

МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
Имени М. В. ЛОМОНОСОВА

ФИЗИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ
Кафедра магнетизма

Особенности магнитных свойств
сибирских базальтов

Выполнила студентка VI курса
Феоктистова Елена Валерьевна

Научный руководитель:
Д.ф.- м. н., проф. Перов Николай Сергеевич

Москва 2015

Оглавление

ВВЕДЕНИЕ	3
ГЛАВА 1 ЛИТЕРАТУРНЫЙ ОБЗОР	4
1.1 Значение информации об остаточном магнетизме	4
1.2 Данные о магнитных свойствах горных пород	7
1.3 Явление самообращения намагниченности	12
1.4 Постановка цели работы	17
ГЛАВА 2 ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТА ИССЛЕДОВАНИЯ	18
2.1 Общие сведения	18
2.2 Подготовка образцов к измерениям	20
ГЛАВА 3 МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ	21
3.1 Исследование намагниченности горных пород	21
3.2 Исследование восприимчивости горных пород	23
ГЛАВА 4 ОПИСАНИЕ И ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ ...	25
4.1 Результаты измерения петель гистерезиса базальтов	25
4.2 Результаты исследования компонентного состава остаточной намагниченности базальтов	26
4.3 Результаты исследования температурной зависимости магнитной восприимчивости базальтов	30
ГЛАВА 5 ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ И ВЫВОДЫ	35
СПИСОК ИСПОЛЬЗУЕМОЙ ЛИТЕРАТУРЫ	36

Введение

У Земли имеется магнитное поле, которое пронизывает всю Землю, океан и атмосферу, намагничивает горные породы. Магнитное поле Земли (ГМП) имеет глобальное экологическое значение: оно не только воздействует на живую и неживую природу, но и вообще делает возможной жизнь на Земле. Магнитосфера Земли отклоняет быстрые заряженные частицы высоких энергий солнечного и космического излучений, не позволяя им достигать земной поверхности. Поэтому для понимания хода эволюционных процессов очень важно изучить поведение магнитного поля Земли в прошлые эпохи.

Непосредственные измерения ГМП проводятся только на протяжении последних 400 лет. Вся предыдущая история ГМП восстановлена при изучении естественной остаточной намагниченности горных пород различных геологических периодов из различных точек планеты. Установлено, что горные породы имеют намагниченность, ориентированную как по направлению современного магнитного поля Земли, так и против него. Это дало возможность предположить, что в прошлые геологические периоды ГМП меняло полярность, то есть происходили инверсии магнитного поля, во время которых его напряженность приближалась к нулю. Однако существуют и другие механизмы приобретения породами намагниченности, обратной внешнему полю – это явление самообращения намагниченности. Так как невозможно непосредственно исследовать инверсии ГМП, то очень важно изучить явление самообращения намагниченности в горных породах.

Цель данной работы заключается в исследовании магнитных свойств образцов сибирских базальтов как типичных горных пород и изучении явления самообращения намагниченности в данных образцах.

Глава 1. Литературный обзор

1.1. Значение информации об остаточном магнетизме

Как известно, у Земли имеется магнитное поле, напряженность которого на поверхности Земли меняется от 0,3 Э на магнитном экваторе до 0,6 Э на магнитном полюсе. В первом приближении распределение силовых линий ГМП соответствует полю центрального (помещённого в центр Земли), наклонённого примерно на 11° к оси вращения Земли, магнитного диполя. ГМП пронизывает всю Землю, океан и атмосферу, воздействует на живую и неживую природу. Оно намагничивает все горные породы, причем особенно эффективно во время их образования, когда создаются чрезвычайно благоприятные условия для резкого возрастания магнитной восприимчивости пород. Направления силовых линий и напряженность ГМП непрерывно изменяются. Изменения (вариации) ГМП имеют периоды как в несколько сотен и тысяч лет (вековые), так и от нескольких месяцев до долей секунд [1]. Кроме того, имеется тенденция смещения силовых линий ГМП на запад со скоростью 0,2 градуса в год (западный дрейф). По современным представлениям источники вековых вариаций находятся в ядре Земли, источники короткопериодных – в верхних слоях атмосферы, ионосфере и магнитосфере. Интенсивность короткопериодных вариаций зависит от активности солнечно-земных взаимодействий. Наиболее интенсивные геомагнитные сигналы называются суббурями и бурями. Солнечно-земные взаимодействия являются также причиной полярных сияний.

В магнитосфере на высотах от двух до шести земных радиусов существуют радиационные пояса, удерживающие заряженные частицы с высокой энергией. Вполне возможно, что отсутствие этих своеобразных магнитных ловушек (при $H_{гм} = 0$) привело бы к тому, что частицы с высокой энергией достигали бы поверхности Земли и оказывали бы существенное влияние на ее биосферу [2].

Таким образом, ГМП имеет глобальное экологическое значение не только потому, что воздействует на биосферу и ионосферу Земли, но и благодаря тому, что является еще и барьером на пути проникновения высокоэнергетических космических частиц к поверхности Земли.

Геомагнитное поле является векторной суммой трех составляющих его полей, каждое из которых имеет свой источник [1]. Источники *главного* ГМП, вклад которого в ГМП

составляет более 95%, находится в жидком электропроводящем ядре Земли. Согласно общей теории геомагнетизма Гаусса, магнитный потенциал главного ГМП можно представить в виде бесконечного ряда сферических гармонических функций [3]:

$$U = \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^n \frac{R^{n+2}}{r^{n+1}} (g_n^m \cos m\lambda + h_n^m \sin m\lambda) \cdot P_n^m(\cos \theta) \quad (1)$$

где R – радиус Земли, r – расстояние от центра Земли до точки наблюдения с географическими координатами $(\theta, \lambda, \theta = \pi/2 - \varphi)$ ($r > R$), φ – широта, λ – долгота, $P_n^m(\cos \theta)$ – присоединенные функции Лежандра, g_n^m, h_n^m – постоянные коэффициенты Гаусса.

Эта модель, позволяющая анализировать структуру геомагнитного поля, называется International Geomagnetic Reference Field [1]. В связи с непрерывным изменением ГМП Международная ассоциация геомагнетизма и аэрономии каждые пять лет утверждает необходимый набор коэффициентов Гаусса, которые с наибольшей точностью определяют современное ГМП, измеряемое на геомагнитных обсерваториях и со спутников. В настоящее время модель ГМП ограничивается в ряде (1) до $n = 10$, что дает 120 коэффициентов Гаусса.

Главное ГМП намагничивает горные породы, расположенные в земной коре и верхних слоях литосферы. Намагниченные горные породы, в свою очередь, являются источником *аномального (локального)* ГМП, вклад которого в ГМП составляет $\sim 4\%$, то есть, как правило, не превышает $10^{-3} - 10^{-2}$ Э. Но есть и исключения: в некоторых точках Курской магнитной аномалии аномальное поле превышает главное. Существуют также и другие крупные магнитные аномалии, например, Восточно-Сибирская и Чилийская.

Вклад *внешнего электромагнитного поля*, источники которого располагаются в околоземном пространстве, составляет много менее 1% от ГМП.

Измерения магнитного поля Земли (ГМП) проводятся только на протяжении последних 400 лет [3], [4]. Этих данных явно недостаточно для изучения вековых вариаций с периодами 600, 900, 1800 и более лет, а тем более для познания эволюции ГМП, которое существует около 4 миллиардов лет. В связи с этим в середине 50-х годов был разработан так называемый палеомагнитный метод исследования древнего ГМП,

основанный на измерениях естественной остаточной намагниченности изверженных и осадочных горных пород соответствующего геологического возраста [1].

На основе таких измерений можно восстановить картину ГМП в прошлые геологические периоды и, возможно, предсказать его поведение в будущем.

На основе палеомагнитных данных было составлено множество моделей ГМП, одна из которых представлена в [5]. Francisco Javier Pavón-Carrasco, María Luisa Osete и другие предлагают новую модель магнитного поля Земли периода голоцена на основе палеомагнитных данных и данных лавовых потоков, избегая использования данных озерных отложений. В качестве источника данных использовалась база данных GEOMAGIA50v2, которая была обновлена с новыми палеомагнитными и вулканическими исследованиями, опубликованными в течение последних 3х лет. Модель, называемая SHA.DIF.14k, позволяет анализировать поведение геомагнитного поля для последних 14 000 лет: от 12 000 до н.э. до 1900 нашей эры.

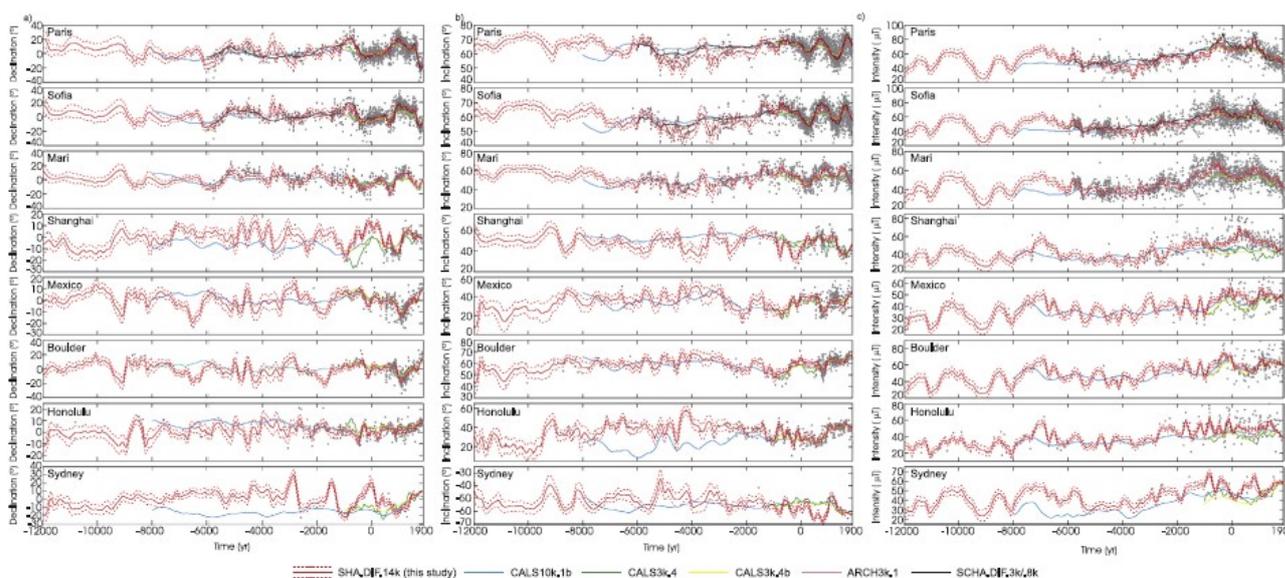


Рис.1 Склонение, наклонение и интенсивность ГМП за период от 12000г до н.э. до 1900г н.э. для восьми различных точек для модели SHA.DIF.14k (красная линия) а также сравнение с другими известными моделями.

Авторы данной модели столкнулись с нехваткой палеомагнитных данных из южного полушария, лучше всего представлен европейский континент. Временное распределение данных также сильно неоднородно. На рисунке 1 приведен результат моделирования трех компонент ГМП (склонение, наклонение и интенсивность соответственно) для восьми точек (Париж, София, Мари, Шанхай, Мехико, Боулдер, Хонolulu, Сидней).

Гонолулу, Сидней), выбранных таким образом, чтобы они, по возможности, охватывали весь земной шар, а так же чтобы было достаточное количество данных. Модель достаточно хорошо согласуется другими известными моделями, такими как ARCH3k.1 и SCHA.DIF.3k с 1000 года до н.э по 1900 год н. э. Для более ранних эпох модель представляет собой явное улучшение по сравнению с существующими ранее [5].

1.2. Данные о магнитных свойствах горных пород

Горная порода представляет собой матрицу из диа- и парамагнитных минералов с вкрапленными в нее магнитоупорядоченными минералами в виде, как правило, мелких вытянутых зерен. Последние составляют лишь проценты или доли процента от общего объема горной породы, но именно они, в основном, определяют магнетизм горных пород. Зёрна могут быть однодоменными или многодоменными, обладать одноосной или трехосной магнитной анизотропией. Также они могут быть однофазными или многофазными, то есть состоять из одной или нескольких минеральных фаз. Температуры Кюри разных фаз, как правило, отличаются.

