

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
ИНСТИТУТ НЕФТЕГАЗОВОЙ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ
ИМ. А.А. ТРОФИМУКА
СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

На правах рукописи



МИХАЛЬЦОВ НИКОЛАЙ ЭДУАРДОВИЧ

**ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ И ПЕТРОМАГНИТНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА
ТРАППОВОЙ ФОРМАЦИИ СЕВЕРО-ЗАПАДА
СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ**

25.00.10 - геофизика, геофизические методы поисков полезных ископаемых

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание ученой степени

кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель

Казанский А.Ю.

доктор геол.-минерал. наук

Новосибирск, 2013

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	5
Сокращения и условные обозначения, принятые в работе	12
Глава 1. ТРАППОВАЯ ФОРМАЦИЯ СЕВЕРО-ЗАПАДА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ	13
1.1. Краткая геологическая характеристика	
1.1.1. Общая характеристика сибирских траппов.....	13
1.1.2. Возраст, стратиграфия и продолжительность образования траппов.....	18
1.1.3. Условия формирования пород трапповой формации.....	23
1.2. Палео- и петромагнитная изученность сибирских траппов	
1.2.1. Обзор результатов исследований 60-80-х годов XX века.....	25
1.2.2. Новые исследования на рубеже веков	30
1.3. Объекты исследования	31
1.3.1. Стратиграфия и вещественный состав разрезов, вскрытых скважинами ХС-59, ССВ-15 и ССВ-19	32
1.3.2. Разрез оз. Дюпкун	36
Глава 2. МЕТОДИКА ПАЛЕОМАГНИТНЫХ И ПЕТРОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ	38
2.1. Физические основы палеомагнетизма	
2.1.1. Особенности структуры и поведения магнитного поля Земли, принцип центрального осевого диполя и степень его применимости	38
2.1.2. Намагниченность горных пород, магнитные минералы, доменное состояние	40
2.2. Постановка лабораторных экспериментов	
2.2.1. Исследование направления остаточной намагниченности горных пород	43
2.2.2. Магнитные методы исследования состава и структуры магнитной фракции, информативность различных петромагнитных параметров.....	45
2.2.3. Аппаратурное и методическое обеспечение исследований	47
2.3. Обработка и интерпретация экспериментальных данных	49
2.3.1. Методические особенности исследований траппового разреза.....	50
2.3.2. Обоснование необходимости петромагнитных исследований для контроля палеомагнитных результатов	51

Глава 3. ЕСТЕСТВЕННАЯ ОСТАТОЧНАЯ НАМАГНИЧЕННОСТЬ В ОБРАЗЦАХ КЕРНА СКВАЖИН НОРИЛЬСКОГО РАЙОНА.....	54
3.1. Палеомагнитное опробование вскрытых скважинами разрезов.....	54
3.1.1. Скважина ХС-59	54
3.1.2. Скважины ССВ-15 и ССВ-19.....	56
3.2. Результаты магнитных чисток: компонентный состав и направления естественной остаточной намагниченности.....	57
3.2.1. Скважина ХС-59	58
3.2.2. Скважины ССВ-15 и ССВ-19.....	71
3.3. Анализ результатов и общие выводы по главе 3.....	75
 Глава 4. ПЕТРОМАГНИТНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТРАППОВ СЕВЕРО-ЗАПАДА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ.....	 80
4.1. Общая характеристика по объектам в целом	
4.1.1. Интегральные магнитные параметры в разрезах скважин	80
4.1.2. Размер зерен и доменное состояние ферромагнитной фракции	83
4.1.3. Состав магнитной фракции по результатам термомагнитного анализа.....	94
4.2. Исследование связи петромагнитных параметров пород с положением внутри различных вулканических тел	
4.2.1. Типизация коэрцитивных спектров	99
4.2.2. Понижение наблюдаемых деблокирующих температур в мощных потоках	103
4.3. Сравнение петромагнитных характеристик образцов, имеющих различную полярность остаточной намагниченности	108
4.4. Общие выводы по главе 4.....	110
 Глава 5. МАГНИТОСТРАТИГРАФИЯ ТРАППОВ НОРИЛЬСКОГО РАЙОНА	112
5.1. Построение магнитостратиграфических разрезов по скважинам	112
5.1.1. Скважина ХС-59	112
5.1.2. Скважины ССВ-15 и ССВ-19.....	114
5.1.3. Сводный магнитостратиграфический разрез	116
5.1.4. Общий анализ динамики изменений магнитного поля на рубеже перми-триаса и возможная связь с магматической активностью	119

5.2. Корреляция сводного разреза с магнитостратиграфическими шкалами и результатами предыдущих исследований	122
5.2.1. Минимально возможная продолжительность формирования траппов Норильского района	122
5.2.2. Положение границы перми и триаса в разрезе сибирских траппов	124
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	128
ЛИТЕРАТУРА	130

ВВЕДЕНИЕ

Стратифицированные толщи изверженных пород являются уникальным архивом истории магнитного поля Земли. Многочисленные палеомагнитные исследования крупных изверженных провинций (Large Igneous Provinces - LIP) по всему земному шару показали, что в таких толщах сохраняется информация не только о палеомагнитной зональности [Cox, 1988; Lind et al., 1994; Courtillot et al., 2000; Guillou et al., 2001; Poornachandra et al., 2003; Gurevitch et al., 2004; Kristjanson et al., 2004; Chenet et al., 2007], но и об элементах тонкой структуры геомагнитного поля прошлых эпох: вековых вариациях, экскурсах и инверсионных переходах [Herrero-Bervera et al., 1996; Kristjansson and Johannesson, 1999; Heunemann, 2003; Herrero-Bervera et al., 2007]. Помимо того, что результаты таких исследований, дают ценнейшую информацию о поведении геомагнитного поля в геологическом прошлом, они позволяют точнее определять возраст, продолжительность и интенсивность магматизма на изучаемых территориях, т.е. динамику формирования LIP.

Объектом исследования в настоящей работе являются магнитные характеристики вулканических комплексов северо-западной части трапповой формации Сибирской платформы (Норильский район, плато Путорана).

Актуальность работы. Несмотря на длительную историю палеомагнитных и петромагнитных исследований сибирских траппов, позволивших накопить огромный объем данных [Гусев и др., 1967; Гусев, 1968; Гусев, 1970; Линд, 1973; Ивлиев и др., 1976; Сидорас, 1984; Lind et al., 1994; Gurevitch et al., 1995; Solodovnikov, 1995; Westphal et al., 1998; Казанский и др., 2000; Мишенин, 2002; Kravchinsky et al., 2002; Веселовский и др., 2003; Heunemann et al., 2004; Gurevitch et al., 2004; Казанский и др., 2005, 2009; Павлов и др. 2011 и другие работы], ряд ключевых вопросов, до сих пор остаются дискуссионными. Среди них - продолжительность магматической активности на территории распространения Сибирской трапповой формации в целом и в различных её провинциях, происходило ли образование значительных объемов изверженных пород непрерывно, одномоментно или отдельными эпизодами и другие. Палеомагнитные исследования, в особенности методы магнитостратиграфии, в данном случае являются существенным дополнением для изотопно-геохронологических исследований в вопросах оценки возраста и продолжительности формирования траппов, в совокупности они могут дать более точную и подробную возрастную модель и значительно повысить точность хроно-стратиграфических построений.

Большая часть предыдущих палеомагнитных исследований трапповой формации Сибирской платформы выполнена по отдельным обнажениям, увязанным в сводный магнитостратиграфический разрез. Поэтому, нельзя исключить, что запись палеомагнитного сигнала в них существенно сокращена и кратковременные инверсии магнитного поля (микро- или криптохроны) могут быть пропущены. В частности, до сих пор в норильских траппах уверенно выделяется только смена полярности магнитного поля с обратной на прямую (R-N) на границе ивакинской свиты (или ее стратиграфических аналогов) и вышележащей толщи [Lind et al, 1994; Gurevitch et al., 2004]. Случаи обнаружения противоположной полярности для отдельных образцов внутри магнитозон R или N относились на счет перемагничивания, самообращения или считались артефактами, и не принимались во внимание [Гусев, 1962, 1968; Gurevitch et al., 2004]. Обоснование их геофизической природы является актуальной задачей, поскольку без этого нельзя продвинуться в понимании как самой природы быстрых изменений геомагнитного поля, так и в их взаимосвязанности с катастрофическими геологическими процессами на переломных рубежах развития Земли.

Палеомагнитные исследования в настоящей работе опираются на керновый материал скважин, представляющий почти непрерывную и наиболее полную последовательность для траппов Норильского района. Кроме того, следует учесть, что сохранность намагниченности в керновом материале как правило выше, чем в естественных обнажениях. Все это позволяет повысить детальность, полноту и надежность магнитостратиграфических построений по сравнению с использованием составных разрезов по естественным обнажениям.

Петрофизические, в том числе и петромагнитные исследования траппов Сибирской платформы, наряду с палеомагнитными, также ведутся давно, и накоплен обширный материал [Гусев и др., 1967; Линд, Металлова, 1974; Ивлиев и др., 1976; Линд, 1976; Румянцева, 1977; Кропотов, 1992; Neunemann, 2003], но обобщающие работы по данной тематике отсутствуют. Проведенные исследования показывают, что породы трапповой формации характеризуются большой изменчивостью магнитных свойств. Но вопрос о генетической природе этой изменчивости остается нерешенным.

