естественной остаточной намагниченности увеличивается с ростом глубины, что свидетельствует о повороте вектора намагниченности (рис. 13).

3.2 Размагничивание NRM переменным магнитным полем

Размагничивание путем постепенного увеличения воздействующего переменного поля образцов 4, 36 и 65 проводилось с помощью размагничивающей установки LDA-3AF. После каждого шага размагничивания измерялась оставшаяся NRM . По полученным данным построены кривые размагничивания (рис. 14). По результатам можно судить о характере размагничивания компонент NRM , для графического представления информации о размагничивании компонент была построена диаграмма Зейдervильда.

Из диаграмм Зейдervильда для исследуемых образцов следует, что величина компонент NRM уменьшается, прямолинейно приближаясь к нулю. Это свидетельствует о том, что намагниченность, которой обладает подушечная лава, из которой были вырезаны образцы, является однокомпонентной. Кривая размагничивания дубля 36 близка к кривой размагничивания дубля 4, оба дубля размагнитились более чем на 90 % после воздействия переменным полем величиной 30 мТл. Образец 65 обладает большей стабильностью к размагничиванию переменным полем и даже при величине поля 100 мТл остается 60% от начального значения.

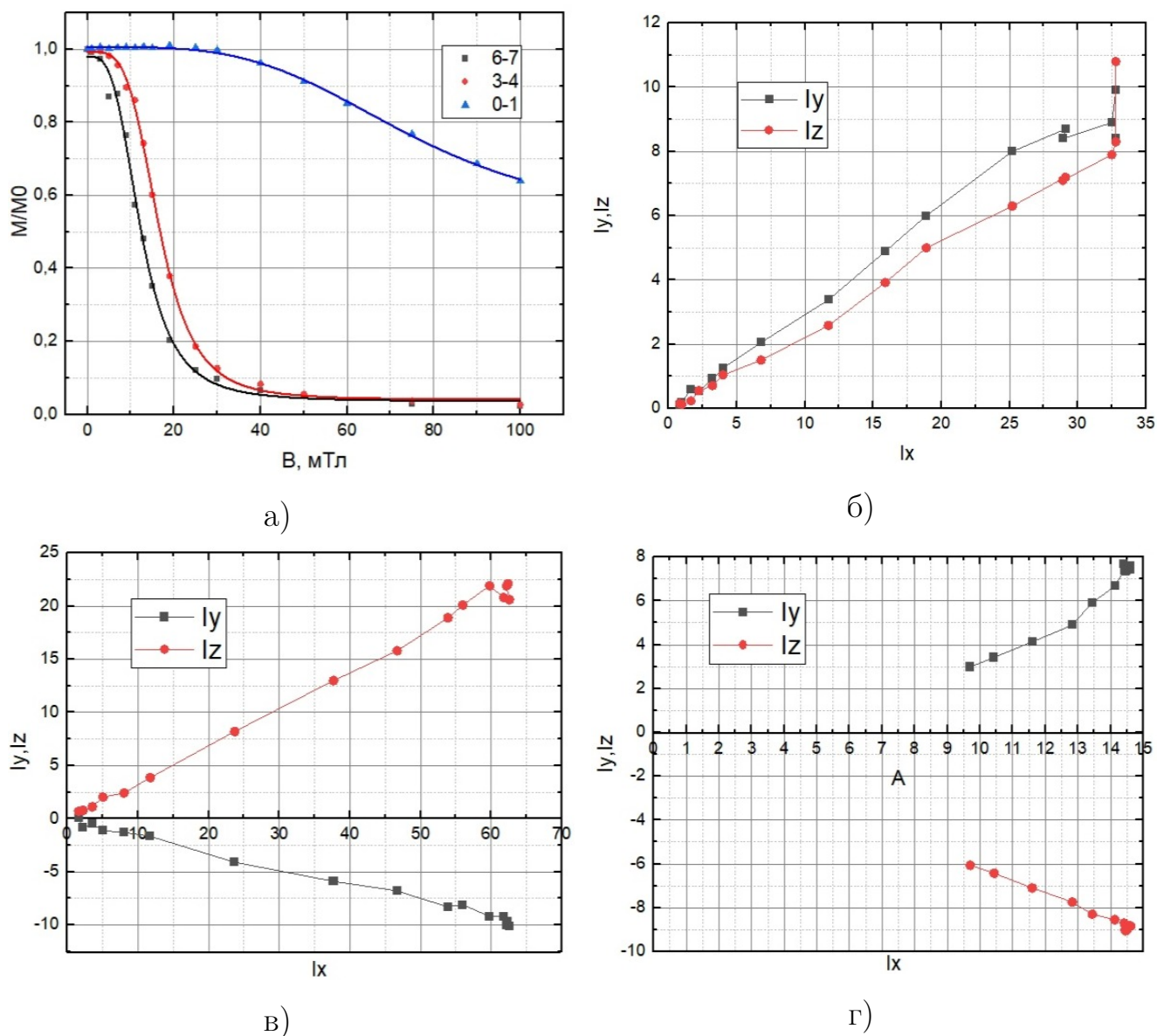


Рис. 14: Кривая размагничивания NRM в переменном поле дублей из трех слоев (а), диаграмма Зейдervильда для 4 дубля (б), 36 дубля (в), 65 дубля (г)

3.3 Гистерезисные параметры

Определение гистерезисных параметров образцов позволяет сделать вывод об их доменной структуре, используя критерий Дзэ [Day, 1977]. Результаты определения представлены ниже (рис. 15).