Магнитоупорядоченные минералы, входящие в состав горных пород, могут быть ферро-, ферри- и антиферромагнитными. Ферримагнетизм горных пород связан с присутствующими в них различными минералами группы окислов, содержащими в виде основных компонентов Fe^{2+} , Fe^{3+} (например магнетит, гематит, ильменит и др.) и обладающими ферримагнитным и антиферромагнитным упорядочением, а ферромагнетизм – с самородным железом. Наиболее распространены в горных породах серии твердых растворов магнетит – ульвошпинель (титаномагнетиты) и гематит-ильменит (гемоильмениты), гидроокислы железа. Все остальные вместе взятые магнитоупорядоченные минералы встречаются гораздо реже, чем феррошпинели, сульфиды, самородное железо и др. Соответственно их вклад в магнитные характеристики горных пород очень мал.

Для того, чтобы интерпретировать данные температурной зависимости магнитных характеристик горной породы, необходимо знать, какие фазовые переходы имеют место у магнитоупорядоченных минералов [6]. В статье [1] и в работе [6] кратко рассмотрены основные характеристики носителей намагниченности в горных породах.

Магнетит Fe_3O_4 имеет фазовый переход первого рода при $T = -150^{\circ}C$ (переход Вервея – точка электронного упорядочения) и фазовый переход второго рода при $T_C = 580^{\circ}C$

(переход из ферримагнитного в парамагнитное состояние). Кристаллизуется в структуру шпинели, устойчив к нагревам до температуры 600°C.

Гематит α – Fe₂O₃ имеет переход из антиферромагнитного (АФМ) состояния в состояние со слабым ферромагнетизмом (СФМ) при T_М = -20°C (переход Морина) и переход из АФМ состояния со СФМ в парамагнитное состояние при T_Н = 675°C (переход Нееля). Имеет орторомбическую структуру.

Титаномагнетит является твердым раствором магнетита и ульвошпинели (Fe₂TiO₄). Он встречается в подавляющем большинстве континентальных и океанических магматических пород. Эти породы имеют большое практическое значение. Химическая формула титаномагнетита записывается так: x Fe₃O₄(1-x) Fe₂TiO₄. Температура Кюри уменьшается с уменьшением x в твердом растворе практически линейно с температуры Кюри магнетита T_С = 580°C до температуры Нееля ульвошпинели T_Н = - 153°C.

Титаномагнетит метастабилен и сохраняется в породах лишь при быстром охлаждении. При нагреве титаномагнетита в атмосфере воздуха до 600°C титаномагнетит распадается с образованием обогащенной титаном и обедненной титаном фаз. Судя по результатам термообработки, во всех изверженных породах содержится только одна первичная магнитная фаза – преимущественно титаномагнетит. Многофазные варианты в большинстве случаев связаны не с различием процессов генерации магнитных материалов, а с их окислением и распадом.

Маггемит γ – Fe₂O₃ – продукт однофазного окисления магнетита при особых условиях: малость зерен и наличие воды. Имеет структуру шпинели. При нагревании переходит в гематит, переход сопровождается существенным уменьшением намагниченности при температурах 250 – 350°C, а кривая I(T) при охлаждении идет значительно ниже кривой нагрева. Таким образом маггемит диагностируется по температуре γ – α перехода, а не по температуре Кюри.

Минералы *гемоильменитовой* серии, представляющие собой твердые растворы гематита (α-Fe₂O₃) и ильменита (FeTiO₃), обладают ромбоэдрической структурой, химическим составом x FeTiO₃(1-x) Fe₂O₃. Минералы гемоильменитовой серии при 1 > x >= 0,45 являются ферримагнетиками, а при 0,5 > x >= 0 – антиферромагнетиками с наложенным слабым ферромагнетизмом. Твердые растворы, проявляющие ферримагнетизм при комнатной температуре и поэтому обуславливающие магнитные

свойства горных пород, ограничены узким интервалом составов $0,45 < x \leq 0,8$. При нагреве гемоильменита на воздухе до $700\text{ }^{\circ}\text{C}$ он распадается на гематит и ильменит. Температуры Кюри гемоильменитов в зависимости от состава лежат между температурами Кюри гематита и ильменита (от $-216\text{ }^{\circ}\text{C}$ до $675\text{ }^{\circ}\text{C}$), почти в тех же пределах, что и у титаномагнетитов.

Началом практического применения магнетизма горных пород можно считать пятое-третье тысячелетие до нашей эры – время изобретения в Китае компаса. Дальнейшее развитие магнетизма горных пород было в основном связано с решением задач магниторазведки. Однако о становлении магнетизма горных пород как самостоятельного научного направления можно говорить лишь после появления палеомагнетизма, вызвавшего существенное расширение исследований магнитных свойств горных пород.

В работе [7] В. А. Большаков выделяет три наиболее важные области изучения магнетизма горных пород, которые включают в себя теоретические и экспериментальные исследования:

- а) магнитных минералов горных пород (магнитной структуры, доменного состояния, температурных изменений и т. д.),
- б) формирования и сохранности намагниченности горных пород при воздействии температуры, времени, химических изменений и других факторов,
- в) решения обратной задачи – по магнитным характеристикам определить условия формирования намагниченности в породе и, следовательно, условия формирования самой породы.

В настоящее время использование магнетизма горных пород в науках о Земле получило столь обширное распространение, что можно говорить о становлении методов магнетизма горных пород, которое в основном связано с исследованиями во второй и третьей областях. Многие из методов применяются для решения довольно широкого круга вопросов. К ним относятся методы капаметрии (измерения магнитной восприимчивости), магнитной гранулометрии, вязкой намагниченности, термомагнитный метод и другие. Измерение магнитных характеристик горных пород важно для оценки вида ферромагнитных минералов, при исследовании условий

формирования и эволюции горных пород, при проведении магниторазведочных работ и решении обратных задач магниторазведки [6].

Последние пять десятилетий физическое сообщество уделяет много внимания изучению электрических и магнитных свойств горных пород и других гетерогенных материалов, существующих в природе [8]. Это способствует лучшему пониманию геологической эволюции данного района, помогает в поиске возможных рудных месторождений.

В статье [9] авторы представляют результаты исследования электрических и магнитных свойств базальтов северо-восточной и центральной Иордании. Для определения магнитных характеристик используется метод градиентного магнитного поля (метод весов). Испытываемый образец был помещен в поле однородного градиента, полученного с помощью соленоида. Измерения проводились в диапазоне температур от 300 до 80К.

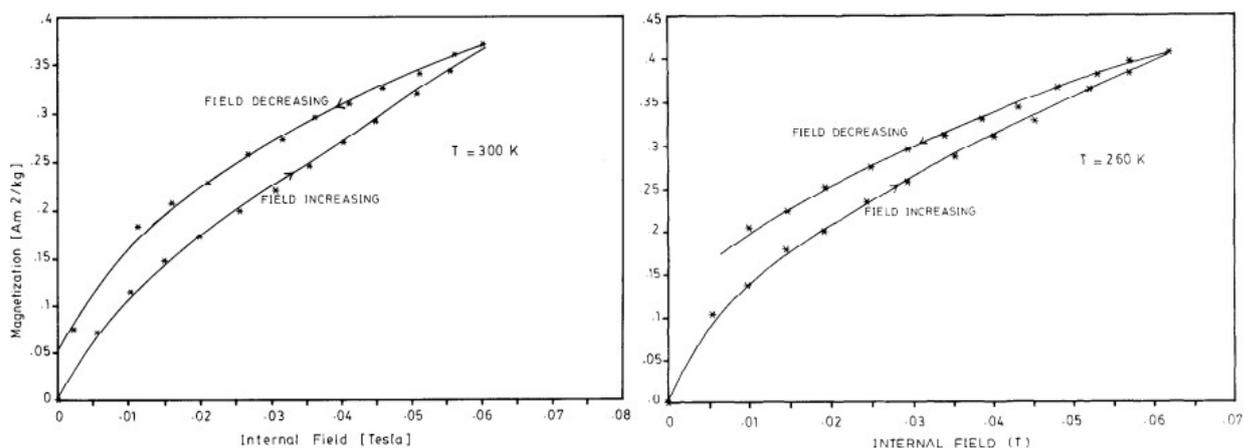


Рис. 2. Зависимости намагниченности от поля при температурах 300К (слева) и 260К (справа).

Все исследуемые образцы имели более или менее сходное поведение и показывали средние характеристики среди собранных базальтовых пород. При низких температурах изменения в поведении образцов были незначительными. На рисунке 2 представлены зависимости намагниченности от поля при температурах 300 и 260К соответственно. Из кривых видно, что насыщение, как правило, происходит при высоких значениях полей. Ширина петли гистерезиса увеличивается с понижением температуры. Остаточная намагниченность изменяется от 0,4 Гс при 300К до 0,8 Гс при 80К, а значения коэрцитивной силы – от 100Э до 1000Э при этих же температурах соответственно. Авторы приходят к выводу, что магнитные свойства базальтов

определяют кластеры ферромагнитных частиц, однако их содержание нельзя контролировать.

В статье [10] Magnetic properties of basalts and sediments from the Lau Basin авторы исследовали поведение магнитного момента базальтов при размагничивании переменным полем и температурой. После измерения естественной остаточной намагниченности образцы подвергались размагничиванию переменным полем, после чего повторно измерялась намагниченность. Далее процедура повторялась при большей амплитуде переменного поля. Намагниченность части образцов измерялась на судовом криогенном магнитометре (в море), другая часть была измерена

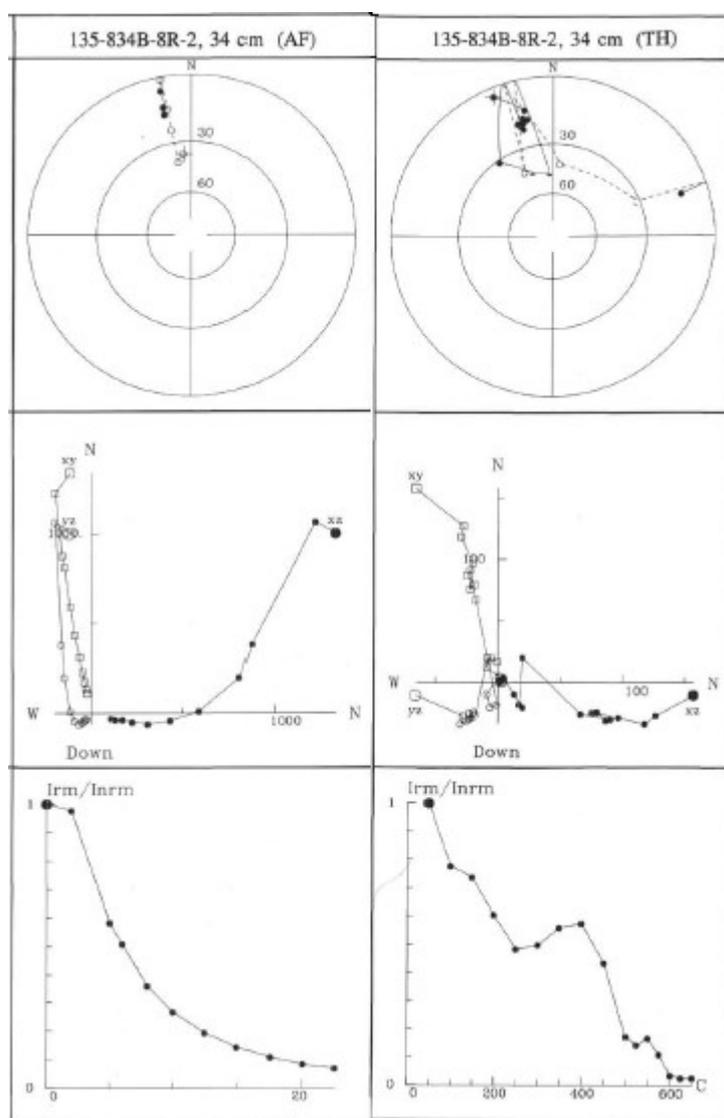


Рис. 3. Размагничивание переменным полем (слева) и температурой (справа) образца базальта из отверстия 834В. Стереогаммы (сверху), ортогональные участки (посередине) и кривые интенсивности распада (внизу).

в лаборатории на ротационном магнитометре Молспин. Максимальная амплитуда переменного поля для различных образцов лежала в пределах от 22 до 85 мТл. Авторы демонстрируют результаты размагничивания переменным полем и температурой для 12 образцов (стереогаммы, ортогональные участки и кривые интенсивности распада). На рисунке 3 представлены результаты для одного образца (размагничивание переменным полем и температурой соответственно).