Цель исследования:

Уточнить магнитостратиграфическую последовательность и продолжительность формирования сибирских траппов с учетом элементов *тонкой структуры* геомагнитного поля, выявленных в палеомагнитной записи, и установленных закономерностей распределения магнитных свойств.

Научная задача:

На основе лабораторного палео- и петромагнитного изучения верхнепермско-нижнетриасовых разрезов северо-западной части Сибирской трапповой провинции выяснить природу кратковременных изменений полярности палеомагнитного сигнала, установить закономерности распределения магнитных свойств траппов и разработать критерии расчленения траппового разреза по палео- и петромагнитным характеристикам.

Решение задачи опирается следующие основные этапы исследования:

- На основе детального изучения естественной остаточной намагниченности траппов Норильского района выявить в палеомагнитной записи следы тонкой структуры геомагнитного поля.;
- На основе анализа палеомагнитной записи установить основные реперы, позволяющие уточнить стратиграфическое положение и продолжительность формирования норильских траппов и построить новый вариант магнитостратиграфического разреза.;
- С использованием современных методических приемов петромагнитного анализа выяснить причины значительной изменчивости магнитных свойств траппов Норильского района и плато Путорана, установить её связь с условиями формирования пород, и на основе этого выработать критерии расчленения вулканогенного разреза.

Фактический материал и методы исследования

Теоретической основой решения поставленных задач являются накопленные к настоящему времени знания о структуре и эволюции Земного магнитного поля, основные принципы палеомагнитных и петромагнитных исследований [Палеомагнитология, 1982; Butler, 1992; Opdyke, Channel, 1996; McElhinny, McFadden, 2000; Dunlop, Özdemir, 2001; Tauxe, 2002; Tauxe et al., 2012] и принцип актуализма.

Основным методом исследований является эксперимент, включающий анализ компонентного состава естественной остаточной намагниченности и измерение основных магнитных характеристик вещества по стандартным методикам. **Достоверность** результатов обеспечена, во-первых, применением современных методик лабораторных палеомагнитных исследований, в обязательном порядке включающих: ступенчатые магнитные чистки до полного разрушения естественной остаточной намагниченности породы; определение состава и

структуры носителей намагниченности; верификация повторяемости результатов, получаемых различными методами палеомагнитного анализа; контроль сохранности ориентировки образцов в процессе пробоподготовки по направлениям вязкой и термовязкой намагниченности. Во-вторых, использованием современной сертифицированной аппаратуры для палео-и петромагнитных исследований. Большая часть экспериментов проведена автором на аппаратуре Новосибирского палеомагнитного центра ИНГГ СО РАН. Часть экспериментов выполнена в палеомагнитной лаборатории Казанского (Приволжского) федерального университета. Весь каменный материал, использованный в данной работе, безвозмездно предоставлен В.В. Рябовым, А.Я. Шевко и М.П. Гора, сотрудниками ИГМ СО РАН, за что автор выражает им большую благодарность. В работе изучено 250 частично ориентированных фрагментов керна (из которых изготовлено более 500 образцов) и около 300 неориентированных штуфов.

Защищаемые научные результаты:

1. Траппы Норильского района, несмотря на частичные необратимые изменения магнитных минералов, зафиксировали и сохранили в доступном для расшифровки виде палеомагнитную запись, подробно характеризующую состояние магнитного поля Земли на рубеже перми – триаса. Обнаруженные в узких интервалах разреза случаи резкой смены полярности не связаны с физико-химическим преобразованием вещества, а являются записью тонкой структуры магнитного поля Земли.

2. Построен новый вариант магнитостратиграфического разреза поздней перми – раннего триаса Норильского района, в котором Надеждинская, Моронговская и Мокулаевская микрозоны обратной полярности отвечают реперным границам региональных стратиграфических подразделений и являются тонким инструментом для расчленения и корреляции разрезов, а также оценки продолжительности магматизма в Норильском районе. Основываясь на частоте геомагнитных экскурсов, длительность этого события составляет не менее 500 тыс. лет.

3. Распределение интегральных и структурно-вещественных магнитных параметров в разрезе связаны с мощностью и скоростью формирования геологических тел. Закономерное уменьшение деблокирующих температур от кровли к подошве позволяет различать лавовые потоки большой мощности (десятки метров и более).

Научная новизна и личный вклад автора

К числу наиболее значимых научных результатов, полученных автором, нужно отнести следующие.

1. На основе детального исследования палеомагнитной записи в траппах Норильского района, на примере разрезов скважин ХС-59, ССВ-15 и ССВ-19, впервые обоснована геофизическая природа резких кратковременных изменений полярности, представляющих собой геомагнитные экскурсы.

2. Обнаружено, что геомагнитные экскурсы приурочены к маркирующим покровам, отражающим значимые события в магматической истории, а значит, изменения в магнитном поле и режиме магматизма могли иметь общую причину.

3. Впервые в прямонамагниченной части разреза траппов Норильского района выделены Надеждинская, Моронговская и Мокулаевская микрозоны обратной полярности, имеющие самостоятельное значение для расчленения и корреляции трапповых разрезов всей Сибирской платформы.

4. На основе сопоставления сделанных магнитостратиграфических построений с мировыми шкалами магнитной полярности уточнено положение границы перми и триаса в разрезе Норильского района.

5. Впервые для оценки длительности магматизма использована частота геомагнитных экскурсов, характер распределения которых в разрезе норильских траппов предполагает продолжительность магматизма в этом районе не менее 500 тыс. лет.

6. Установлено наличие связи магнитных свойств базальтов с положением образца внутри потоков большой мощности. Из этого следует вывод, важный для петромагнитных исследований траппов в целом: зависимость свойств от положения в потоке существенно усложняет построение любой петромагнитной классификации траппов, если используется «разнородно» отобранная коллекция.

Теоретическое и практическое значение

Выявленные особенности записи тонкой структуры геомагнитного поля на рубеже пермской и триасовой эпох позволяют уточнить положение этой границы в разрезе, дать количественную оценку продолжительности формирования траппов и времени начала магматизма в Норильском районе. Установленные микрозоны (Надеждинская, Моронговская и Мокулаевская) являются изохронными реперами и имеют хроностратиграфическое значение, что позволяет проводить расчленение разрезов и их региональную корреляцию, и, таким

образом, могут быть использованы при составлении региональных стратиграфических схем и в легенде геологических карт нового поколения. Сделанные хроностратиграфические построения являются основой для понимания истории формирования траппов на рубеже перми и триаса, что имеет практическое значение для выяснения закономерностей размещения связанных с ними месторождений рудных полезных ископаемых. Материалы проведенных исследований нашли отражение в учебном курсе «Методы палеомагнетизма и магнетизма горных пород» для магистрантов геологических специальностей Геолого-геофизического факультета НГУ.

Апробация работы.

По теме диссертации опубликовано 11 научных работ, из них пять статей в рецензируемых научных журналах, рекомендованных Перечнем ВАК: Геология и геофизика - 2004 №6, 2012 №11; ДАН - 2001 №4, 2003 № 5, 2013 №2. Основные результаты работы обсуждались на российских и международных научных совещаниях: Всероссийской научной конференции «Фундамент, структуры обрамления Западно-Сибирского мезозойско-кайнозойского осадочного бассейна, их геодинамическая эволюция и проблемы нефтегазоносности» (Тюмень, 2008); совещании по проблемам палеомагнетизма и магнетизма горных пород (Обсерватория «Борок», 2002); Тектоническом совещании (Москва, 2003); ежегодном научном совещании «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса» (Иркутск, 2004); на конференциях молодых ученых в Новосибирске (2003, 2004) и Иркутске (2003).

Структура и объем работы

Диссертация общим объемом 143 страницы состоит из введения, пяти глав и заключения. Она включает 38 рисунков, 6 таблиц, и список литературы из 156 наименований.

Работа выполнена в Лаборатории геодинамики и палеомагнетизма ИНГГ СО РАН в рамках планов НИР (Приоритетное направление VII.54. «Изучение строения и формирования основных типов геологических структур и геодинамических закономерностей вещественно-структурной эволюции твердых оболочек Земли, фундаментальные проблемы осадочного породообразования, магматизма, метаморфизма и минералообразования», Программа VII.54.1. «Глубинная геодинамика, геодинамическая эволюция литосферы, концепция геодинамической истории Земли» (координатор ак. Н.Л. Добрецов), Проект 54.1.1. «Геодинамические модели для ключевых современных и докембрийско-палеозойских структур Центральной Азии.» Руководитель проекта чл.-корр. РАН В.А.Верниковский).

Благодарности

Прежде всего хочется выразить огромную благодарность своему научному руководителю и учителю доктору геол.-мин. наук А.Ю. Казанскому, открывшему мне дорогу в палеомагнитную науку, сформировавшему меня как специалиста в этой области и на всех этапах руководившему выполнением данной работы. Также не могла бы состояться представляемая работа без помощи чл.-корр. РАН В.А. Верниковского и д.г.-м.н. Д.В. Метелкина. На разных этапах исследования автор пользовался научными консультациями и советовался с В.В. Рябовым, Г.С. Федосеевым, Г.Г. Матасовой, А.В. Лавренчуком, А.Э. Изохом, В.Ю. Брагиным, А.Ю. Гужиковым и другими специалистами, которых также хочется искренне поблагодарить. Автор от души благодарит О.В. Куприш за участие в выполнении трудоемких исследований, а также Д.В. Напреева и А.С. Крамарова за помощь в подготовке каменного материала. Автор признателен всем бывшим и настоящим сотрудникам палеомагнитной группы лаборатории геодинамики и палеомагнетизма, оказавшим разностороннюю помощь в выполнении представленной работы.