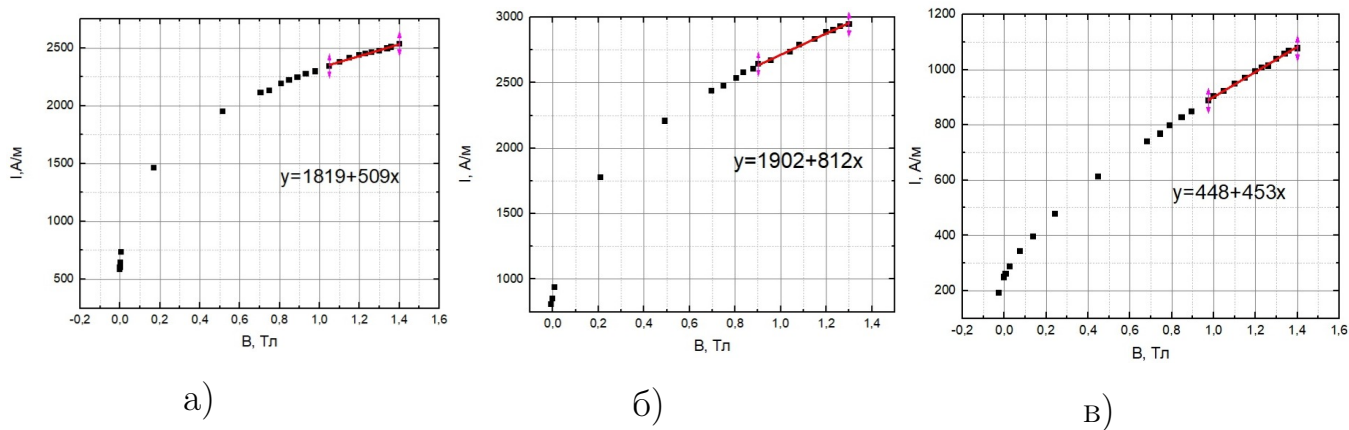


Рис. 15: Определение I_{sfm} дублей по линейному участку петли гистерезиса 4 (а), 36 (б), 65 (в).

Таблица 3: Полученные гистерезисные характеристики

Глубина, см	Дубль	I_{sfm} , А/м	I_{rs} , А/м	H_c , мТл	H_{cr} , мТл	H_{cr}/H_c	I_{rs}/I_{sfm}
6-7	4	1819 ± 25	600 ± 9	$14,3 \pm 0,4$	$19,3 \pm 0,6$	1,35	0,33
3-4	36	1902 ± 28	870 ± 13	$20,4 \pm 6$	$24,3 \pm 0,7$	1,19	0,46
0-1	65	448 ± 8	245 ± 4	$68,6 \pm 2$	$94,1 \pm 2,8$	1,37	0,55

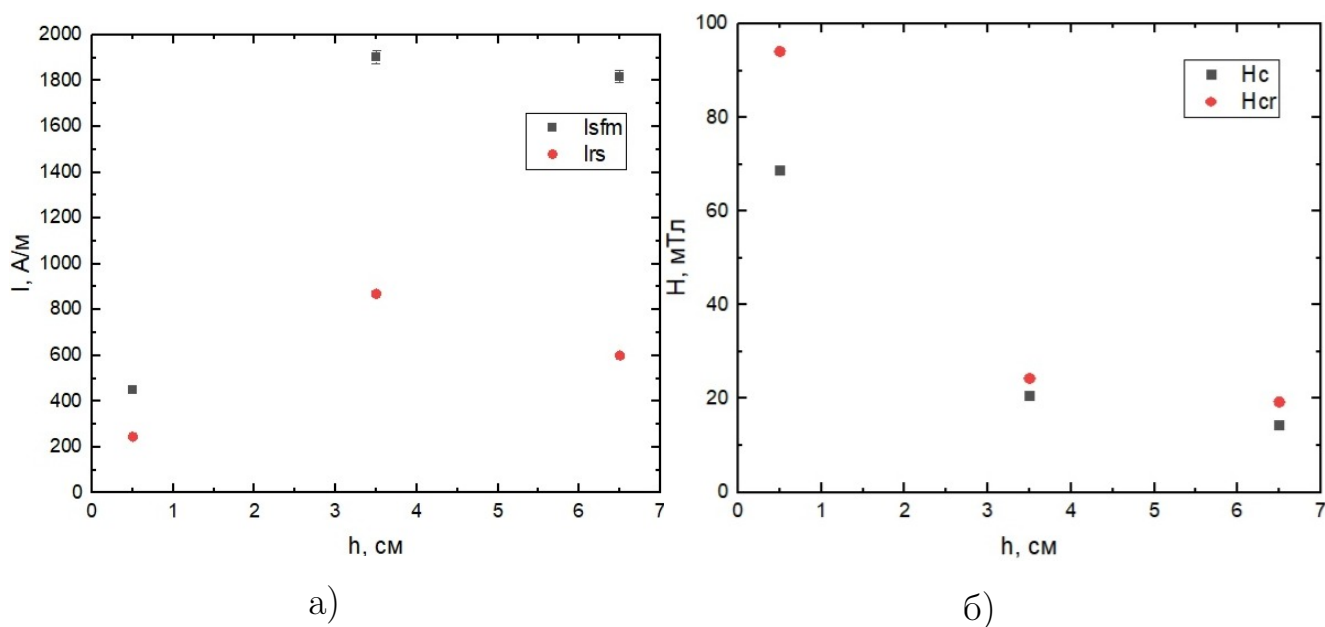


Рис. 16: Зависимость намагниченности насыщения I_{sfm} и остаточной намагниченности I_{rs} (а), коэрцитивной силы H_c и остаточной коэрцитивной силы H_{cr} (б) от глубины залегания слоя

У образцов из более глубоких слоев полученные гистерезисные харак-

теристики ближе по значению, в то время как у дубля из самого близкого к контакту с водой слоя значения коэрцитивной силы и остаточной коэрцитивной силы значительно больше, а значения намагниченностей меньше, чем у более глубоких слоев. Магнитные исследования подтверждают результаты электронной микроскопии. В верхнем слое размер кристаллов титаномагнетита меньше, чем в более глубоких.