Авторы пришли к выводу, что блокирующие температуры исследованных базальтов, оцененные из

кривых интенсивности теплового распада, можно разделить на три отдельные группы: около 580° С, около 500° С и около 250° С. Это может указывать на присутствие по крайней мере трех магнитных фаз: чистый магнетит, обедненный титаном титаномагнетит и обогащенный титаном титаномагнетит.

1.3. Явление самообращения намагниченности

В результате проведенных в начале XX в. геомагнитных исследований установлено, что горные породы различного геологического возраста имеют естественную остаточную намагниченность (NRM), ориентированную как по направлению, так и против направления современного ГМП [1]. Это дало возможность предположить, что в прошлые геологические эпохи ГМП неоднократно меняло свою полярность, происходили инверсии ГМП, во время которых напряженность ГМП приближалась к нулю. Однако вопрос об инверсиях ГМП не является до конца решенным, так как существуют физические механизмы самообращения (инверсий) NRM горных пород, - в частности, так называемое самообращение намагниченности ферримагнитных минералов, которые в основном определяют магнетизм горных пород. Так как невозможно исследовать непосредственно процесс инверсий магнитного поля Земли, то становится очень важно изучить самообращение намагниченности в горных породах [3].

В 1951 г. Л. Неель опубликовал знаменитую работу, которая является базовой для изучающих самообращение намагниченности горных пород. Он предложил четыре физических механизма приобретения горными породами обратной NRM. В обзорной статье [1] «Самообращение намагниченности природных и синтезированных ферримагнетиков» В. И. Трухин и Н. С. Безаева кратко излагают физическую суть самообращения. По своей природе ферримагнетик состоит из двух антипараллельно направленных, неравных по величине моментов M_{SA} и M_{SB} магнитных подрешеток А и В:

$$M_S = M_{SA} + M_{SB}.$$

Поэтому, значительная часть атомных магнитных моментов будет ориентирована антипараллельно внешнему полю H (рис.4а). Ориентации и величины магнитных моментов M_{SA} и M_{SB} подрешеток А и В определяются величинами обменных взаимодействий внутри подрешеток (энергии E_{AA} и E_{BB}) и между подрешетками (E_{AB}).

Существенным является то, что все эти величины (M_{SA} , M_{SB} , E_{AA} , E_{BB} , E_{AB}) могут изменяться с изменением температуры, в связи с чем иногда возникает ситуация, когда $M_{SA} = M_{SB}$ и $M_S = 0$ при некоторой температуре компенсации T_K . При термонамагничивании такого ферримагнетика в интервале температур $T_K < T < T_C$ будет возникать намагниченность I_T , ориентированная по направлению внешнего поля, которая по мере охлаждения при температурах начиная от T_C сначала будет увеличиваться, затем при приближении температуры к T_K – уменьшаться, достигая при $T = T_K$ значения $I_T = 0$ (рис. 4, кривая 2).

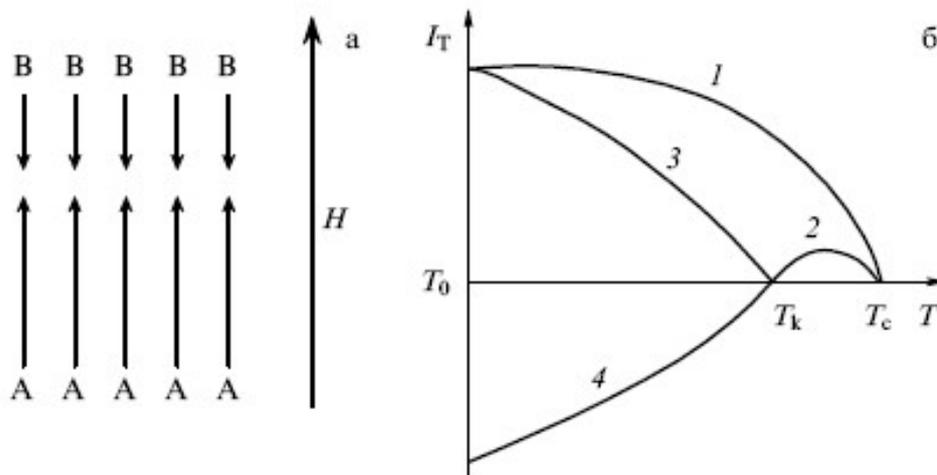


Рис. 4. (а) Схема расположения атомных магнитных моментов в подрешетках А и В ферримагнетика. (б) Схема процесса термонамагничивания: 1 – зависимость $I_T(T)$ ферримагнетика без точки компенсации T_K в интервале температур (T_C, T_0) ; 2 – зависимость $I_T(T)$ ферримагнетика с точкой компенсации T_K в интервале температур (T_C, T_K) ; 3 – зависимость $I_T(T)$ ферримагнетика с точкой компенсации T_K в интервале температур (T_K, T_0) при $H > H_C$, где H_C – коэрцитивная сила; 4 – зависимость $I_T(T)$ ферримагнетика с точкой компенсации T_K в интервале температур (T_K, T_0) при $H < H_C$.

При дальнейшем охлаждении встречается два случая поведения I_T , которые определяются соотношением величин коэрцитивной силы H_C и внешнего поля H . При $H > H_C$ намагниченность будет вновь увеличиваться по направлению H (рис. 4, кривая 3), так как магнитной энергии $I_S H V_{\text{домена}}$ будет достаточно для разворота доменов по направлению H . В случае $H < H_C$ энергия $I_S H V_{\text{домена}}$ будет слишком мала для разворота доменов и I_T будет увеличиваться при $T < T_K$ в антипараллельном по отношению к направлению (рис. 4, кривая 4). Рассмотренный процесс является самообращением термонамагниченности в ферримагнетиках, имеющих кривые $I_S(T)$ типа N по Неелю (однофазный механизм). Авторы отмечают, что существуют и другие представления о

механизмах самообращения намагниченности в ферримагнитных минералах горных пород. В многофазных механизмах самообращение обусловлено взаимодействием минеральных фаз между собой.

В этой же работе авторы анализировали множество работ по самообращению, а также проводили свои собственные исследования. Был сделан вывод, что самообращение намагниченности наблюдается на изверженных и осадочных горных породах, преимущественно на титаномагнетитах и гемоильменитах, однако были случаи самообращения и в других минералах. Также самообращение наблюдалось на синтезированных титаномагнетитах и гемоильменитах. Единого мнения о механизме самообращения не сложилось, однако во всех работах, проанализированных авторами, можно выделить два основных типа механизмов самообращения - за счет магнитостатического или обменного взаимодействия различных минералогических фаз в двухфазном или многофазном ферримагнитном минерале и за счет смены знака I_S в однофазном минерале в результате изменения констант молекулярного поля при изменении температуры или в результате химических превращений. Но сами авторы считают наиболее вероятным физическим механизмом самообращения механизм N-типа Нееля – смену знака I_S двухподрешеточного ферримагнетика, отмечая, что это самый простой и эффективный механизм.

В работе [3] обсуждаются два природных процесса формирования обратной NRM в породах – за счет инверсий ГМП и за счет механизма самообращения, и представлены результаты экспериментального исследования физического механизма самообращения намагниченности континентальных и океанических пород. Авторы отмечают, что образцы пород, показывающие эффект самообращения, имеют блокирующие температуры и температуры Кюри в районе 300 °С. Эта особенность позволяет предположить, что только титаномагнетит особого состава, достигнутый на каком-то этапе окисления может обладать свойствами самообращения.

Также авторы создали физическую модель самообращения на основе механизма самообращения Нееля N типа. Образцы пород представлены в виде ансамбля невзаимодействующих однодоменных ферримагнитные зерен, обладающих температурной зависимостью спонтанной намагниченности N-типа (зерна N-типа). Каждое зерно одноосно - имеет только одну ось легкого намагничивания. Зерна выбраны таким образом потому, что породы с такими зернами часто встречаются в природе и обеспечивают основной источник палеомагнитной информации. Когда

прикладывается магнитное поле H , происходит вращение вектора спонтанной намагниченности от направления вдоль оси легкого намагничивания к направлению H . Намагниченность одного зерна определяется как проекция I_s на направление H , и намагниченность ансамбля зерен определяется как сумма соответствующих проекций каждого зерна.

На основе модели, описанной выше, были рассчитаны температурные зависимости намагниченности пород, находящихся в магнитных полях с различными значениями напряженности H (см. рис. 5). В зависимости от величины H , были получены три различных типа теоретических зависимостей намагниченности от температуры (рис. 5: Кривая 1 - типа 1, кривая 4 - типа 2 и кривые 2, 3 - типа 3). 1 и 3 типы показывают самообращение намагниченности. Все типы полученных кривых имеют экспериментальные подтверждения на разных изверженных горных породах [3].

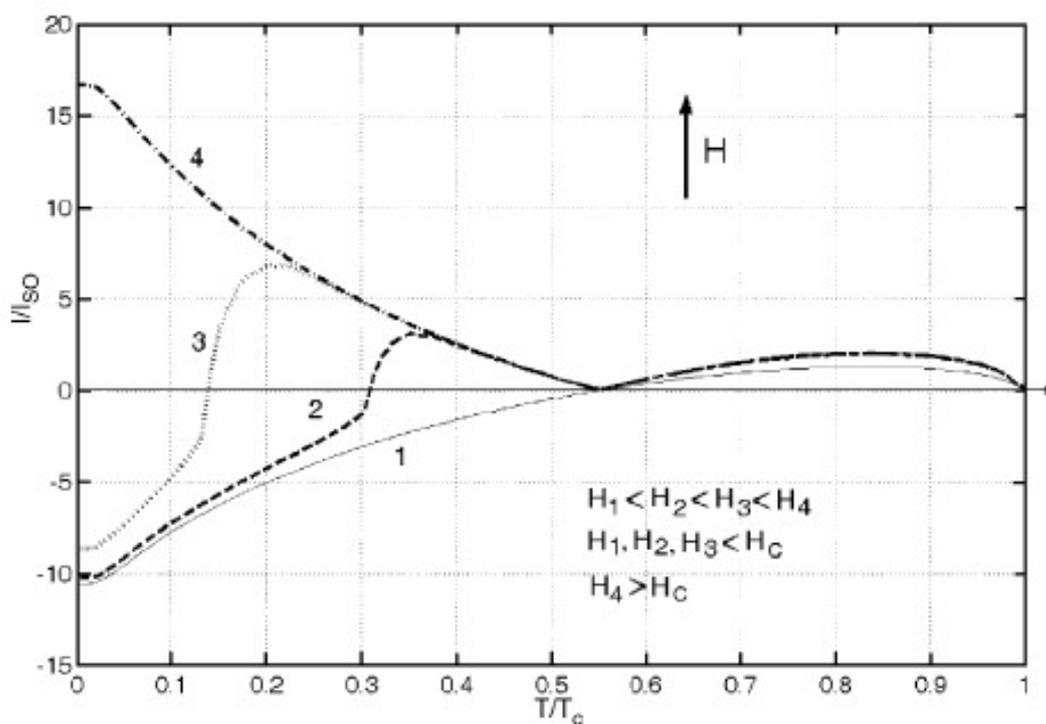


Рис. 5. Вычисленная температурная зависимость намагниченности для различных значений напряженности поля H .

В другой статье «Self-reversed magnetization carried by titanomaghemite in oceanic basalts» [11] авторы проводят моделирование самообращения намагниченности в лаборатории. Авторы использовали базальты с подозрением на самообращение намагниченности. Сначала образцы были размагничены переменным полем, затем их

последовательно нагревали и охлаждали в присутствии поля. Образцы показали самообращение намагниченности в диапазоне температур 250 - 350 °С, при температурах выше 350 °С снова наблюдается приобретение намагниченности, параллельной приложенному полю (рисунок 6 (а, с)). На рисунке 6 (а) представлен образец, который показал полное самообращение намагниченности – магнитный момент образца был противоположен приложенному полю. В образцах с более слабой компонентой обратной NRM было воспроизведено частичное самообращение намагниченности, при котором намагниченность образца оставалась ориентированной по направлению приложенного поля (рис. 6 (с)).