Выражаю особую личную благодарность А.Ю. Казанскому и Д.В. Метелкину за то, что в своё время убедили меня заняться исследованием сибирских траппов.

Также большое влияние на формирование научных взглядов и общего исследовательского подхода автора оказали С.А. Тычков, С.В. Шипунов, А.Ю. Гужиков, А.Н. Диденко, Д.М. Печерский, А.В. Титов, Н.Н. Крук и другие ученые.

Отдельно хочу поблагодарить академика РАН Н.Л. Добрецова и чл.-корр. РАН В.А. Верниковского за идейную и материальную поддержку палеомагнитного направления в Сибирском отделении РАН.

Исследования выполнены при финансовой поддержке молодежного гранта ОИГГМ СО РАН (конкурс 2004 г), гранта РФФИ (проект 09-05-01192), Программы ОНЗ 7. проект 7.2.3.

Сокращения и условные обозначения, принятые в работе:

NRM - естественная остаточная намагниченность;

ChRM - характеристический компонент остаточной намагниченности;

VRM - вязкая остаточная намагниченность;

B_c - коэрцитивная сила;

B_{cr} - остаточная коэрцитивная сила;

J_i - индуктивная намагниченность;

J_s - намагниченность насыщения;

J_{rs} - остаточная намагниченность насыщения;

k - магнитная восприимчивость;

FD - частотнозависимая составляющая магнитной восприимчивости;

Q_n - отношение Кенигсбергера;

T_c - температура (точка) Кюри;

T_{db} - деблокирующая температура;

SP - суперпарамагнитные частицы ферромагнетиков;

SD, PSD, MD - одно-, псевдоодно- и многодоменные частицы соответственно;

DTMA (DTMA) - дифференциальный термомагнитный анализ;

ПМА - «палеомагнитная аномалия» - образец или группа образцов, показывающих нетипичную для данного участка разреза полярность намагниченности;

РТВ - граница пермской и триасовой систем.

Глава 1. ТРАППОВАЯ ФОРМАЦИЯ СЕВЕРО-ЗАПАДА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

1.1. Краткая геологическая характеристика

1.1.1. Общая характеристика сибирских траппов

Рубеж перми и триаса для Азиатского континента знаменует грандиозным проявлением магматизма. Формирование мощных платобазальтовых формаций, синхронный бимодальный и щелочно-гранитоидный магматизм на севере Сибири и в Центральной Азии, по мнению Н.Л. Добрецова и многих других, связаны с функционированием системы одновременных или близких по времени мантийных плюмов, объединяемых в пермотриасовый суперплюм [Добрецов, 1997; Sharma, 1997; Ярмолюк и др., 1997; Золотухин, 1998; Dobretsov, Vernikovsky, 2001].

По современным представлениям, Сибирская трапповая формация (рисунок 1.1) включает траппы Сибирской платформы, Таймыра, Кузнецкого прогиба и погребенные покровы Западно-Сибирской плиты [Кутолин, 1963; Аплонов, 1989; Добрецов, 1997; Альмухамедов и др., 1999]. Имеются данные, что подобные комплексы основных пород распространяются и дальше на север [Vyssotski et al., 2006; Reichow et al., 2009]. В пределах Сибирской платформы трапповый комплекс сконцентрирован в Тунгусской синеклизе и прослеживается геофизическими данными под Енисей-Хатангским прогибом до Южного Таймыра включительно. Комплекс представлен лавами, вулканогенно-обломочными образованиями и многочисленными, преимущественно пластовыми, интрузиями. Последние, как выяснилось при бурении глубоких скважин, распространены гораздо шире, нежели считалось ранее, насыщая отдельные разрезы до 70 %. Общий объем пород траппового комплекса только для Сибирской платформы оценивается в 1.75 млн. км³ [Васильев и др., 2000].

Структурной особенностью крупных изверженных провинций на древних платформах является их приуроченность к отрицательным формам чехла (синеклизам) Синформное строение характерно не только для траппового комплекса, но и для подстилающих осадочных пород. Формирование впадин связывают с растяжением и утонением континентальной коры над обширной горячей точкой в мантии, что в совокупности и является причиной последующего крупномасштабного магматизма. В то же время в рельефе эти регионы выражены обширными поднятиями. Обращенный характер рельефа трапповых плато проявляется как в региональном, так и в локальном планах [Старосельцев, 1989].

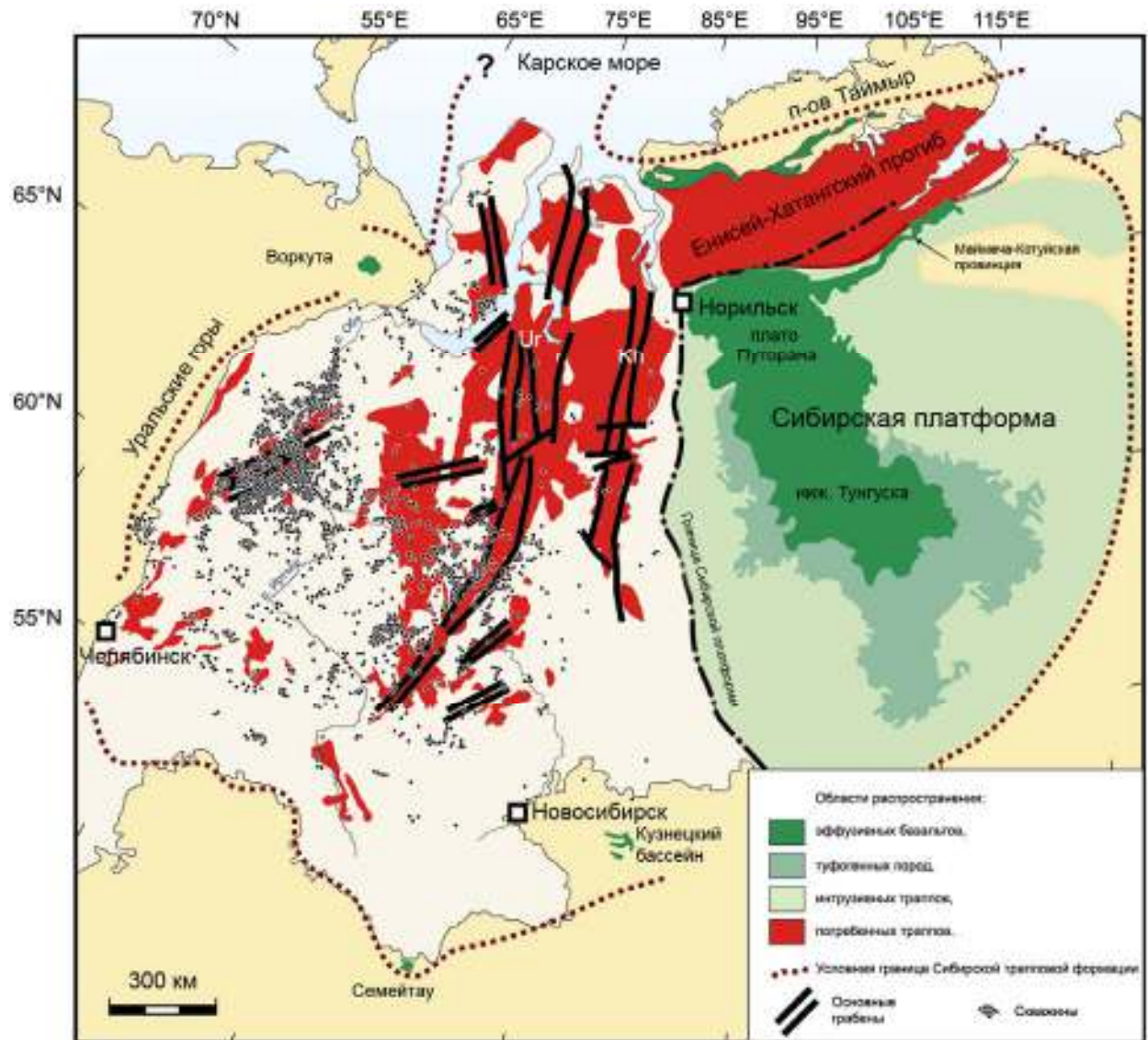


Рисунок 1.1 – Распространение пермо-триасовых пород Сибирской трапповой формации (по [Saunders, Reichow, 2009] с изменениями)

Наиболее крупной структурой в пределах рассматриваемой территории Сибирской платформы является Тунгусская синеклиза, осложненная серией структур второго порядка, к которым относятся мульды и валы (рисунок 1.2), приуроченные, в основном, к её северной и западной окраинам. В северной части расположены мульды (с востока на запад): Боярская, Большеавамская, Иконская, Хараелаская, Вологочанская. К западному борту приурочены мульды: Микчандинская, Ламская, Имангдинская, Хантайская и Курейская, так же сюда относятся Норильская и Турумакитская мульды, отделенные Хантайско-Рыбнинским валообразным поднятием. Это поднятие прослеживается вдоль западной границы района. На севере, изгибаясь к востоку, переходит в Кыстыктах-Аян-Амбардахский вал, который протягивается вдоль всей северной окраины рассматриваемого региона. На западе района прослеживается еще один вал, который начинается у восточного окончания Микчандинской мульды и протягивается на юг параллельно Хантайско-Рыбнинскому поднятию за пределы рассматриваемого района. Основание разреза Тунгусской синеклизы представлено терригенными породами тунгусской серии, насыщенной пластами каменных углей. К поздней перми она сменяется туфогенными отложениями, непосредственно подстилающими породы траппового комплекса. Аналогичное строение, как правило, имеют и впадины меньшего масштаба (мульды), с тем исключением, что на северо-западе магматические образования траппового комплекса лежат непосредственно (с несогласием) на осадочных породах тунгусской серии.