3.4 Термомагнитный анализ

Температура Кюри титаномагнетита зависит от содержания в нем ульвошпинели. Исходя из величины определенной температуры, можно сделать вывод о химическом составе исследуемых образцов. Определение температуры Кюри проводилось двумя способами по: зависимостям $I(T)$ (рис. 17) и $k(T)$ (рис. 19–21).

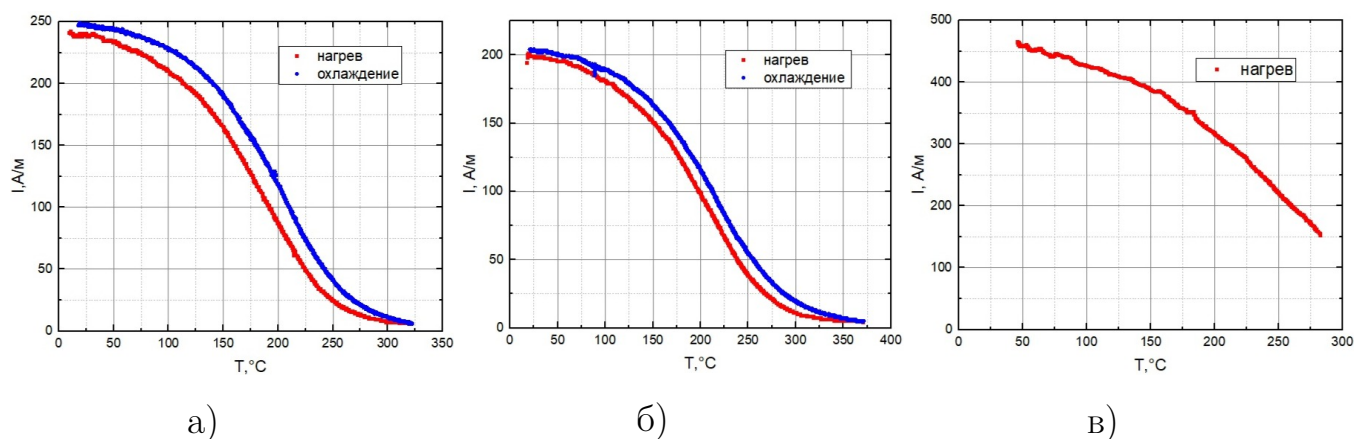


Рис. 17: Зависимость намагниченности в поле 0,24 Тл от температуры $I(T)$ для дублей 4 (а), 36 (б), 65 (в)

Температура Кюри T_c определялась по зависимости квадрата намагниченности от температуры (рис. 18).

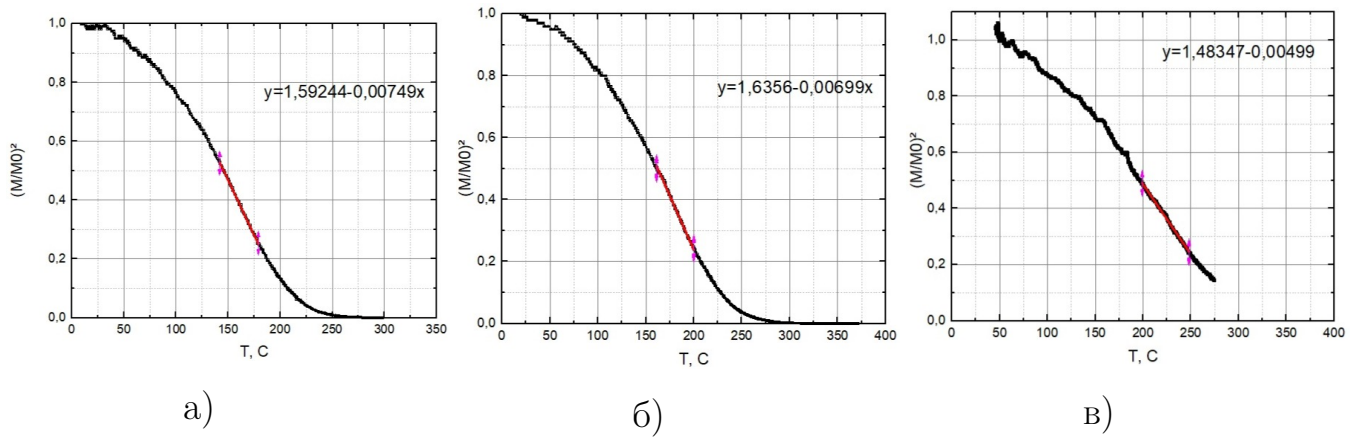


Рис. 18: Определение T_c по зависимости намагниченности насыщения от температуры для дублей 4 (а), 36 (б), 65 (в)

Температура Кюри по зависимости намагниченности от температуры $k(T)$ определялась по графику производной (рис. 19–21).