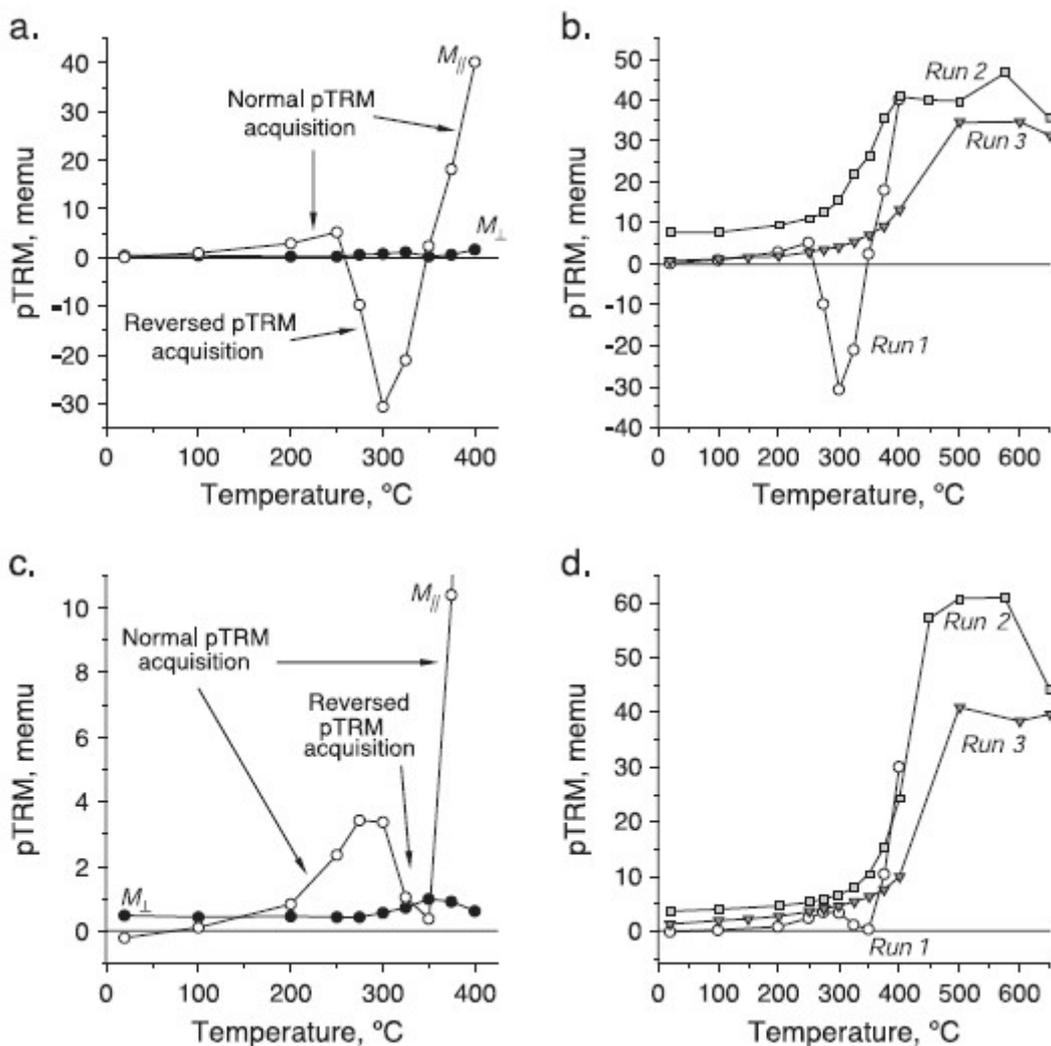


Рис. 6. Моделирование самообращения намагниченности базальтов, (а, с) – не нагретые образцы, параллельная и перпендикулярная внешнему полю компоненты; (b, d) – нагретые образцы, представлена только параллельная полю компонента.

Для проверки воспроизводимости, эксперимент был остановлен на 400 °С, образцы размагничены, и вся последовательность действий была повторена на подогретых образцах. Самообращения намагниченности не наблюдалось на повторных запусках (рис.6 (b, d)), авторы предполагают, что это связано с необратимыми изменениями магнитной минералогической фазы, отвечающей за самообращение намагниченности в образце.

1.4. Постановка цели работы

Анализ литературы показывает, что исследование магнитных свойств различных горных пород, и, в частности, базальтов, является актуальной в настоящее время задачей. Накопление информации о магнитных характеристиках горных пород из разных точек Земли поможет восстановить историю геомагнитного поля и определить условия формирования намагниченности в породе. В ходе выполнения работы необходимо решить следующие задачи:

1. Исследование зависимости намагниченности от внешнего магнитного поля образцов базальтов, определение магнитных характеристик по петлям гистерезиса.
2. Исследование поведения компонент намагниченности образцов при размагничивании переменным магнитным полем, определение естественной остаточной намагниченности.
3. Исследование температурной зависимости восприимчивости образцов в атмосферах аргона и воздуха и определение по ним состава образцов.

Глава 2. Характеристика объекта исследования

2.1 Общие сведения

Для изучения магнитных свойств горных пород и явления самообращения намагниченности использовались образцы из интрузивных тел долины реки Нижняя Тунгуска. Интрузивными телами называют тела, образовавшиеся при застывании магматических расплавов на той или иной глубине от земной поверхности.

На рисунке 7 представлена карта местности, откуда были взяты образцы. Всего было исследовано 9 образцов. Из точки А с координатами N 63°44.259' E 97°59.551' был взят образец 11. Из точки В с координатами N 63°47.014' E 97°24.310' были взяты образцы 23, 24, 25 и 31. Из точки С (N 63°47.815' E 96°38.953') взяты образцы 34 и 39, из точки D (N 63°53.402' E 95°54.618') взят образец 51, из точки Е (N 63°55.945' E 95°47.643') взят образец 54. Возраст образцов – порядка 250 млн. лет. Все образцы были предоставлены Веселовским Романом Витальевичем с геологического факультета МГУ.

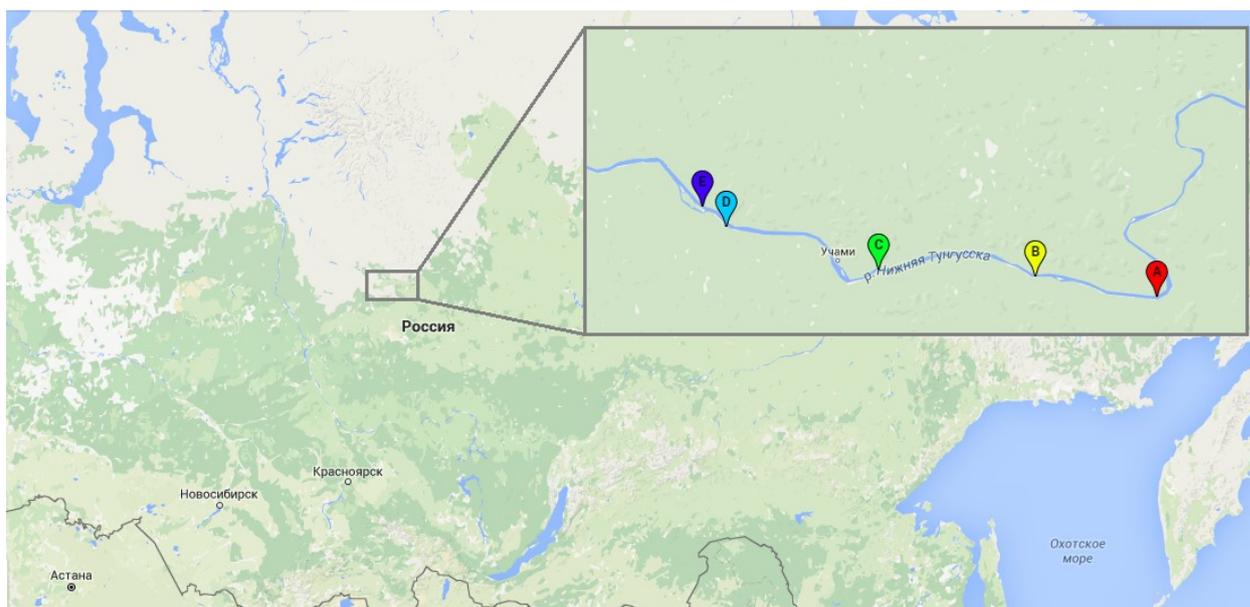


Рис. 7. Географическое положение исследованных объектов: А – образец 11; В – образцы 23, 24, 25 и 31; С – образцы 34 и 39; D – образец 51; Е – образец 54.

Было ранее установлено, что в базальтах из точек А, D и Е (11, 51 и 54 образцы) не наблюдается самообращения намагниченности, а образцы 23, 24, 25, 31, 34 и 39 из точек В и С – базальты с подозрением на самообращение NRM в интервале температур 300 – 400 °С. На рисунках 8 и 9 представлены результаты размагничивания температурой образцов 23 и 51, предоставленные Романом Витальевичем. Видно, что

намагниченность образца 23 увеличивается при нагреве от 300 до 400 °С (рис. 8), в связи с чем можно предполагать наличие у образца самообращения NRM. Подобного эффекта не наблюдается у образца 51 (рис. 9).

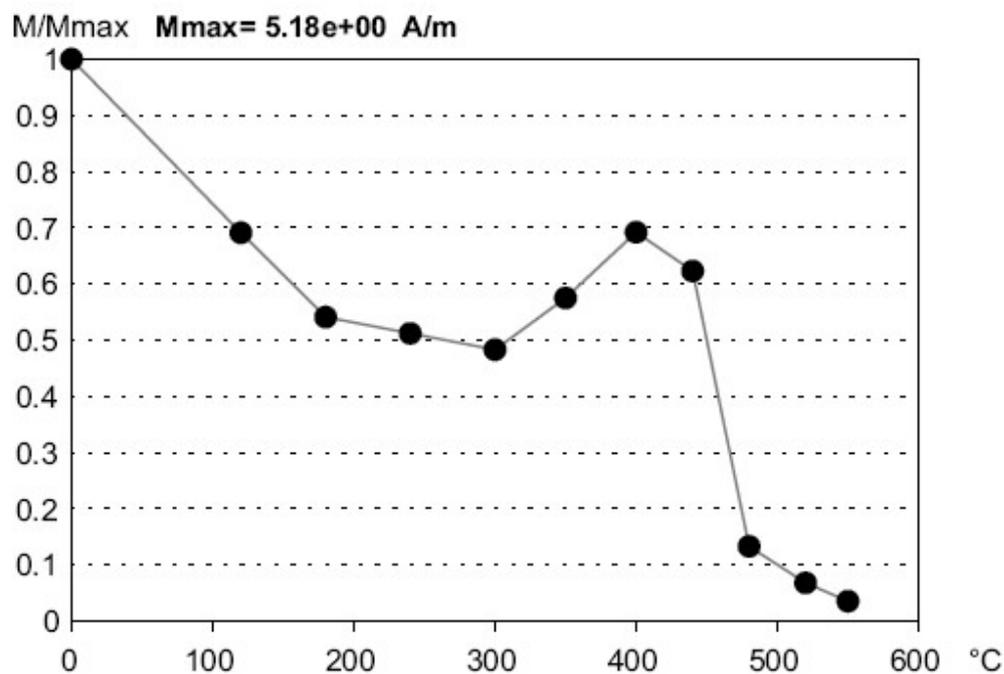


Рис. 8. Кривая спада величины намагниченности при размагничивании температурой образца 23.

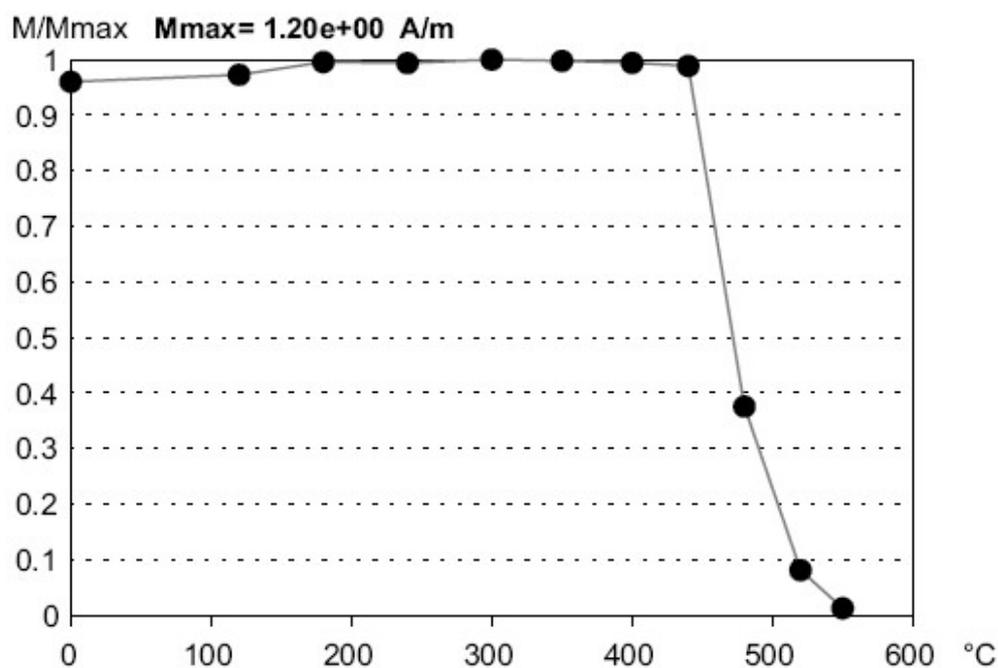


Рис. 9. Кривая спада величины намагниченности при размагничивании температурой образца 51.