На площади развития траппового комплекса по результатам картирования выделяется несколько провинций, где разрезы различаются по строению (Норильско-Хараелаская, Путоранская, Каменская, Маймеча-Котуйская, Нижнетунгусская и др.). Корреляционная схема на рисунке 1.3 [Васильев и др., 2000] дает представление о сходстве и различиях в строении вулканогенной толщи.

Норильская провинция объединяет структуры северо-западной части Сибирской платформы. Ее естественным ограничением на западе является Енисейский глубинный разлом, на севере – Енисейско-Хатангский прогиб, на востоке – зона сочленения Тунгусской синеклизы и Анабарской антеклизы [Петрология и перспективы, 1978]. Располагаясь на стыке крупных структур, регион имеет сложную и длительную историю развития, большое разнообразие геологических формаций и сложную тектоническую обстановку [Геологическое строение, 1987]. В Норильском районе проявился наиболее полный разрез вулканогенной толщи Сибирской платформы, достигающий 3500 м. Он представляет собой чередование лавовых покровов и туфовых горизонтов, которые находятся в соотношении 9:1 [Люлько и др., 1994]. В северной части платформы в верхних частях разреза преобладают

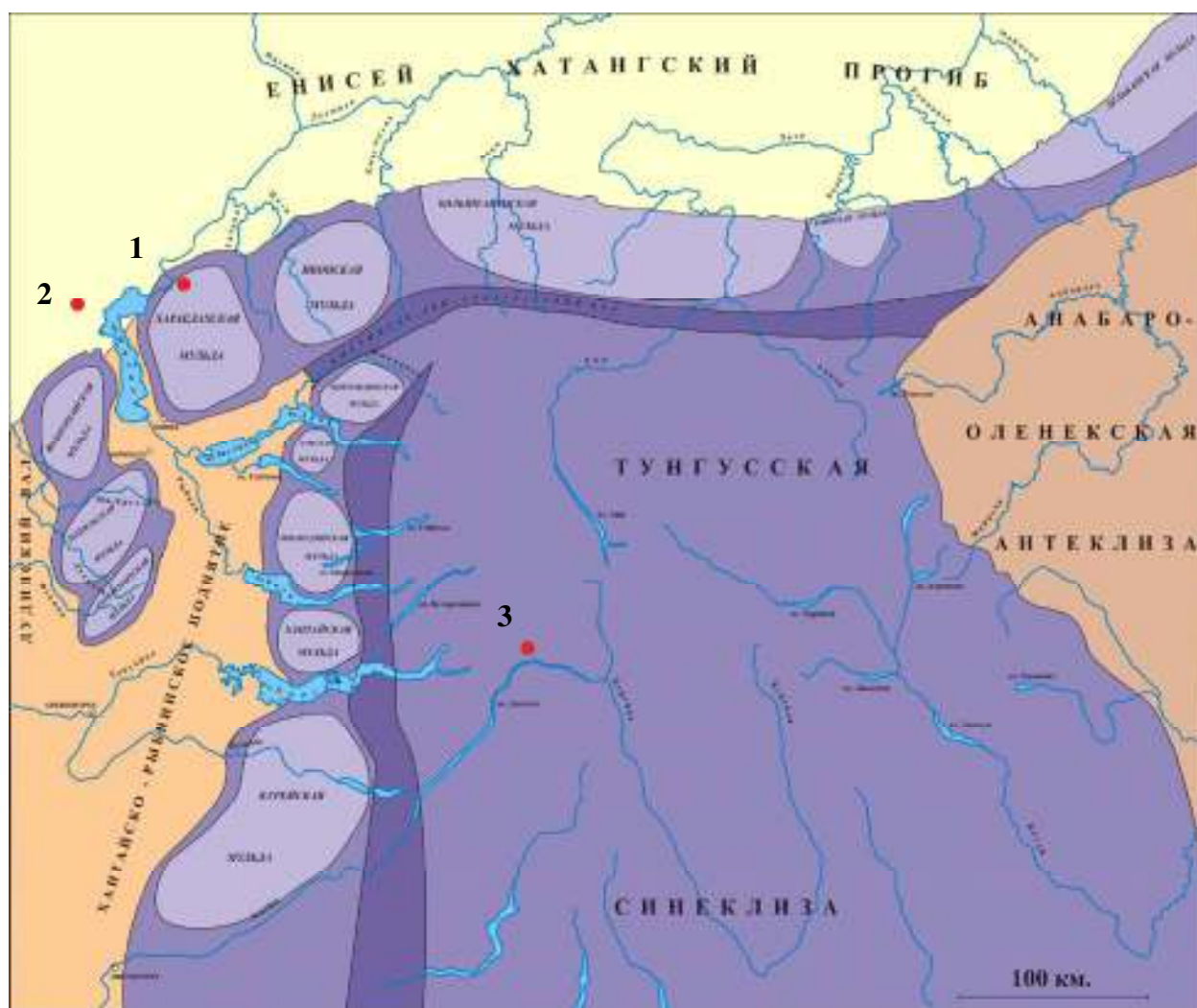
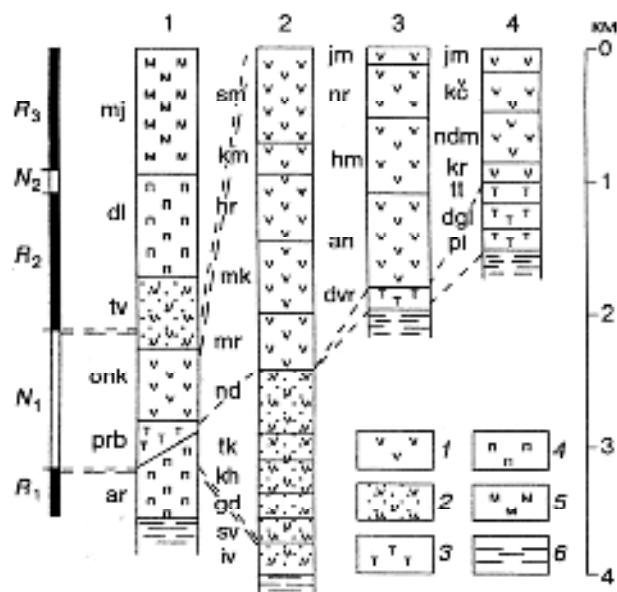


Рисунок 1.2 – Упрощенная схема геологического строения северо-запада Сибирской платформы по [Рябов, Шевко, Затеева, 2005]; красными точками показаны положения исследованных разрезов туфолавоваы толщи: 1 - скважина ХС-59; 2 - скважины ССВ-15 и ССВ-19; 3 - разрез оз. Дюпкун



Условные обозначения: 1 - преимущественно низкокалиевые толеиты; 2 - базальты нормального и субщелочного ряда; 3 - вулканогенно-обломочные образования базальтового состава; 4 - преимущественно лавы щелочно-ультраосновного и щелочно-основного составов; 5 - лавы ультраосновного состава (меймечиты); 6 - палеозойские отложения. N и R - зоны прямой и обратной полярности соответственно.

Свиты: mj - маймечинская, dl - дельканская, tv - тыванкитская, onk - онкучанская, prb - правобоярская, ar - арыджанская, jm - ямбуканская, nr - неракарская, hm - хоннамакитская, an - аянская, dvr - двурогинская, kč - кочечумская, ndm - надымская, kr - корвучанская, tt - тутончанская, dgl - дегалинская, pl - пеляткинская; индексы свит Норильско-Хараелахской провинции расшифрованы в таблице 1.1

Рисунок 1.3 – Корреляционная схема разрезов вулканогенных толщ в провинциях: Маймеч-Котуйской (1), Норильско-Хараелахской (2), Путоранской (3) и Нижнетунгусской (4) по [Васильев и др., 2000]. Слева показана магнитостратиграфическая колонка для Маймеч-Котуйской провинции по [Линд, 1998]

покровы, а в южной - на широте Нижней Тунгуски, базальты сменяются туфами. В составе вулканогенного разреза выделяется более 200 лавовых покровов и около 30 туфовых горизонтов. Мощность первых колеблется от 1 до 100 м (средняя 15 м), а вторых - от первых метров - десятков метров до 100 м. Отдельные - маркирующие горизонты прослеживаются на десятки и сотни километров [Рябов и др., 2000].

Основная масса покровов представлена толеитовыми базальтами, которые по разным оценкам составляют 93-95 % всего объема лав. Среди толеитов локально проявляются покровы высокомагнезиальных (0.4-1%) и субщелочных базальтовых (трахибазальтовых) и щелочных лав (4-%) [Рябов и др., 2000; Рябов и др., 2005]. Платобазальты имеют афировую и порфировую структуру с пойкилоофитовой, толеитовой и интерсертальной структурой основной массы. Главными породообразующими минералами базальтов являются плагиоклаз, клинопироксен, оливин с переменным количеством титаномагнетита, ильменита, стекла и палагонита [Рябов и др., 2000].