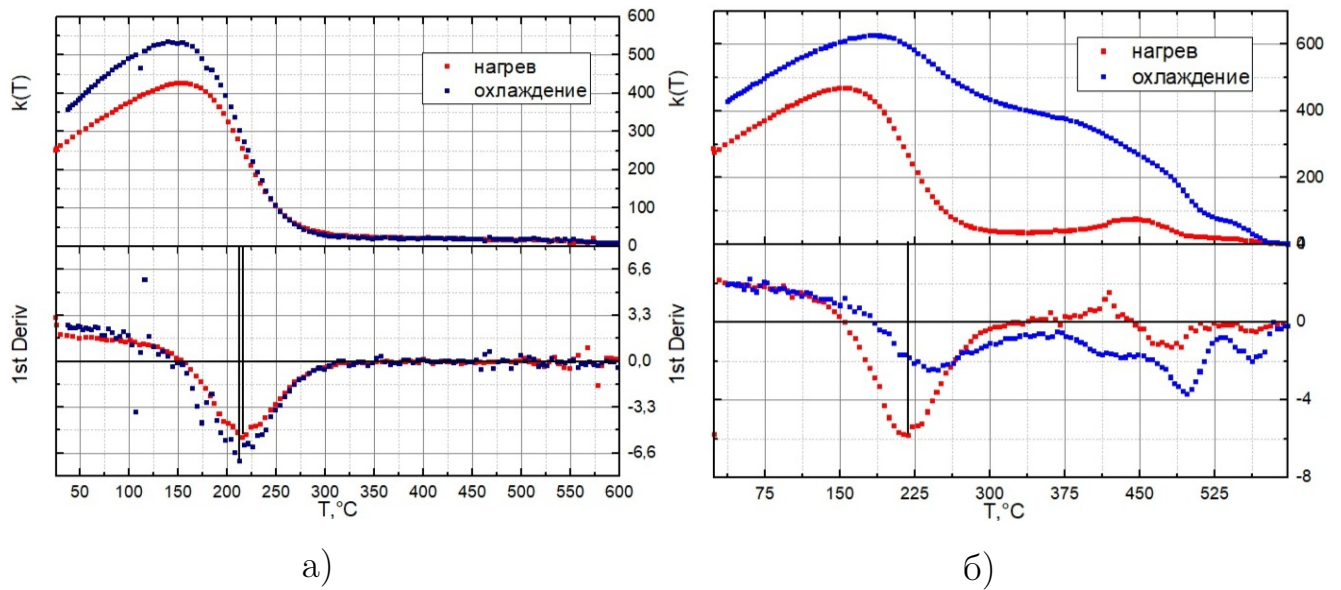


Рис. 19: Определение T_c по зависимости коэффициента магнитной восприимчивости от температуры при нагреве в аргоне (а), в воздухе (б) для слоя 6-7 см

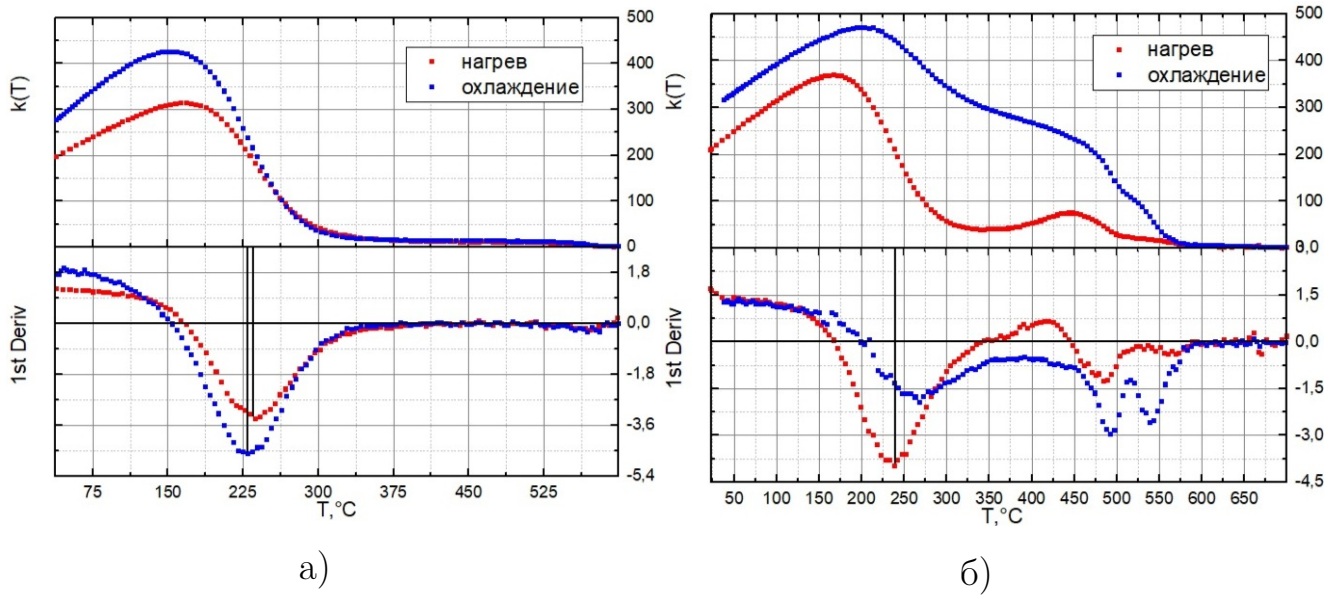


Рис. 20: Определение T_c по зависимости коэффициента магнитной восприимчивости от температуры при нагреве в аргоне (а), в воздухе (б) для слоя 3–4 см