2.2 Подготовка образцов к измерениям

Предоставленные образцы имели форму шайб (рис. 10(1)). Для проведения измерений из шайб были подготовлены 3 вида образцов:

1. Кубики размером $10 \times 10 \times 10$ мм. Из каждого образца было вырезано по 1-2 кубика (рис. 10(2)). Кубики вырезались на распилочном станке алмазной дисковой пилой, и затем каждая грань шлифовалась.
2. Образцы размером приблизительно $8 \times 4 \times 1$ мм (рис.10(3)). Вырезались алмазной дисковой пилой на распилочном станке. Для каждого образца была измерена масса.
3. Порошки (рис.10(4)). Для получения порошка образец размалывался в ступе пестиком, диаметр песчинок порядка 0,3 мм.

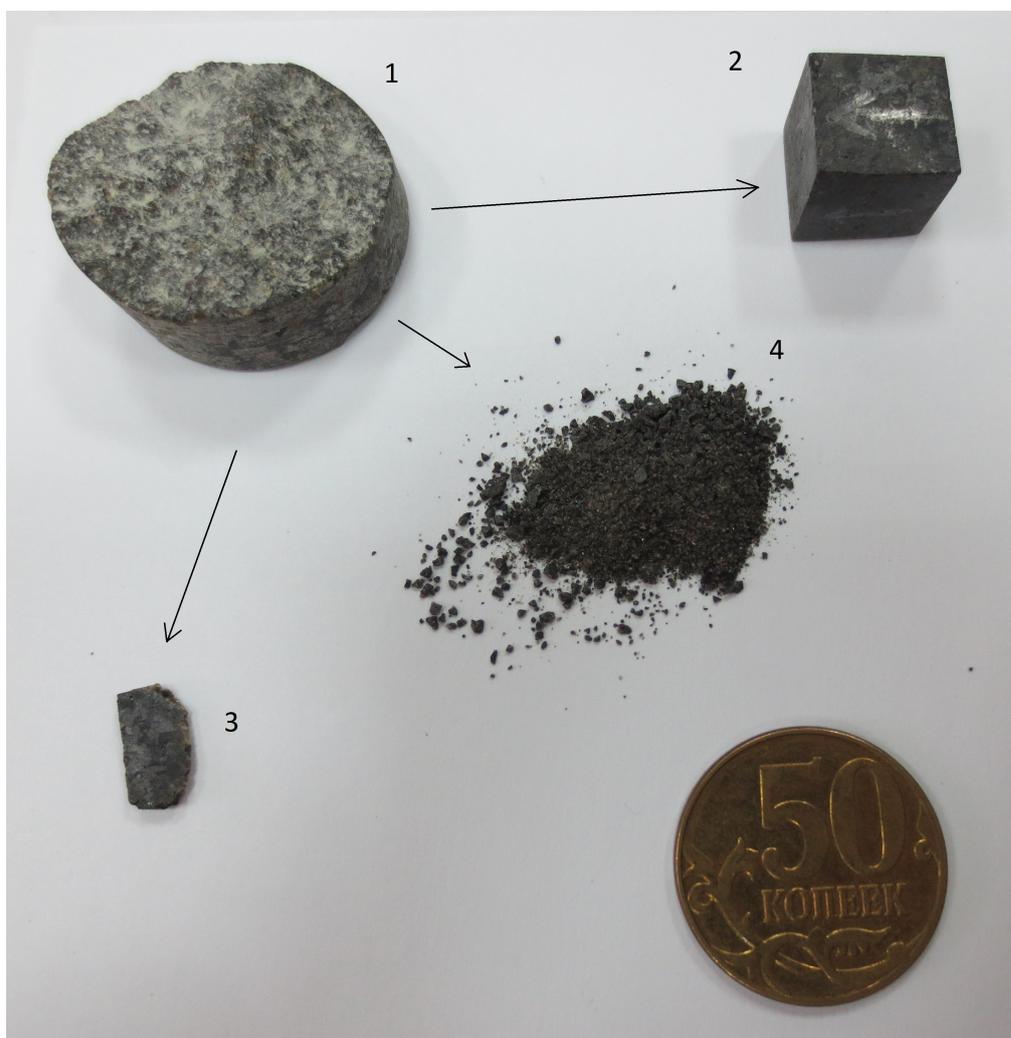


Рис. 10. Подготовка образцов к измерениям. Из первоначальных шайб (1) были сделаны кубики $10 \times 10 \times 10$ мм (2), кусочки $8 \times 4 \times 1$ мм (3) и порошки (4).

Глава 3. Методика исследования

3.1. Исследование намагниченности образцов

Измерения петель гистерезиса образцов проводились на вибрационном магнитометре фирмы LakeShore на кафедре магнетизма Физического факультета МГУ. На данном магнитометре можно проводить измерения в полях до 23 кЭ при комнатной температуре и до 16 кЭ в диапазоне температур от гелия до 1000°С. При температурных измерениях используется азот, гелий, аргон.



Рис. 11. Вибрационный магнитометр LakeShore на кафедре магнетизма Физического факультета МГУ

Единица измерения намагниченности магнитометра emu , $1 \text{ emu} = 1 \text{ Гс} \times \text{см}^3$, максимальная чувствительность – $5 \times 10^{-7} \text{ emu}$.

В измерениях использовались образцы размером приблизительно $8 \times 4 \times 1$ мм (рис. 10(3)), прикреплявшиеся к держателю с помощью фум-ленты. Все измерения проводились при комнатной температуре в полях до 10кЭ.

Для измерения естественной остаточной намагниченности применялся ротационный магнитометр JR-6, предназначенный для измерения трех компонент остаточной намагниченности горных пород. Образец вращается с постоянной скоростью внутри пары катушек Гельмгольца. При вращении образца в катушках наводится ЭДС, пропорциональная величине и направлению вектора остаточной намагниченности. Для определения трех компонент намагниченности образец помещался в держатель в четырех различных конфигурациях, которые необходимо менять вручную (рис.12). Для измерений требуется образец кубической формы с размерами ребра до 20 мм или цилиндрической формы с максимальными параметрами 25,4 мм в диаметре и 22 мм в высоту в диапазоне от 0 до 12,5 А/м с разрешением 2×10^{-6} А/м [12]. Измерения проводятся при комнатной температуре.

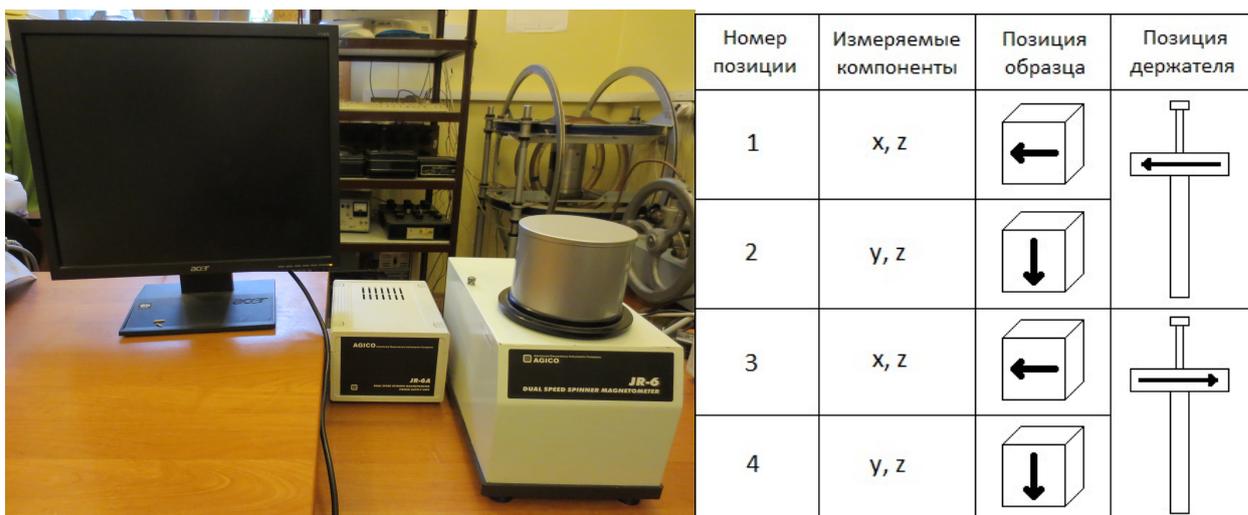


Рис. 12. Внешний вид ротационного магнитометра JR-6 (слева). Позиции образца и держателя для определения различных компонент намагниченности.

Для исследования компонентного состава остаточной намагниченности помимо ротационного магнитометра JR-6 применялся прибор для размагничивания переменным полем LDA, предназначенный специально для пород или почв. Демагнизатор служит для размагничивания вращающегося или неподвижного образца переменным магнитным полем с плавно убывающей амплитудой. Процесс размагничивания автоматизирован: необходимо лишь настроить параметры размагничивания с помощью микропроцессора, вставить образец в держатель и поместить его в соленоид. Требования к образцам такие же, как в ротационном магнитометре - кубики с размерами ребра до 20 мм или цилиндры с максимальными параметрами 25,4 мм в диаметре и 22 мм в высоту. Амплитуда размагничивающего поля может меняться в пределах от 1 до 100 мТл. Также у данного прибора есть функция безгистерезисного намагничивания AMU-1A [12]. Оба прибора находятся на кафедре физики Земли Физического факультета МГУ.



Рис. 13. Размагничивающая установка LDA-3A AF

Для измерений естественной остаточной намагниченности и исследования компонентного состава намагниченности мной использовались образцы $10 \times 10 \times 10$ мм (рис. 10(2)). После измерения естественной остаточной намагниченности на ротационном магнитометре образец размагничивался на LDA в поле с небольшой амплитудой, после чего измерялся вектор намагниченности образца после размагничивания. Затем образец размагничивался в поле с большей амплитудой. Эта процедура повторялась до полного размагничивания образца. Размагничивались образцы в переменном поле с амплитудой от 3 до 80 мТл, каждый образец был размагничен 12-15 раз.

3.2. Исследование восприимчивости образцов.

Для измерения восприимчивости образцов использовался прибор ИМВО-М, предназначенный для измерения объемной магнитной восприимчивости твердых, сыпучих и жидких образцов различных веществ: горных пород, руд, технологических продуктов, химических соединений и т. п. Измерения



Рис. 14. Измеритель магнитной восприимчивости ИМВО-М

проводятся при двух значениях напряженности переменного магнитного поля $H_1 = (300 \pm 30)$ А/м и $H_2 = 0,1 \times H_1$ в катушках индукционного преобразователя. Диапазон измерения магнитной восприимчивости номинального объема 100 см^3 от 10^{-7} до 2×10^{-1} ед. СИ при поле H_1 и от 10^{-6} до 2×10^{-1} ед. СИ при поле H_2 . Мной были использованы образцы кубической формы $10 \times 10 \times 10$ мм.

Измерения зависимости восприимчивости от температуры проводились на приборе Кэррибриджей МФК1-А, действие которого основано на измерениях изменений индуктивности, обусловленных помещением в катушку образца. Прибор предназначен для измерения магнитной восприимчивости горных пород и ее анизотропии, а также диа-, парамагнитных веществ и образцов ферромагнитных веществ в малых количествах в диапазоне температур от -196 до 700 °С. Для измерений подходят образцы кубической или цилиндрической формы объемом от $0,25$ до $1,5 \text{ см}^3$, а также

порошки. Частота переменного магнитного поля – 976 Гц, диапазон полей – 2 А/м – 450 А/м [12]. Прибор автоматизирован и управляется с помощью компьютера.