1.1.2. Возраст, стратиграфия и продолжительность образования траппов

Трапповая формация несогласно перекрывает палеозойские и протерозойские комплексы, наиболее молодыми из которых являются осадочные породы пермского возраста. Определения возраста самих траппов проводились на основании споро-пыльцевых анализов, из туфо-терригенных прослоев. Редко в них находили более крупные остатки, отпечатки листьев, рыб, скелет динозавра [Czamanske, Fedorenko, 2002]. Осадочные прослои в породах трапповой формации имеют весьма ограниченное распространение и содержат как пермские, так и триасовые комплексы флоры [Пуртова, 1996], что дает основания предполагать, что граница перми и триаса находится внутри трапповой формации [Zolotukhin, Al'mukhamedov, 1988].

Абсолютный возраст пород трапповой формации, полученный по различным объектам, различными методами и в различных лабораториях, также показал, что начало формирования лавовой толщи имело место на рубеже перми и триаса [Люлько и др., 1994]. Средний возраст для эффузивных траппов по Ar/Ar составляет около 244 млн.лет для моронговской и мокулаевской свит [Baksi & Farrar, 1991(b)] и 248.5 ± 2.4 млн.лет для ивакинской, гудчинской и неракарской свит (Норильский район и плато Путорана) [Renne, Basu, 1991]. Близкие даты получены и по вулканитам, вскрытым скважиной СГ-19 в Норильском районе (245.5 ± 4.5 и 248.4 ± 3.7) [Золотухин и др., 1998]. По интрузиям Норильск-1 и Талнах получены Ar/Ar даты (по биотиту и плагиоклазу) в 249 ± 2 млн. лет [Dalrymple et al, 1991]. Определение уран-свинцовым методом по цирконам Норильской интрузии

позволило оценить возраст, как 248.0 ± 3.7 млн. лет [Campbell et al., 1992]. Анализ всей совокупности имеющихся датировок [Reichow et al., 2009] показывает (рисунки 1.4 и 1.5), что основной пик магматизма весьма близок к оценкам абсолютного возраста для границы перми и триаса - 248-251 млн. лет [Claoue-Long et al., 1991; Gradshtain et al., 1994; Renne et al., 1995].

Одной из особенностей эффузивных траппов на Сибирской платформе является их «ритмическое» строение [Фадеев, 1962; Рябов и др., 2000], обусловленное, по всей видимости, чередованием периодов «всплеска» и затухания вулканической активности. В пределах Норильской провинции вулканогенная толща объединяет 11 свит. Часть из них подразделяется на подсвиты и пачки на основании химического состава, текстурных особенностей и по наличию туфовых горизонтов (таблица 1.1). Проводимые на протяжении многих десятилетий исследования стратиграфии и петрологии туфолавова́й толщи севера Сибирской платформы позволили выявить особенности эволюции вулканических явлений и обосновать существование в истории развития магматизма Норильского района пяти основных тектономагматических циклов или фаз [Петрология и перспективы..., 1978; Золотухин и др., 1986; и др.], каждый из которых включает одну или несколько свит (см. таблицу 1.1). Дополнительно вся туфолавова́й толща подразделяется на ранний (производные I и II тектономагматических фаз) и поздний (III–V фазы) этапы вулканизма. Каждый тектономагматический цикл представлен полифациальным комплексом эксплозивных, эффузивных и интрузивных пород. Считается, что формирование такой фазы или цикла начиналось с эксплозивной деятельности, которая по мере усиления тектонической активности перерастала в массовые трещинные излияния. Последующее ослабление вулканического процесса приводило к обособлению отдельных щитовых вулканов, а прекращение излияний сопровождалось накоплением туфового материала и формированием интрузий [Рябов и др., 2000].

Палеомагнитное исследование туфолавова́й толщи показало, что базальты ивакинской и верхней части самоедской свит имеют обратную полярность, а остальная часть разреза от сыверминской до низов самоедской свиты включительно имеет преимущественно прямую полярность [Lind et al., 1994]. На основании этих данных и изотопного датирования породы ивакинской свиты (и её аналогов в других районах) были отнесены к верхней перми, а вся остальная, вышележащая, часть разреза - к нижнему триасу (см таблицу 1.1). Такое положение границы перми и триаса является традиционным для Сибирских траппов. Однако не следует забывать, что оно основано на шкалах магнитной полярности, принятых в 80-х - начале 90-х годов XX века. К настоящему времени многочисленными исследованиями по

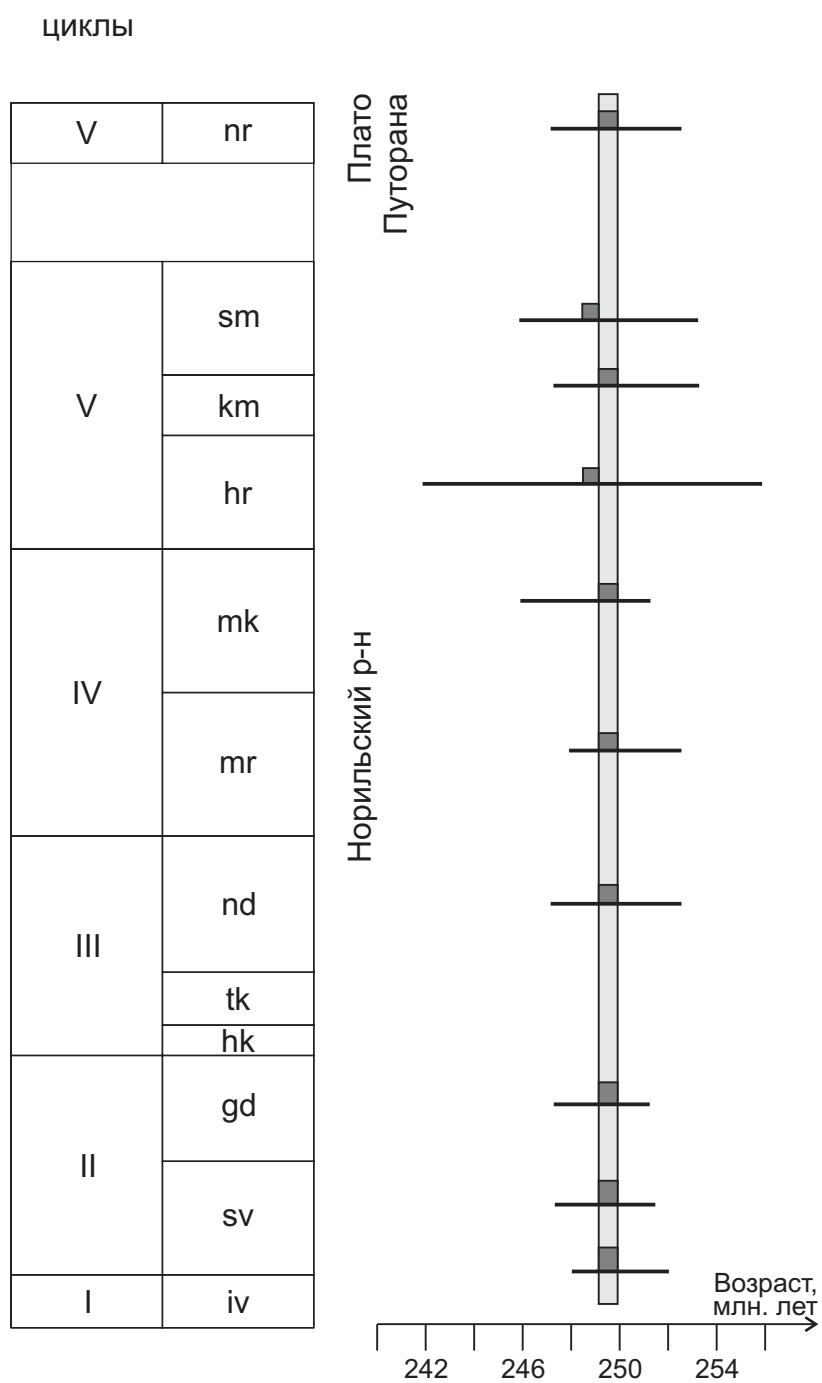


Рисунок 1.4 - $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст базальтов Тунгусской синеклизы (тёмные прямоугольники) по [Медведев, 2004] с изменениями; обозначения свит см. на рисунке 1.3; горизонтальными линиями показаны доверительные интервалы возрастных определений, вертикальным серым прямоугольником - граница перми и триаса по [Renne et al., 1995]