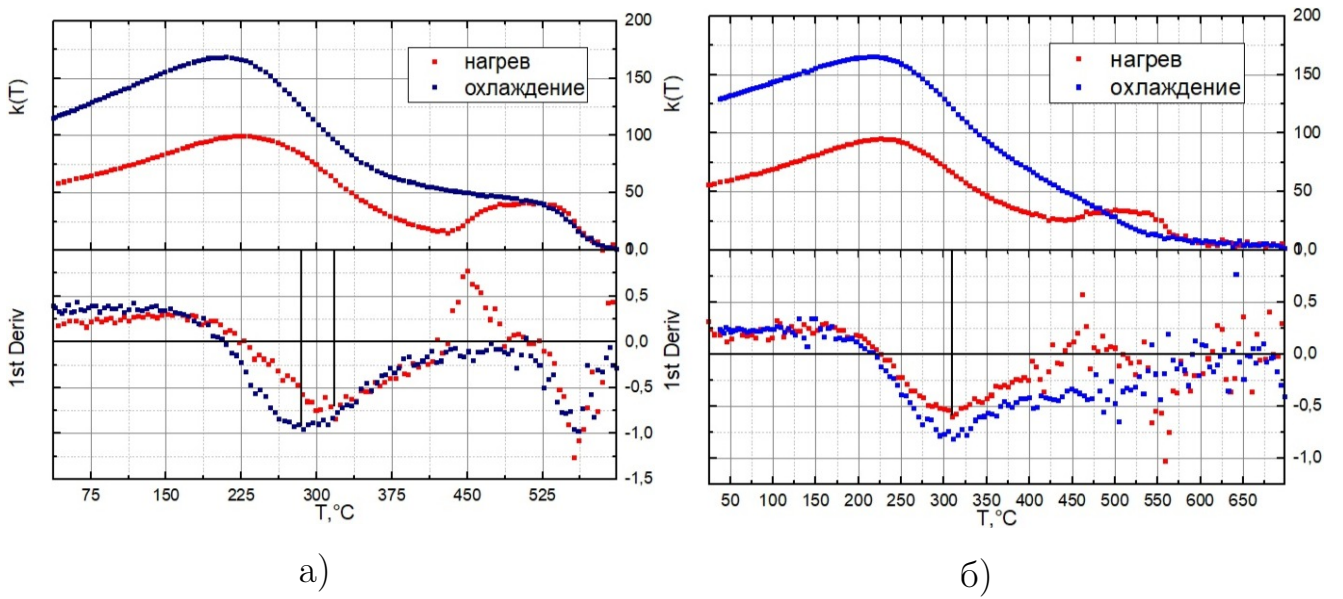


Рис. 21: Определение T_c по зависимости коэффициента магнитной восприимчивости от температуры при нагреве в аргоне (а), в воздухе (б) для слоя 0–1 см

Таблица 4: Температуры Кюри, полученные из зависимостей $I_s(T)$ и $k(T)$

Глубина, см	T_c °C, $I^2(T)$	T_c °C, $k(T)_{arg}(\text{нагр.})$	T_c °C, $k(T)_{air}$	T_c °C, $k(T)_{arg}(\text{охл.})$
6-7	212 ± 1	215 ± 13	214 ± 11	209 ± 9
3-4	234 ± 1	237 ± 11	239 ± 10	230 ± 10
0-1	298 ± 2	314 ± 14	310 ± 12	287 ± 12

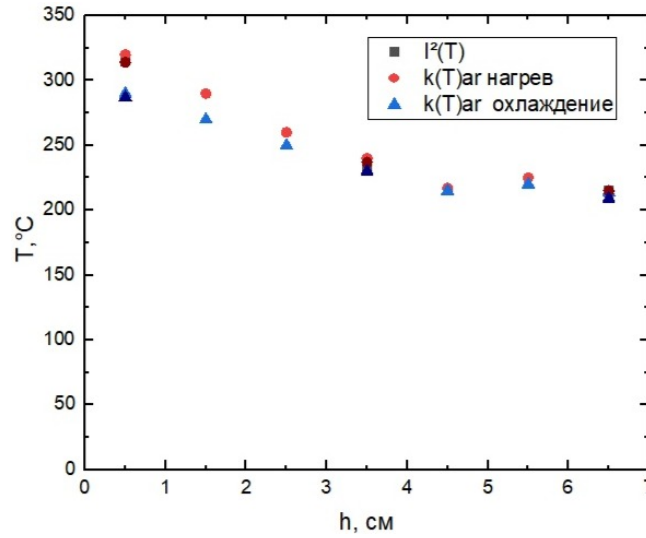


Рис. 22: Зависимость температуры Кюри T_c от глубины

При приближении к поверхности контакта с водой наблюдается увеличение температуры Кюри, что свидетельствует об уменьшении концентрации ульвошпинели в кристаллах титаномагнетита [Lattard (et al.), 2006]. Результаты ТМА свидетельствуют, что высокая температура Кюри для слоя 0–1 обусловлена однофазным окислением. Даже при нагреве в среде аргона наблюдаются изменения $k(T)$, характерные для катиондефицитного титаномагнетита, т. е. титаномаггемита, что свидетельствует о низкотемпературном однофазном окислении. Величина эффекта увеличивается при приближении к зоне контакта.

Из рисунка 22 видна тенденция уменьшения температуры Кюри с увеличением глубины залегания слоя.

3.5 Терморазмагничивание NRM образца в немагнитном пространстве

Для определения спектра блокирующих температур NRM дублей 2, 34, 64 была применена методика размагничивания циклическими нагревами в отсутствии магнитного поля, осуществленная на установках ВМА и печке с магнитным экраном. После каждого цикла нагрев-охлаждение измерялась магнитная восприимчивость. На основе полученных данных построены зависимости $k(T)/k_0$ (рис. 23) и $M(T)/M_0$ для исследуемых образцов (рис. 24а), где M_0 и k_0 – начальный магнитный момент образца и начальная магнитная восприимчивость соответственно, а $M(T)$ – значение магнитного момента образца, измеренное после каждого цикла нагрев – охлаждение.