**Рис. 15. Измеритель магнитной восприимчивости
Kappabridges MFK1-A**

атмосфере аргона, затем в атмосфере воздуха.

Обработка результатов измерений и построение графиков проводились с помощью стандартного пакета Origin.

Для измерений использовались порошки, приготовленные из образцов (рис.10(4)). Измерения проводились в диапазоне температур от 23 до 600 °С. Сначала прибор калибровался, затем порошок засыпался в пробирку, и снималась кривая восприимчивости от температуры сначала в

Глава 4. Описание и обсуждение полученных результатов

4.1. Результаты измерения петель гистерезиса базальтов.

Для всех образцов в первую очередь снималась зависимость намагниченности от внешнего магнитного поля. На рисунке 16 представлены петли гистерезиса для всех образцов. 8 из 9 образцов показали ферромагнитное поведение, что свидетельствует о наличии магнитоупорядоченных вкраплений в матрице. Образец 51 оказался парамагнитным.

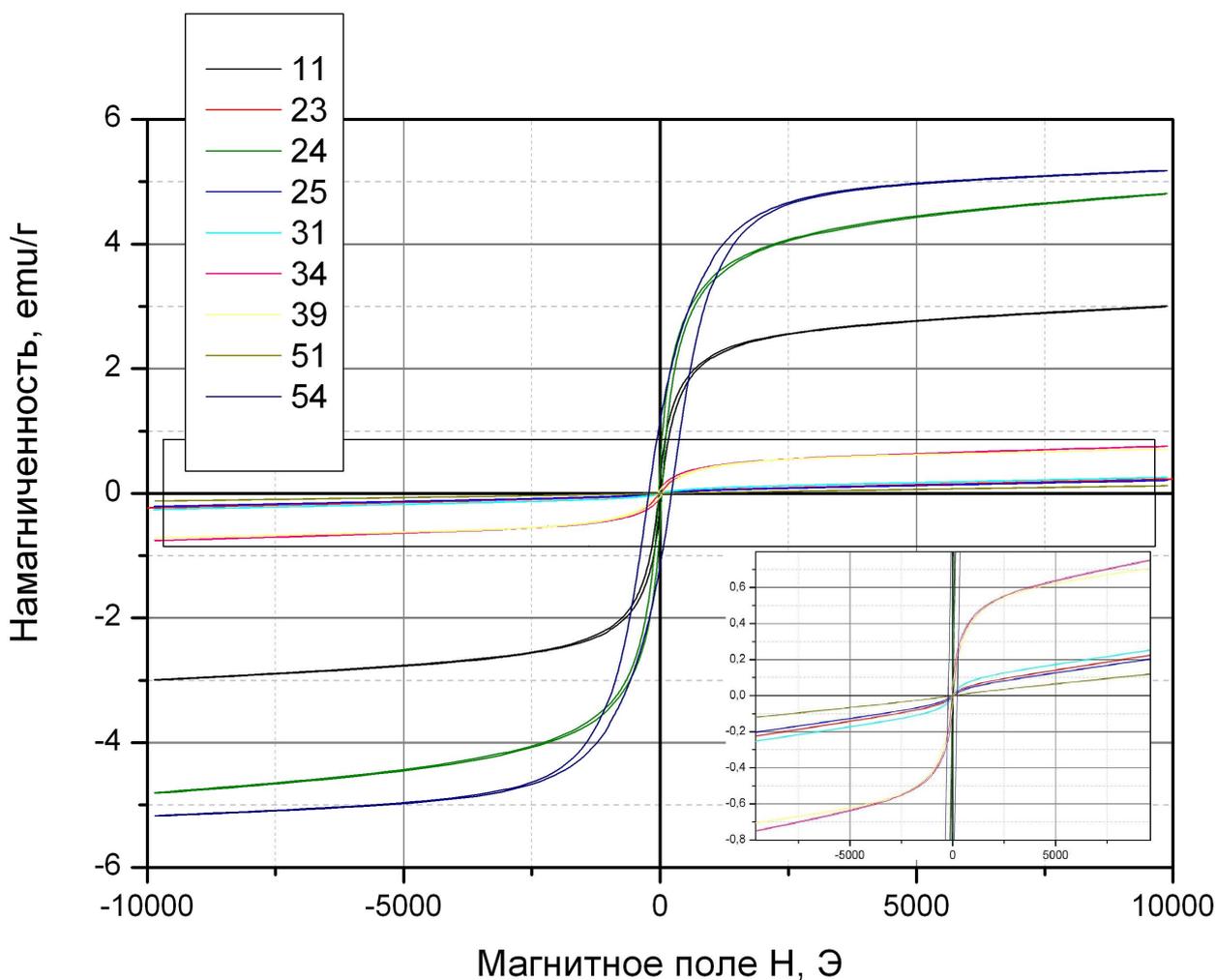


Рис. 16. Полевые зависимости намагниченности базальтов в максимальном поле 10 кЭ.

Все 8 образцов, показывающих ферромагнитное поведение, имеют большой разброс по намагниченности в максимальном поле Н (см. табл. 1). Намагниченность в поле 10 кЭ изменяется от 0,21 едм/г для образца 25 до 5,18 едм/г для образца 54, а

намагниченность насыщения – от 0,05 до 4,82 ему/г для тех же образцов. Также можно заметить, что образец 54, помимо максимальной намагниченности, обладает самой большой коэрцитивной силой, превосходящей остальные в 4-6 раз. Значения магнитной восприимчивости, представленные в таблице, были получены на приборе ИМВО-М и согласуются с внешним видом петель гистерезиса – из графика и таблицы видно, что значение восприимчивости для образцов 11, 24 и 54 максимально, образцы 39 и 34 обладают средней восприимчивостью, остальные же образцы имеют минимальную восприимчивость.

Номер исследуемого образца	Намагниченность в поле 10кЭ, ему/г	Намагниченность насыщения I_s , ему/г	Коэрцитивная сила H_c , Э	Объемная магнитная восприимчивость $\times 10^5$
11	3,00	2,57	24	4,7
23	0,23	0,05	50	1,8
24	4,81	4,16	32	7,4
25	0,21	0,05	64	1,7
31	0,26	0,09	39	1,7
34	0,78	0,53	32	2,4
39	0,71	0,52	44	1,8
51	0,12	0,01	-	1,2
54	5,18	4,82	223	4,1

Табл. 1. Значения намагниченности в поле 10кЭ, намагниченности насыщения I_s , коэрцитивной силы и объемной магнитной восприимчивости для 9 образцов базальтов.

4.2. Результаты исследования компонентного состава остаточной намагниченности базальтов.

После измерения петель гистерезиса было проведено измерение естественной остаточной намагниченности на JR-6. Для каждого образца измерялись компоненты x , y и z естественной остаточной намагниченности, которые представлены в таблице 2. Также представлена величина модуля вектора естественной остаточной намагниченности.

Из представленных данных можно заметить, что максимальной естественной остаточной намагниченностью обладали образцы 39, 11 и 25. Компоненты x , y и z NRM показывают направление вектора намагниченности. Для всех образцов направления

вектора намагниченности различаются, что связано с отсутствием данных о естественном залегании некоторых образцов (Только несколько образцов были ориентированными, ориентация остальных образцов выбрана произвольным образом). Корреляция между значениями величин модуля вектора естественной остаточной намагниченности и намагниченностью насыщения не наблюдается.

Номер образца	M_x , А/м	M_y , А/м	M_z , А/м	$ M $, А/м
11	-3,70	-3,40	-0,98	5,12
23	-1,88	0,55	0,39	2,00
24	0,19	-0,02	1,39	1,40
25	-4,08	-1,5	2,68	5,11
31	-0,56	0,95	-1,53	1,89
34	-0,20	-1,81	1,55	2,39
39	6,46	1,03	-1,11	6,63
51	-0,04	-0,09	-0,34	0,36
54	0,42	0,26	0,75	0,90

Табл. 2. Значения компонент M_x , M_y и M_z естественной остаточной намагниченности и длина вектора естественной остаточной намагниченности для 9 образцов базальтов.

Далее исследовался компонентный состав остаточной намагниченности. Для каждого образца были построены диаграммы Зийдервельда, широко используемые при обработке и анализе палеомагнитных данных. Диаграммы Зийдервельда представляют собой наглядный графический способ изображения процесса и результатов размагничивания образца, представляющий собой совмещение на одном рисунке двух ортогональных проекций траектории движения конца вектора в процессе его разрушения [13].

Все исследуемые образцы можно поделить на 2 типа. Типичный вид диаграмм Зийдервельда для образцов первого типа представлен на рисунке 17 (образец 54). Каждая из кривых находится в одной четверти. При малых полях (до 9 мТл) на диаграмме можно наблюдать разрушение вязкой компоненты намагниченности. Далее обе компоненты намагниченности представляют собой приблизительно прямую линию (отклонения связаны с ошибками измерений), спадающую по мере разрушения намагниченности в начало координат. Этот тип диаграммы свидетельствует об

однокомпонентности магнитных включений [14]. Помимо образца 54 подобное поведение показали также образцы 11, 23, 39 и 51.

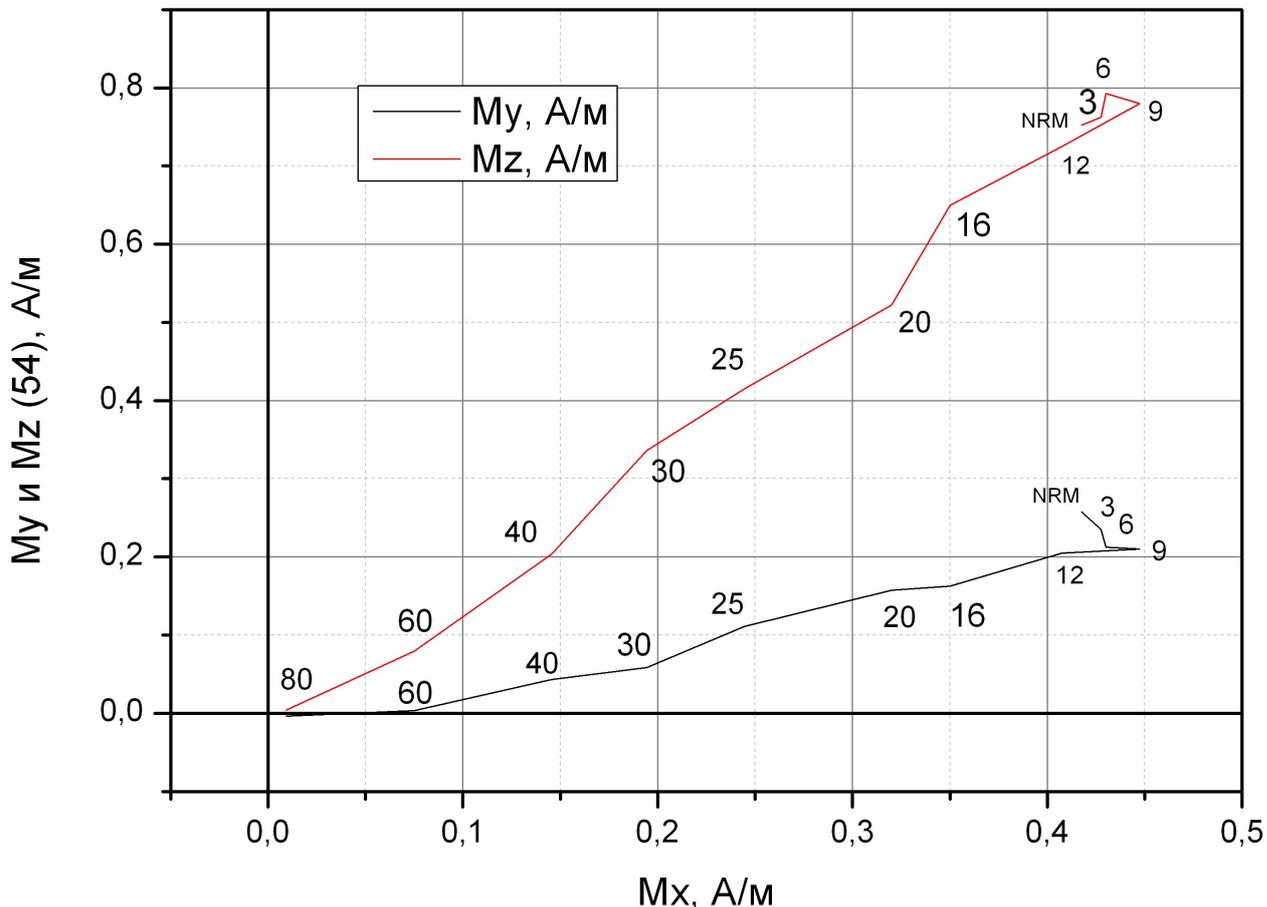


Рис. 17. Диаграмма Зийдervельда размагничивания переменным магнитным полем (Зависимость координат y и z от x) для образца 54. Цифрами указано соответствующее значение амплитуды переменного магнитного поля в мТл, в котором проводилось размагничивание.