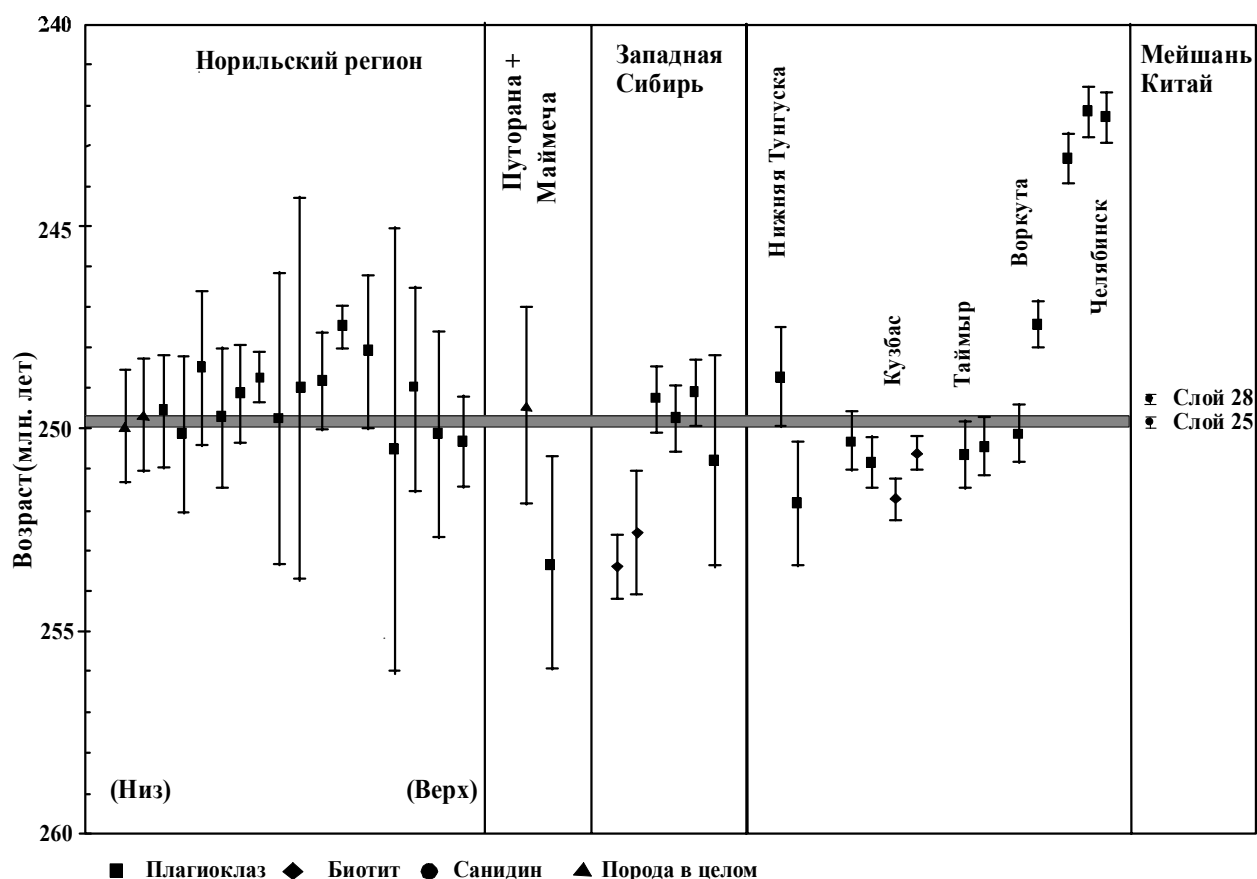


Рисунок 1.5 – Сопоставление $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастов базальтов и габброидов Сибирской трапповой формации и пеплового горизонта (слой 28) в Мейшаньском глобальном стратотипическом разрезе (GSSP) границы перми и триаса по [Reichow et al. 2009] с изменениями; $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст в основании пеплового горизонта 25 [Renne et al., 1995], совпадает с пиком позднепермского вымирания биоты (показан серой линией); граница пермской и триасовой систем определена как первое появление конодонтов *Hindeodus parvus* [Yin et al., 1986; Nicoll et al., 2002] в основании слоя 27с, между пепловыми горизонтами 25 и 28

всему миру, результаты которых обобщены в работе М.Штейнер [Steiner, 2006], установлено, что граница перми и триаса находится внутри магнитозоны прямой полярности, в нижней её части. Это находит свое отражение в Мейшанском разрезе, который принят сегодня в качестве глобального стратотипического разреза (GSSP) для границы перми и триаса [Yin et al., 2001]. Таким образом, необходимость уточнения положения границы пермской и триасовой систем для траппов Сибири выглядит актуальной.

Таблица 1.1 – Схема стратиграфического расчленения туфолоавовой толщи Норильского района [Рябов и др., 2000]

Цикл	Возраст, индекс	Свита	Мощность, м	Основной тип пород
V	T _{1sm}	Самоедская	> 600 (?)	Базальты толеитовые, афировые, порфировые
	T _{1km}	Кумгинская	160-210	Базальты толеитовые, гломеропорфировые
	T _{1hr}	Хараелахская	380-620	Базальты толеитовые, субщелочные, порфировые, гломеропорфировые
IV	T _{1mk}	Мокулаевская	400-690	Базальты толеитовые, афировые, порфировые
	T _{1mr}	Моронговская	240-700	Базальты толеитовые, афировые, субщелочные, анкарамиты
III	T _{1nd}	Надеждинская	150-530	Базальты толеитовые, порфировые, гломеропорфировые, туфы
	T _{1tk}	Туклонская	0-220	Базальты толеитовые, пикритовые
	T _{1hk}	Хаканчанская	15-260	Туфы, туффиты, редкие прослои базальтов
II	T _{1gd}	Гудчихинская	0-250	Базальты толеитовые, пикритовые, гломеропорфировые
	T _{1sv}	Сыверминская	0-195	Базальты толеитовые
I	P _{2iv}	Ивакинская	0-330	Базальты субщелочные, трахибазальты, трахиандезитобазальты, туфы

Несмотря на многочисленные определения возраста и имеющиеся палеомагнитные данные, остается одним из наиболее дискутируемых вопрос о длительности траппового магматизма в пределах разных провинций Сибири. Точность имеющихся изотопно-геохронологических определений часто не позволяет корректно оценить продолжительность этого эпизода (см. рисунки 1.4 и 1.5). Так для Норильской провинции можно утверждать лишь то, что продолжительность магматизма составляла не более 1-2 млн. лет [Kamo et al., 2003]. По палеомагнитным данным предполагается, что формирование пород первого интервала нормальной полярности, которые составляют около 90 % пород разреза в пределах Норильской провинции, происходило в течение 0.6 млн лет [Haag & Heller, 1991], а продолжительность образования всей вулканогенной толщи мощностью 3500 м, не

превышала 1 млн. лет [Люлько и др., 1994]. На корреляционной схеме (рисунок 1.3 [Васильев и др., 2000]) видно, что как начало магматизма, так и его завершение не были одновременными для различных провинций в пределах Сибирской платформы. Наиболее ранняя стадия излияния траппов представлена только в разрезах Норильской провинции, и частично Маймеча-Котуйской. В последней магматизм продолжался, по-видимому, дольше всего, поскольку часть разреза от тыванкитской свиты и выше не имеет стратиграфических аналогов в других провинциях (если только они не были до такой степени эродированы). В то же время, одна лишь онкунчанская свита по магнитной полярности соответствует всему разрезу выше ивакинской свиты в Норильском районе (см. рисунок 1.3).

В действительности же, продолжительность образования трапповой толщи Норильского района могла быть существенно меньше 1 млн. лет, если сравнивать её с похожими образованиями в других частях света. Так, согласно недавним радиометрическим и палеомагнитным исследованиям по траппам плато Деккан (Индия), основная их часть сформировалась за менее чем 600 тыс. лет [Chenet et al., 2007, 2008]. Есть оценки [Larsen, Tegner, 2006], что не более, чем 300 тыс. лет происходило излияние 4-6 км. траппов в Восточной Гренландии на рубеже 55 млн. лет.

В общем можно сказать, что по мере все более углубленного и разностороннего изучения трапповой формации Сибири, исследователи все чаще приходят к выводам об «экстремально» короткой (в геологическом масштабе времени) продолжительности траппового магматизма на территории Сибири.

1.1.3. Условия формирования пород трапповой формации

Как показано выше, на Сибирской платформе за относительно короткий эпизод магматической активности на рубеже перми и триаса сформировался экстремально мощный комплекс объединяющий более чем трехкилометровую толщу лав и туфов насыщенную крупными субпластовыми интрузиями. Очевидная «катастрофичность» процесса является главной проблемой в понимании генезиса и условий образования траппов Сибири. Не существует «действующих» (или непосредственно наблюдавшихся людьми в историческое время) аналогов проявления магматизма таких масштабов. Поэтому, об условиях образования траппов можно судить лишь по косвенным данным, таким, как особенности геологического строения, петролого-геохимические данные, а также - магнитные свойства. Последние являются одним из предметов настоящего исследования (см. Главу 4).