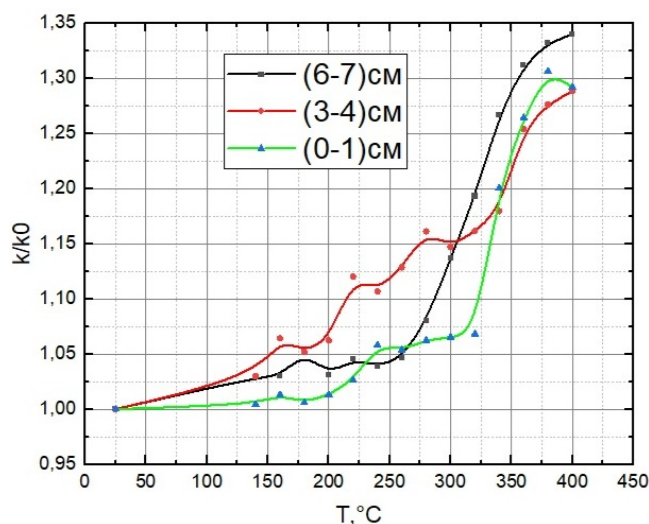
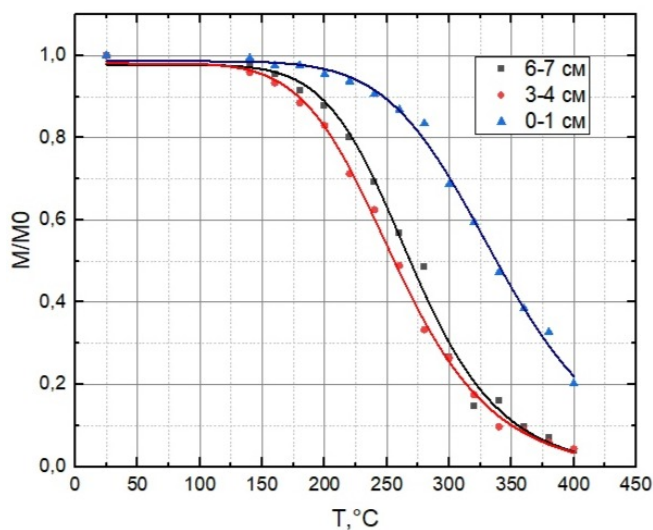
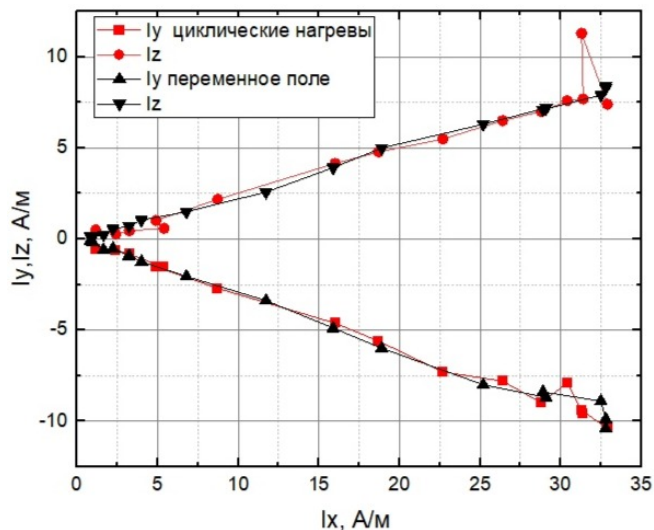


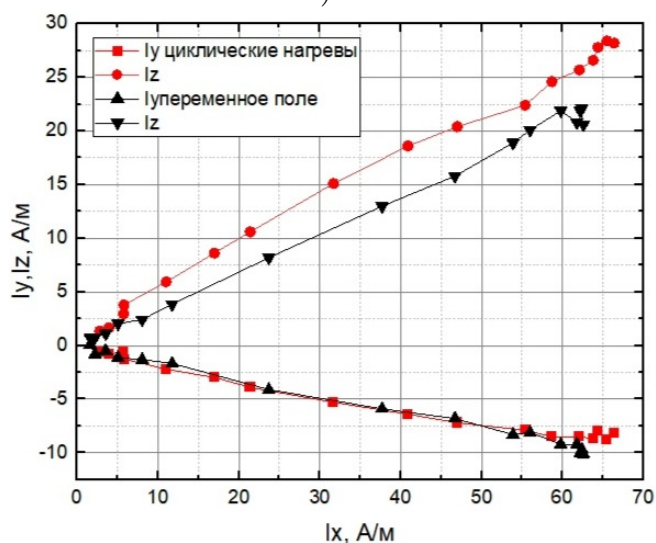
Рис. 23: Зависимость $k/k_0(T)$



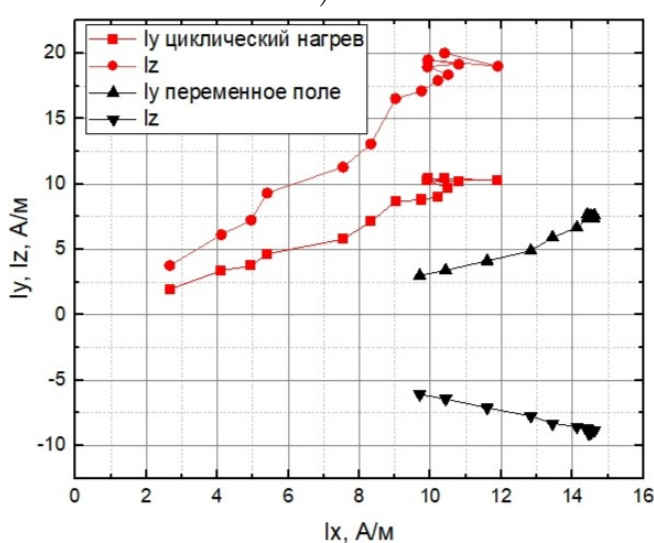
а)



б)



в)



г)

Рис. 24: Кривая размагничивания NRM для дублей из трех слоев а), диаграммы Зейдervильда, полученные при циклических нагревах и при размагничивании переменным полем для дубля 2 б), дубля 34 в), дубля 64 г)

По результатам циклического терморазмагничивания (рис. 24) были построены диаграммы Зейдervильда, из которых виден факт однокомпонентности NRM изучаемых дублей, что совпадает с результатами, полученными при размагничивании образцов в переменном поле. Разница в спектрах блокирующих температур дублей 2 и 34 составляет не больше 10%. Полученные зависимости позволили определить спектр блокирующих температур для различных слоёв подушечной лавы.