На рисунке 18 представлен типичный вид диаграмм Зийдervельда для образцов 2-го типа. Каждая кривая на этой диаграмме находится уже в двух четвертях, а не одной, как это было на диаграммах первого типа. На каждой кривой диаграмм наблюдаются две или несколько последовательных прямых линий, которые определяют направление последовательно разрушаемых в процессе магнитной чистки компонент намагниченности. Последняя из прямых проходит через начало координат. Подобное поведение свидетельствует о многокомпонентности намагниченности [14]. К такому типу образцов относятся 24, 25, 31 и 34.

Следует отметить, что не у всех образцов второго типа можно легко выделить последовательные прямые линии. Прямые могут трансформироваться, возникают криволинейные участки, протяженность которых может занимать весь интервал размагничивающих воздействий. Это свидетельствует о том, что разрушение компонент намагниченности происходит одновременно. В работе [14] автор отмечает, что при полной идентичности свойств компонент намагниченности к размагничивающим воздействиям картина будет подобна случаю разрушения однокомпонентной намагниченности, но это будет кажущая однокомпонентность. В этом случае разделение компонент намагниченности невозможно.

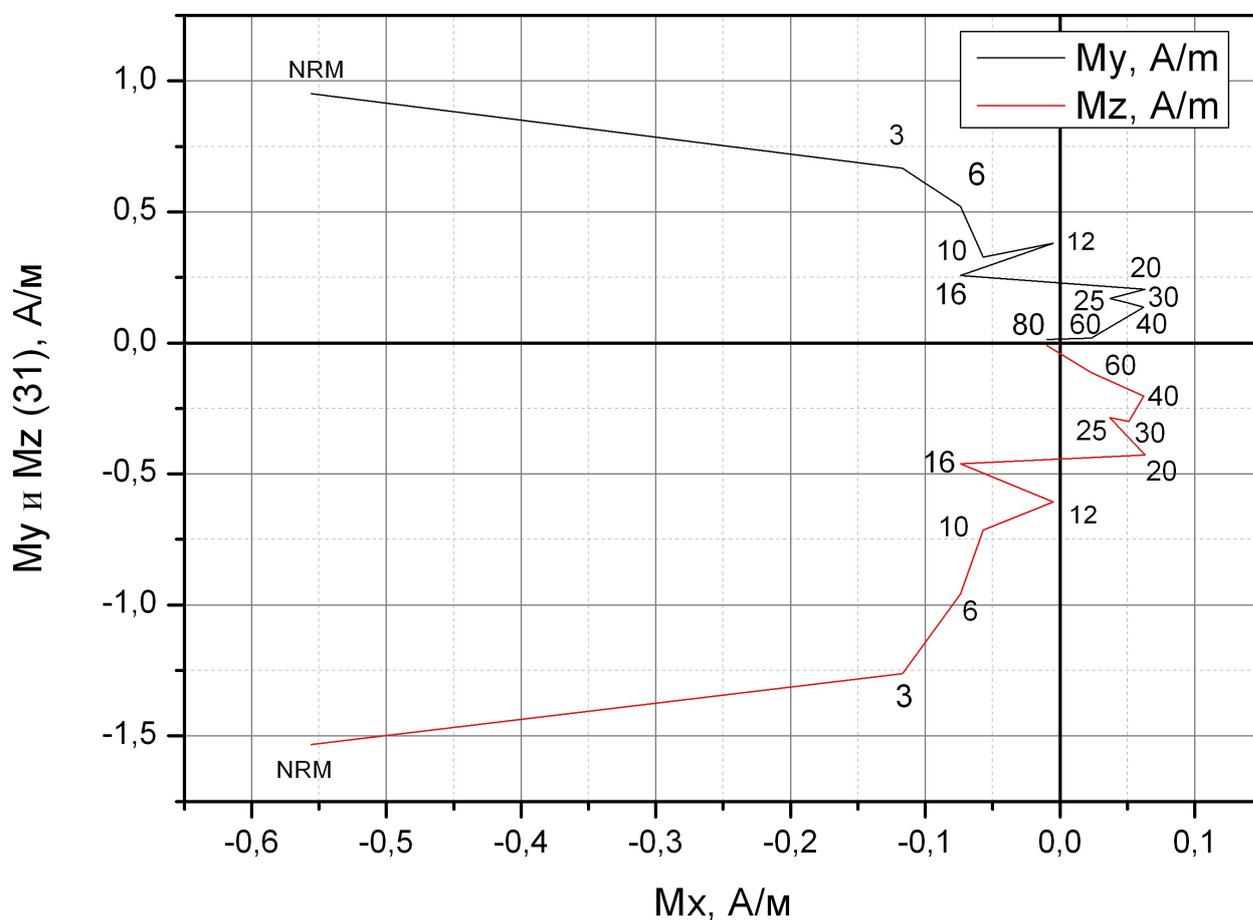


Рис. 18. Диаграмма Зийдervельда размагничивания переменным магнитным полем (Зависимость координат y и z от x) для образца 31. Цифрами указано соответствующее значение амплитуды переменного магнитного поля в мТл, в котором проводилось размагничивание.

На основе приведенных выше измерений можно сделать вывод, что образцы 24, 25, 31 и 34 – образцы с многокомпонентной намагниченностью, а образцы 11, 23, 39, 51 и 54 – с однокомпонентной. Наличие самообращения в образцах 24, 25, 31 и 34 подтвердилось, а в образцах 23 и 39 не подтвердилось. В образцах 11, 51 и 54 не обнаружилось самообращения, как и предполагалось изначально.

4.3. Результаты исследования температурной зависимости магнитной восприимчивости базальтов.

Далее проводились измерения температурной зависимости магнитной восприимчивости образцов. Измерения проводились при температурах от комнатной до 600 °С в атмосферах аргона и воздуха. Аргон использовался для предотвращения химических превращений.

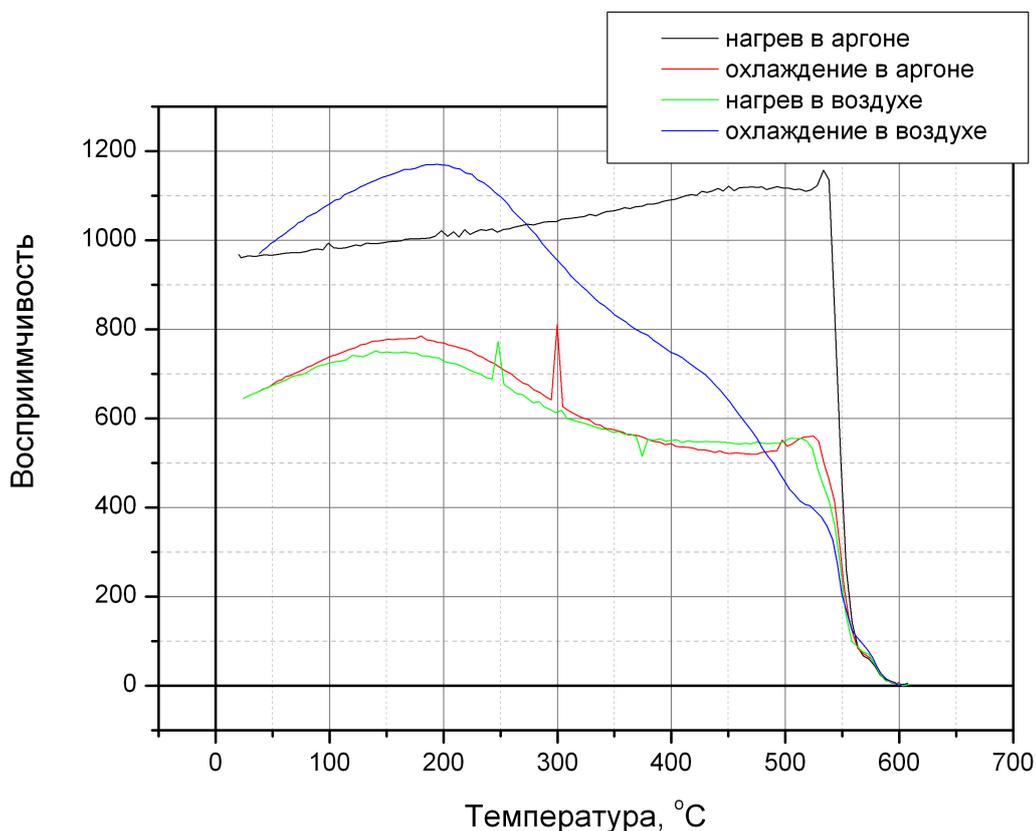


Рис. 19. Температурная зависимость магнитной восприимчивости для образца 51 в атмосферах аргона и воздуха (нагрев и охлаждение). Точки $T=300$ °С на кривой охлаждения в аргоне и $T=248$ и 374 °С на кривой нагрева в воздухе являются ошибками измерений и при анализе не учитываются.

У всех образцов при нагреве в аргоне в районе 580 - 600 °С происходили структурные изменения, в связи с чем охлаждение образца происходило по другой кривой, которая,

как правило, шла ниже кривой нагрева (кривая 2). По той же кривой происходил нагрев образца в атмосфере воздуха (кривая 3). Далее, при нагреве до 600 °С в образце происходили фазовые изменения при окислении в воздухе и охлаждение в воздухе шло по новой кривой (кривая 4).

Для некоторых образцов кривая 4 оказалась значительно выше кривых 2 и 3 и выше кривой 1 при некоторых температурах (см. рис. 19). Это принято объяснять образованием новой магнитной фазы с высокой восприимчивостью (магнетита) в результате распада титаномагнетита при нагреве [15]. Такое поведение наблюдалось у образцов 23, 31 и 51.

У других образцов не наблюдалось увеличения магнитной восприимчивости при охлаждении в воздухе по сравнению с остальными кривыми. На рисунке 20 представлен образец 39. Все кривые расположены достаточно близко друг к другу, что характерно при отсутствии значительных преобразований магнитных минералов в ходе температурного нагрева [15]. Такое поведение показали образцы 11, 34 и 39.

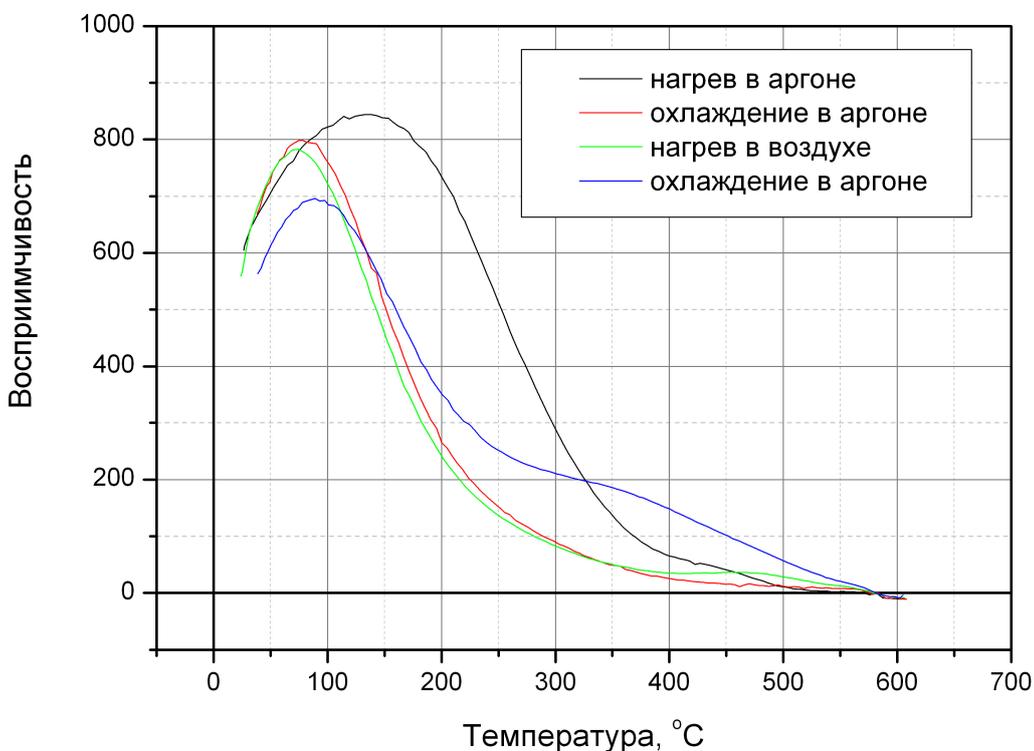


Рис. 20. Температурная зависимость магнитной восприимчивости для образца 39 в атмосферах аргона и воздуха (нагрев и охлаждение).