Базальтовые лавы проявляются в виде покровов и потоков, мощность которых изменяется от 0,5-1 до 100-140 м. Отдельные мощные покровы имеют характерные

особенности, которые позволяют проследивать их на сотни километров и рассматривать в качестве маркирующих [Старосельцев, 1982; Рябов и др., 2000]. Лавовые покровы имеют закономерное строение, которое не зависит от их мощности и петрографического состава [Рябов и др., 2000]. Они, как правило, состоят из трех структурных зон: нижней (миндалекаменной), центральной (массивной), верхней (миндалекаменной). Строение разреза туфолавовой толщи указывает на то, что большинство лавовых покровов изливалось на неэродированную и не испытавшую выветривания поверхность предыдущих излияний [Рябов и др., 2000]. Об этом говорят следы течения лав, сохранившиеся на поверхностях покровов, верхние корочки закаливания и полные разрезы покровов с верхними миндалекаменными зонами. По всей видимости, извержения носили массивный характер, и каждая последующая порция расплава изливалась на поверхность еще не остывшего покрова. Частая периодичность излияний способствовала сохранению тепла в ранее излившихся покровах. Этот подогрев снизу способствовал поддержанию в лавах высокой температуры и низкой вязкости, а значит и высокой текучести и лучшей раскристаллизации расплава [Рябов и др., 2000]. Относительно хорошая раскристаллизованность значительной части покровов (наряду с большим объемом миндалекаменных зон) является отличительной чертой траппов Сибири в сравнении с другими крупными изверженными провинциями [Люлько и др., 1994; Рябов и др., 2000]. Данное обстоятельство нередко служило поводом для сомнений в эффузивной природе наблюдаемых покровов [Лапин, 1991]. И хотя известно, что объем интрузивной части траппового комплекса, соизмерим с объемом ее изверженной части, а, возможно, даже превышает его [Васильев, Прусская, 1997; Васильев и др., 2000], следует заметить, что большая часть интрузий находится под перекрывающими их вулканогенными отложениями, и лишь небольшая их часть сечет эффузивную толщу. Это также согласуется с тем фактом, что в позднепермское время, к началу вулканической деятельности, на всем пространстве Тунгусской синеклизы была сформирована мощная толща континентальных рыхлых песчано-угленосных осадков, мало способствовавших экранированию поднимающейся магмы [Павлов, 1974]. И только последующее образование бронирующей базальтовой толщи могло перекрыть магме доступ на поверхность.

Еще одной особенностью траппов северо-запада Сибирской платформы является большое количество зеленокаменных базальтов (иногда с шаровыми лавами), чаще всего появляющихся в средних частях ранних тектономагматических фаз, и соседствующих с относительно свежими базальтами. Наиболее распространенная точка зрения [Петрология и

перспективы..., 1978] предполагает появление зеленокаменных базальтов, спилитов и подобных пород в результате излияния лав в подводных условиях

Вопреки существовавшему долгое время представлению о «сухости» трапповой магмы, в последние годы геологи все чаще отмечают обогащенность её летучими. Косвенными свидетельствами этого, помимо высокой степени раскристаллизованности и мощных миндалекаменных зон, является также высокий коэффициент эксплозивности в траппах Сибирской платформы [Рябов и др., 2000]. По мнению многих авторов [Фадеев, 1962; Кузнецов, 1965, 1977; Рябов и др., 2000], именно различным содержанием в расплаве летучих компонентов обусловлена различная степень раскристаллизации пород. При этом, даже несмотря на большую мощность покровов, бедные летучими компонентами расплавы могли сформировать мелкозернистые базальты, а обогащенные - даже в маломощных покровах раскристаллизовались в крупнозернистые породы. Считается также, что мелкозернистые базальты имели трещинный характер излияния, а крупнозернистые формировались из вулканов центрального типа [Рябов и др., 2000].

Учитывая все сказанное выше, близкие по времени и обширные по площади проявления траппов предполагают возможность существования многочисленных очагов. В то же время, принадлежность к различным субформациям (базитовой, субщелочной и ультрабазит-базитовой) свидетельствует о существовании разноглубинных магматических очагов, генерирующих эти породы, а их площадное распространение и масштабы проявления – об огромных размерах резервуаров и объемах расплава. Вероятно, магматические очаги имели форму плоских линз, размеры которых сопоставимы с полями проявлений изверженных пород [Васильев и др., 2000]. Это относительно равномерное распределение магматических очагов на огромной площади более всего отвечает представлениям о глубинных мантийных плюмах [Morgan, 1972; Campbell, Griffiths, 1990; Arndt et al., 1995; Васильев и др., 2000; Dobretsov, Vernikovsky, 2001].

1.2. Палео- и петромагнитная изученность сибирских траппов

1.2.1. Обзор результатов исследований 60-80-х годов XX века

Первые палеомагнитные исследования пермо-триасовых вулканогенных образований трапповой формации Сибирской платформы были выполнены Б.В. Гусевым [1959] по щелочно-ультраосновным массивам Маймеча-Котуйского района. В дальнейшем палеомагнитные исследования пермо-триасовых вулканитов были сосредоточены в основном в северной и западной частях Сибирской платформы [Гусев, 1962(а); Гусев и др.,

1967; Гусев, 1968, 1970; Линд, 1973; Сидорас, 1984; и другие работы]. В этих работах систематизированы результаты по магнитным свойствам и палеомагнетизму эффузивных и интрузивных пород трапповой формации. Было установлено, что различия в характере намагниченности траппов определяются, главным образом, изменениями состава и возраста пород. Для базальтовых лав установлено закономерное изменение намагниченности с запада на восток, что объясняется закономерным развитием вулканической деятельности. Детально проанализированы причины обратной намагниченности траппов и, несмотря на то, что большинство пород сохраняет намагниченность, приобретенную в процессе их образования, доказаны случаи самообращения намагниченности [Гусев, 1962(б)].

В Норильском районе палеомагнитные исследования эффузивных траппов на протяжении многих лет (более 30) проводились Э.Н. Линдом. Результаты этих исследований систематизированы и обобщены в работе [Lind et al., 1994], где приведен сводный разрез траппов Норильского района и предложена корреляция его с международной шкалой магнитной полярности (рисунок 1.6), что позволило сделать предварительные возрастные оценки продолжительности излияния трапповой формации.

Не умаляя достоинства работ, выполненных предшественниками, необходимо отметить, что немалая часть полученных ранее результатов в настоящее время не полностью удовлетворяют требованиям, предъявляемым к палеомагнитным данным и требует верификации. В основном это связано с тем, что методика палеомагнитных

исследований и измерительная аппаратура с середины 80-х существенно модифицированы, поэтому многие палеомагнитные определения 60-80х годов нуждаются в уточнении и дополнении.

Другим недостатком имеющихся магнитостратиграфических построений является фрагментарность изученных разрезов. Большая часть палеомагнитных исследований трапповой формации Сибирской платформы выполнена по отдельным обнажениям, увязанным в сводный магнитостратиграфический разрез. Поэтому, нельзя исключить, что сводные магнитостратиграфические построения основаны на сокращенной записи магнитного сигнала и кратковременные инверсии магнитного поля (криптохроны) могут быть пропущены. В частности, что особенно важно в контексте представляемой работы, в ранних исследованиях для траппов Сибирской платформы уверенно выделяется только изменение полярности магнитного поля с обратной на прямую (R-N) на границе ивакинской свиты (или ее стратиграфических аналогов) и вышележащей толщи. Случаи обнаружения противоположной полярности для отдельных образцов внутри магнитозон R или N относились на счет перемагничивания, самообращения или считались артефактами, и

не принимались во внимание. Отсутствие магнитных чисток означает, что измеренное направление общей остаточной намагниченности может на деле в большей степени отражать вторичную, обусловленную действием магнитного поля, близкого к современному, которое также имеет положительное наклонение. Это же касается и пород, подверженных эффекту самообращения, которое, как было показано [Krasa et al., 2005], во многих случаях может быть частичным, что позволяет выделять первичное направление с помощью ступенчатых чисток, но, тем не менее, кардинально искажает общую естественную намагниченность.

Вышесказанное свидетельствует о том, что внутри части разреза, для которой установлена только прямая полярность, в действительности могут находиться интервалы обратной полярности, элиминированные процессами самообращения либо перемагничивания. Наличие таких интервалов обратной полярности может внести существенные уточнения в схему корреляции и, как следствие, изменить представления об относительном возрасте и общей динамике траппового магматизма на территории Сибирской платформы.

Петрофизические, в том числе и петромагнитные исследования траппов Сибирской платформы также проводились, начиная со второй половины 50-х годов [Гусев и др., 1967]. Накоплен достаточно обширный материал по различным территориям, но обобщающие материалы по данной тематике отсутствуют. Это объясняется тем, что изучение физических свойств траппов было составной частью геолого-геофизических работ, направленных на решение различных задач для разных территорий. Частично результаты этих массовых исследований были использованы при составлении Петромагнитной карты геологических формаций территории СССР масштаба 1:10 000 000 (ВСЕГЕИ, 1979), где все породы, независимо от их формационной и генетической принадлежности, «ранжированы» по степени «магнитности» (рисунок 1.7).