3.6 Моделирование процесса охлаждения подводных базальтов

Остывание подушечной лавы было смоделировано в программной платформе для моделирования физических задач COMSOL. Программа моделировала процесс теплопередачи, опираясь на уравнения 7 и 8.

$$d_z \rho C_p \frac{\partial T}{\partial t} + d_z \rho C_p \vec{u} \cdot \nabla T + \nabla \vec{q} = d_z Q + q_0 + d_z Q_{ted} \quad (7)$$

$$\vec{q} = -d_z k \nabla T \quad (8)$$

Для моделирования было принято, что температура воды у контакта с лавой – 600 К (температура кипения воды при давлении $p = 2$ атм), температура самой подушечной лавы – 1300 К. Кроме того были заданы параметры материала, такие как: коэффициент теплопроводности $\lambda = 1,5$ Вт/(м·К), удельная теплоемкость $c = 850$ Дж/(кг·К), плотность $\rho = 3400$ кг/м³, характерные для базальтов.

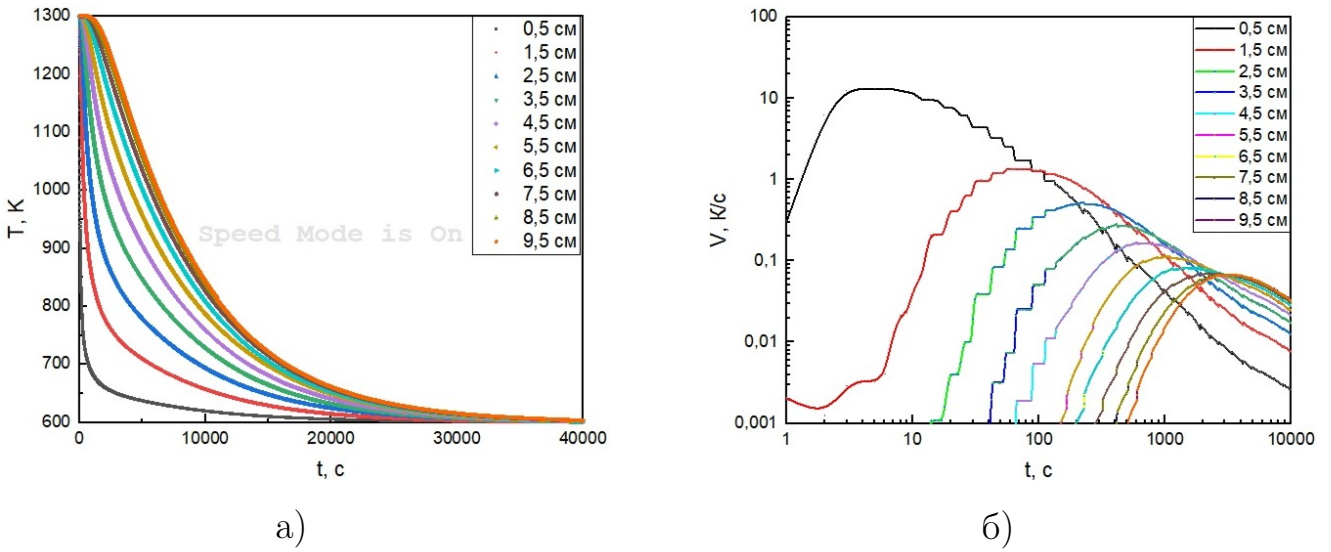


Рис. 25: Зависимость температуры T (а) и скорости охлаждения V (б) от времени t для первых 10-ти см с шагом 1 см

Для сравнения скорости охлаждения слоев, была построена зависимость температуры от времени для 10-ти слоев: 0–1 см – 9–10 см. Видно, что верхние слои имеют большую скорость охлаждения чем нижние, скорость охлаждения последних трёх слоев практически одинакова.

3.7 Зависимость магнитных характеристик от скорости охлаждения

Согласно полученным результатам, величина магнитной восприимчивости базальта увеличивается с уменьшением скорости охлаждения. Так, в более верхних слоях, где изменение скорости охлаждения происходит интенсивнее (порядка 10 град/с между слоями 0—1 см и 0,8 град/с между слоями 1,5—3,5 см), магнитная восприимчивость сильно увеличивается – на 0,3 ед.СИ/г. В нижних слоях, где изменение скорости охлаждения значительно ниже (порядка 0,01–0,005 град/с), магнитная восприимчивость изменяется на 0,1 ед.СИ/г.

Установлено, что величина остаточной намагниченности насыщения и намагниченности насыщения меньше у зоны контакта с водой ($I_{rs}=245$ А/м $I_s=448$ А/м), коэрцитивная сила и остаточная коэрцитивная сила больше у контакта с водой ($H_c=68,6$ мТл $H_{cr}=94,1$ мТл). На более глубоких слоях остаточная намагниченность и намагниченность насыщения заметно выше ($I_{rs}=600$ А/м, 870 А/м $I_s=1819$ А/м, 1902 А/м), а коэрцитивная сила и остаточная коэрцитивная сила ниже ($H_c=14,3$ мТл, $20,4$ А/м $H_{cr}=19,3$ мТл, $24,3$ мТл)

Параметр Кенигсбергера уменьшается с уменьшением скорости охлаждения. Тангенс Наклонение намагниченности увеличивается с уменьшением скорости охлаждения.

Естественная остаточная намагниченность резко увеличивается (10-30) А/м в слоях, где наблюдается наибольший перепад в скорости охлаждения (0—1 см–2—3 см), после глубины 2,5 см *NRM* начинает уменьшаться.

Температура Кюри уменьшается при уменьшении скорости охлаждения. В слоях с более интенсивной скоростью охлаждения величина температуры Кюри сильно убывает 320–260 °С, в слоях с близкой по величине скоростью охлаждения её величина колеблется около постоянного значения (≈ 220 °С).