Для всех исследованных образцов зависимости восприимчивости от температуры заметно отличались друг от друга, что связано с различным составом образцов. Для определения первоначального состава образцов был проведен анализ температурной зависимости восприимчивости в атмосфере аргона (кривая нагрева, рисунок 21). Как известно, восприимчивость ферромагнетика в области температур выше температуры Кюри описывается законом Кюри – Вейса:

$$\chi = \frac{C}{T - T_c} \quad (2)$$

Где χ – магнитная восприимчивость, T – температура, T_c – температура Кюри, C – постоянная. Из закона следует, что обратная восприимчивость прямо пропорциональна температуре.

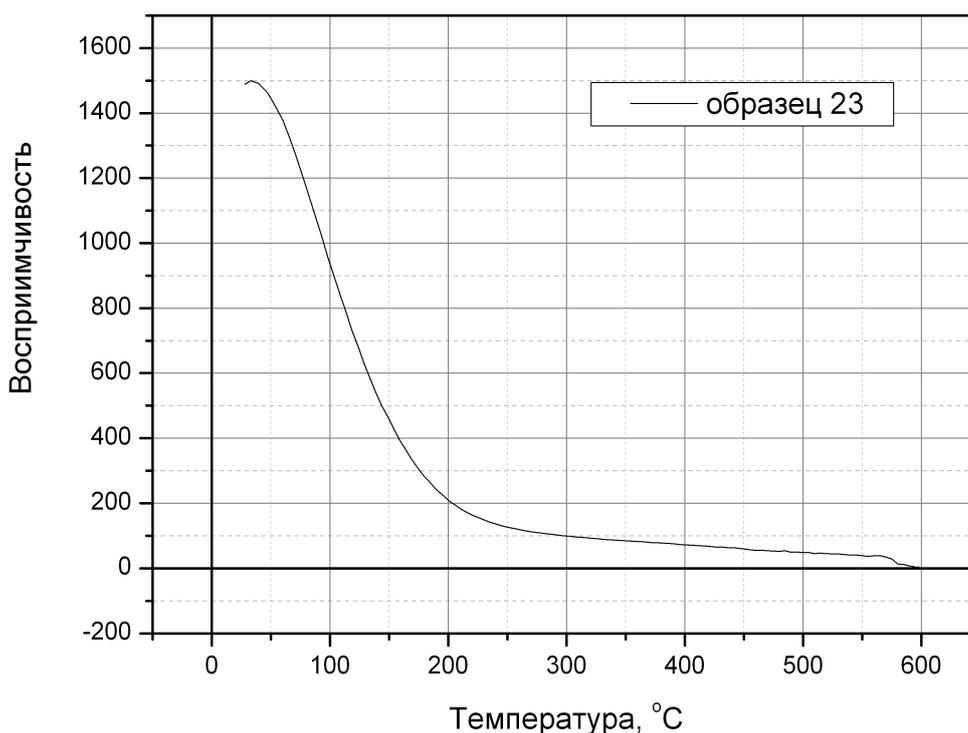


Рис. 21. Температурная зависимость магнитной восприимчивости для образца 23 (нагрев в аргене).

Во всех образцах, кроме 51, наблюдалось 2 фазы, соответственно было определено две температуры Кюри для каждого образца. Для определения температур Кюри строился график зависимости обратной магнитной восприимчивости от температуры,

выделялось 2 линейных участка, и проводилась линейная аппроксимация каждого участка (см. рис. 22). Далее по полученным параметрам линейной функции определялась координата точки пересечения прямой с осью абсцисс, которая и принималась как температура Кюри соответствующей фазы. У образца 51 был выделен только один линейный участок. Значения температур Кюри для каждого образца представлены в таблице 3.

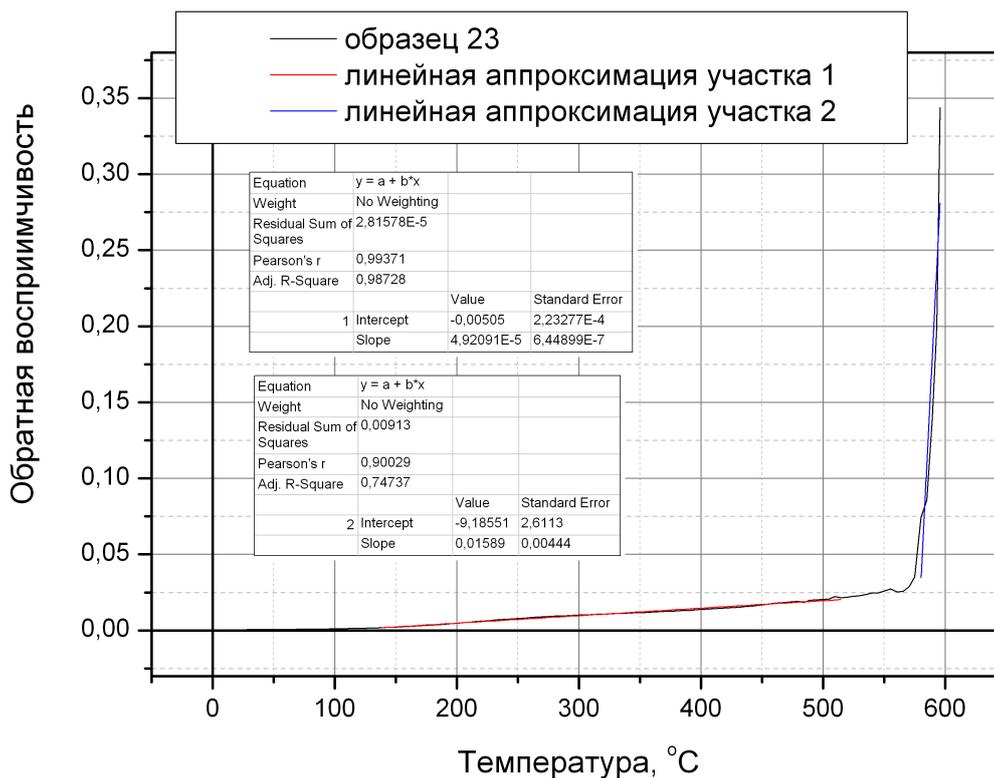


Рис. 22. Температурная зависимость обратной магнитной восприимчивости для образца 23 (нагрев в аргоне).

Так как не было проведено микроскопических и микрозондовых исследований образцов, то для диагностики минералов – носителей намагниченности, могут быть использованы только результаты температурных зависимостей магнитной восприимчивости образцов и полученный по ним температуры Кюри двух фаз.

Значения полученных температур Кюри второй фазы демонстрируют наличие в исследуемых образцах магнетита с температурой Кюри $T_c = 580$ °С. Так как уменьшение размеров частиц приводит к снижению температуры Кюри, то можно

предположить, что именно с этим связаны температуры Кюри $T_c = 540 - 550$ °С второй фазы для образцов 34 и 39.

Номер образца	Температура Кюри первой фазы, °С	Температура Кюри второй фазы, °С
11	160	570
23	110	580
24	110	570
31	210	590
34	150	550
39	290	540
51	-	580

Табл. 3. Значения температур Кюри двух фаз для 9 образцов базальтов.

Температуры Кюри первой фазы изменяются от 110 до 290 °С, и в соответствии с данными о температурах Кюри магнитных минералов горных пород, приведенных в главе «Литературный обзор», можно сделать вывод, что такие температуры наиболее вероятно указывают на наличие титаномагнетитов переменного состава [1], [15]. Так как температура Кюри титаномагнетита уменьшается с уменьшением концентрации магнетита x в твердом растворе практически линейно с точки Кюри магнетита $T_C = 580$ °С до точки Нееля ульвошпинели $T_N = -153$ °С [1], то можно оценить примерную концентрацию магнетита Fe_3O_4 и ульвошпинели Fe_2TiO_4 . Концентрация магнетита меняется от 0,35 для образцов 23 и 24 до 0,60 для образца 39 и соответственно концентрация ульвошпинели изменяется от 0,40 до 0,65 для тех же образцов.

Глава 5. Основные результаты и выводы.

1. Проведено комплексное исследование магнитных характеристик образцов базальтов долины реки Нижней Тунгуски. Использовались приборы: вибрационный магнитометр VSM LakeShore, ротационный магнитометр JR-6, размагничивающая установка LDA-3A AF, измеритель магнитной восприимчивости МФК1-А, измеритель магнитной восприимчивости ИМВО-М.
2. Было установлено, что образцы 11, 23, 39, 51 и 54 имеют одну магнитную компоненту, образцы 24, 25, 31 и 34 – как минимум 2. По полученным результатам, подозрение на самообращение намагниченности подтвердилось для образцов 24, 25, 31 и 34, а для образцов 23 и 39 – не подтвердилось.
3. Показано, что образец 51 обладает одной магнитной фазой, остальные - как минимум двумя. Определены температуры Кюри фаз и предложено объяснение наиболее вероятного состава магнитных включений в образцах.

Список используемой литературы

1. В. И. Трухин, Н. С. Безаева: «Самообращение намагниченности природных и синтезированных ферритмагнетиков», УФН, том 176 № 5.
2. Н. С. Безаева, В. И. Трухин, Т. В. Матвеева, В. В. Шишаков: «Специальный практикум: Самообращение намагниченности горных пород», Москва, 2007
3. Vladimir I. Trukhin, Natalia Bezaeva, Evgeniya Kurochkina: «The paleomagnetic field and possible mechanisms for the formation of reversed rock magnetization», Journal of Magnetism and Magnetic Materials 300 (2006) e320–e322
4. Catherine G. Constable: «Modelling the geomagnetic field from syntheses of paleomagnetic data», Physics of the Earth and Planetary Interiors 187 (2011) 109 - 117
5. Javier Pavón-Carrasco, María Luisa Osete, Joan Miquel Torta, Angelo De Santis: «A geomagnetic field model for the Holocene based on archaeomagnetic and lava flow data», Earth and Planetary Science Letters 388 (2014) 98–109
6. Трухин В. И., Максимочкин В. И.: «Геомагнетизм и методы геомагнитных исследований»
7. В. А. Большаков: «Использование методов магнетизма горных пород при изучении новейших отложений»
8. Yen-Hong Shau, Masayuki Torii, Chorng-Shern Horng, Wen-Tzong Liang: «Magnetic properties of Mid-ocean-ridge basalts from ocean drilling program Leg 187», Processing of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, Vol. 187
9. M. S. Ahmad, A. M. Zihlif: «Some magnetic and electrical properties of basalt rocks», Materials letters, Volume 10, number 4,5
10. Niels Abrahamsen, William W. Sager: «Magnetic properties of basalts and sediments from the Lau Basin, Processing of the Ocean Drilling Program», Scientific Results, Vol. 135
11. Pavel V. Doubrovine, John A. Tarduno: «Self-reversed magnetization carried by titanomaghemite in oceanic basalts», Earth and Planetary Science Letters 222 (2004) 959-969
12. Advanced Geoscience Instruments Company <http://www.agico.com/>
13. С. В. Шипунов: «Анализ и обоснование надежности палеомагнитных данных статистическими методами, глава 5: Оценки параметров в палеомагнитологии». Институт физики Земли РАН.
14. Шипунов С.В.: «Элементы палеомагнитологии». Геологический институт РАН, 1994. 64 стр.

15. Р. В. Веселовский, А. А. Арзамасцев, Л. И. Демина, А. В. Травин, С. Б. Боцюн:
«Палеомагнетизм, геохронология и магнитная минералогия даек Кольской
девонской магматической провинции», Физика Земли, 2013, № 4, с. 82-104.