Такие изменения магнитных характеристик базальта с ростом глубины залегания в подушке, а также результаты электронной микроскопии свидетельствуют о том, что непосредственно в корке, на глубине 2,5 см образуются очень мелкие однодоменные и суперпарамагнитные зёрна титаномагнетита.

Было также установлено, что при высокой скорости охлаждения обра-

зуется титаномagnetит с меньшим содержанием титана, причем, титаномagnetит из-за контакта с водой однофазно окислён.

На глубине >3 см из-за более низкой скорости охлаждения успевают образоваться более крупные зёрна титаномagnetита с псевдооднородной (малодоменной) структурой. Температура Кюри примерно на 80-100 °C меньше, а содержание титана в титаномagnetите несколько выше, чем в корке. Титаномagnetит оказывается практически не изменён и, следовательно, обладает высокой степенью палеоинформативности.

Зёрна титаномagnetита в подушке вплоть до глубины 6–7 см оказываются в напряженном состоянии, так как было обнаружено, что нагревы в лаборатории приводят к росту магнитной восприимчивости.

4 Выводы

- 1 В подушечной лаве магнитные свойства базальта в интервале от корки до глубины 3–3,5 см определяются однородными и суперпарамагнитными зёрнами титаномagnetита с признаками однофазного окисления, которые находятся в напряжённом состоянии. Максимальная скорость охлаждения в этом интервале падает с 0,527 град/с до 0,274 град/с.
- 2 На глубинах выше 4 см магнитные свойства базальта определяются однородными и псевдооднородными зёрнами титаномagnetита.
- 3 При приближении к корке растёт температура Кюри, уменьшается содержание титана в титаномagnetите и растёт степень однофазного окисления.
- 4 Свойства естественной термоостаточной намагниченности (NRM) существенно изменяются в интервале 0–3 см, т. е. при изменении скорости охлаждения от 13,25 град/с до 0,527 град/с. *NRM* достигает максимума примерно на глубине 2–3 см.
- 5 На глубине более 4 см происходит стабилизация гистерезисных характеристик и естественной термоостаточной намагниченности. Образцы

отобранные из подушечной лавы на расстоянии более 4 см от корки обладают высокой степенью палеоинформативности, образцы отобранные на расстоянии менее 3 см не рекомендуется использовать для палеомагнитных исследований.

Список литературы

- Day R.* Hysteresis properties of titanomagnetites: grain size and compositional dependence // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. — 1977. — Vol. 13. — P. 260–267.
- Dunlop D. J.* Viscous magnetization of .04–100 m magnetites // *Geophys. J. R. Astron. Soc.* — 1983. — Vol. 74. — P. 667–687.
- Lattard D.* [et al.]. Curie temperatures of synthetic titanomagnetites in the Fe–Ti–O system: Effects of composition, crystal chemistry, and thermomagnetic methods // *Jornal of geophysical*. — 2006. — Vol. 111. — B12S28.
- Moskowitz B.* Methods for estimating Curie temperatures of titanomaghemites from experimental js-t data // *Earth Planet.* — 1981. — P. 84–88.
- Батлер Р. Ф.* Палеомагнетизм. От магнитных доменов до геологических террейнов. — Электронное издание, 1998. — с. 289.
- Богданов Ю. А., Жулева Е. В., Зоненштайн Л. П.* Атлас подводных фотографий Красноморского флота. — Наука, 1983. — с. 140.
- Бондаренко В. М., Тархов А. Г., Бродовой В. В.* Комплексирование геофизических методов при решении геологических задач. — Недра, 1976. — с. 495.
- Максимочкин В. И.* Термонамагничивание горных пород в условиях высоких давлений // *Физика Земли*. — 1995. — т. 9. — с. 49–56.
- Максимочкин В. И., Трухин В. И.* Изменения намагниченности горных пород в океанской коре, обусловленные ростом давления и температуры // *Физика Земли*. — 1999. — 11. — с. 3–14.
- Максимочкин В. И., Трухин В. И., Гарифуллин Н. М.* Автоматизированный высокочувствительный вибрационный магнитометр // *Приборы и техника эксперимента*. — 2003. — т. 5. — с. 1–5.
- Печерский Д. М.* [и др.]. Магнетизм и условия образования изверженных горных пород. — Наука, 1975. — с. 288.
- Познанская Н. Ф.* Магнитные параметры вещества глубинных глубинных зон Земной коры. — Наука, 1994. — с. 123.

- Трухин В. И., Максимочкин В. И.* Изменение намагниченности горных пород в океанской коре, обусловленное ростом давления и температуры // Физика Земли. — 1999. — т. 11. — с. 3—14.
- Трухин В. И., Максимочкин В. И., Жильева В. А.* Магнитные свойства базальтов и геодинамические особенности рифтовой зоны юга красного моря // Физика Земли. — 2006. — 11. — с. 15.
- Трухин В. И., Максимочкин В. И., Жильева В. А.* Магнитные и петрохимические свойства пород рифтовой зоны красного моря // Вестник Московского университета. — 2007. — 5. — с. 27—35.
- Трухин В. И., Сафрошкин В. Ю., Горшков А. Г.* // Физика Земли. — 1992. — 9. — с. 19.
- Храмов А. Н., Гончаров Г. И., Комиссарова Р. А.* Палеомагнитология. — Недра, 1982. — с. 312.
- Шолпо Л. Е.* Использование магнетизма горных пород для решения геологических задач. — Наука, 1977. — с. 183.
- Шрейдер А. А., Трухин В. И., Сычев В. А.* Детальные геомагнитные исследования рифтовой зоны на юге Красного моря // океанология. — 1982. — т. 22. — с. 439—445.