В Норильском районе петромагнитные методы использовались при изучении процессов образования и дифференциации трапповых интрузий различной степени рудоносности. Сведения о магнитных минералах трапповых пород привлекались для идентификации источников и состава магмы, условий ее внедрения и кристаллизации. Заметное место занимала проблема корреляции различных групп трапповых пород при детальном геологическом картировании рудных полей. Петромагнитные исследования сводились к массовому измерению магнитной восприимчивости по данным полевых измерений и данным ГИС, определению I_n и координат палеополюсов образцов трапповых пород, частично проводился термомагнитный анализ по индуцированной намагниченности и изучение анизотропии трапповых пород [Гусев и др., 1967; Линд, Металлова, 1974; Линд, 1976;

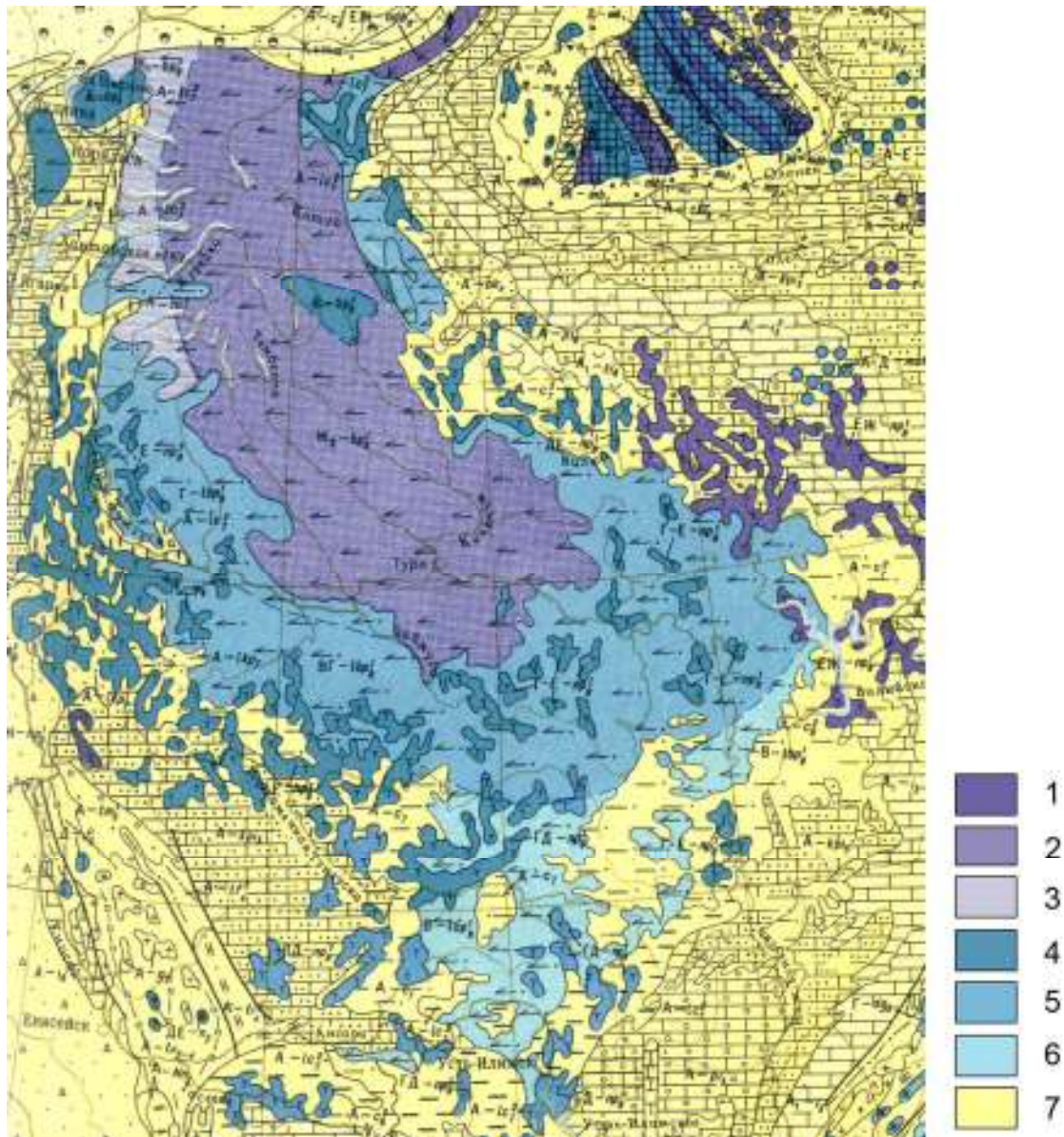


Рисунок 1.7 – Фрагмент Петромагнитной карты геологических формаций территории СССР Масштаба 1:10 000 000 (ВСЕГЕИ, 1979 г. Редакторы: Н.Б.Дортман, Э.Я.Дубинчик, И.Ф.Зотова); цветом показана средняя абсолютная величина намагниченности пород (10^{-3} А/м): 1 - более 6000; 2 - 4000 – 6000; 3 - 3000 – 4000; 4 - 1500 – 3000; 5 - 350 – 1500; 6 - 150 – 350; 7 - 0 – 50.

Румянцева, 1977; Кропотов, 1992]. В результате проведенных исследований выяснилось, что породы трапповой формации характеризуются большой изменчивостью физических свойств, особенно магнитных.

Уже с конца семидесятых годов [Ивлиев и др., 1976; Эринчек и др., 1993; Мишенин и др., 2001; Мишенин, 2002; Константинов и др., 2004(а), 2004(б); Константинов, Мишенин, 2007, и др.] многими исследователями предпринимались попытки построить классификацию Сибирских траппов по петрофизическим, в частности, *магнитным* параметрам, разделить их на *петромагнитные группы*, которые бы с высокой степенью достоверности характеризовали как генетическую так и возрастную принадлежность пород. К сожалению, большинство таких попыток предпринято только для восточной части Тунгусской синеклизы. Тем не менее, они дают представление об общем характере изменчивости магнитных свойств траппов и о проблематичности выявления универсальных закономерностей, связывающих эту изменчивость с геолого-петролого-геохимическими характеристиками пород трапповой формации.

1.2.2. Новые исследования на рубеже XX-XXI веков.

В последние десятилетия методика палеомагнитных исследований претерпела существенные качественные изменения, связанные с появлением новых аппаратных возможностей, с появлением новых знаний в области физики магнетизма горных пород и совершенствованием методических приемов, как в эксперименте, так и в интерпретации получаемых результатов, наиболее важным из которых является использование ступенчатых магнитных чисток до полного размагничивания образцов. Поэтому со второй половины 1990-х годов во всем мире наблюдается повторный всплеск интереса палеомагнитологов к Сибирским траппам. К настоящему времени опубликовано большое количество работ, посвященных исследованиям этой темы с различных сторон [Gurevitch et al., 1995; Solodovnikov, 1995; Westphal et al., 1998; Казанский и др., 2000; Kravchinsky et al., 2002; Веселовский и др., 2003; Gurevitch et al., 2004; Heunemann et al., 2004; Казанский и др., 2005; Михальцов и др., 2008; Казанский и др., 2009; Павлов и др., 2011, и другие работы]. Как уже говорилось, в ранних исследованиях для траппов Сибирской платформы случаи обнаружения противоположной полярности для отдельных образцов внутри магнитозон R или N относились на счет перемагничивания, самообращения или считались артефактами, и не принимались во внимание. Также и последние исследования, выполненные на современном уровне и с привлечением данных по скважинам, показали, что изменение полярности для отдельных образцов достаточно часто встречается как в нижних частях

разреза трапповой формации, до R/N инверсии, так и верхних, после инверсии [Gurevitch et al., 2004]. В этой же работе предполагается, что в интервале с верхней половины туклонской по среднюю часть надеждинской свиты, в разрезе присутствует запись геомагнитного экскурса, что подтверждается и изменениями палеонапряженности [Heunemann et al., 2004]. Это обстоятельство также косвенно указывает на экстремальную краткость (в геологическом масштабе времени) эпизода магматической активности на территории Сибирской платформы. В работе [Heunemann, 2003] фактически речь идет о первых десятках тысяч лет, что, учитывая значительные объемы излияния траппов, свидетельствует о крайней степени «катастрофичности» данного события. Также новые исследования все в большей степени указывают на экстремальную краткость (в геологическом масштабе времени) эпизода магматической активности на территории Сибирской платформы и на практическую «синхронность» его проявления в различных областях, в том числе, и по палеомагнитным данным [Метелкин и др, 2003, 2004; Казанский и др., 2005].

Отдельным предметом интереса на протяжении всей истории исследований траппов во всем мире является способность пород к т.н. «самообращению» естественной намагниченности. Если на заре палеомагнитных исследований можно было видеть, что меняется на противоположное направление общей, суммарной намагниченности, то с использованием современных методик этот эффект можно рассмотреть в деталях. В недавних работах [Krasa et al., 2005] было показано, что склонность к самообращению наблюдается в тех породах, где присутствуют, как минимум, две магнитные фазы: исходный титаномагнетит в качестве «материнской» фазы и продукт его низкотемпературного окисления - титаномаггемит - как «дочерняя» фаза. При этом деблокирующая температура дочерней фазы немного выше, чем материнской. Этим и объясняется то, что при остывании материнская фаза намагничивается от дочерней (будучи с ней магнитостатически связана) в направлении, противоположном присутствующему полю.

1.3. Объекты исследования

Весь каменный материал, использованный в данной работе, а также его геологическое описание, безвозмездно предоставлены В.В. Рябовым, А.Я. Шевко и М.П. Гора, сотрудниками ИГМ СО РАН. Объектами палеомагнитных исследований являлись 3 вскрытых скважинами разреза в Норильском районе, керн которых ориентирован верх - низ, что позволяет использовать его и для магнитостратиграфических исследований. Для петромагнитного изучения дополнительно привлечен разрез на оз. Дюпкун в западной части плато Путорана, представленный коллекцией *неориентированных* образцов.

1.3.1. Стратиграфия и вещественный состав разрезов, вскрытых скважинами ХС-59, ССВ-15 и ССВ-19

Объектом палео- и петромагнитных исследований в Норильском районе является керновый материал скважин, пробуренных в Вологочанской и Хараелахской мульдах в северо-западной части района. В разрезе трапповой толщи здесь почти полностью отсутствуют интрузивные тела, что является весьма благоприятным фактором для магнитостратиграфических исследований, поскольку в этом случае исключено переманчивание пород более поздними интрузивными образованиями. Последовательность вулканических тел в разрезе в этом случае строго соответствует временной последовательности их образования. Исследуемые разрезы хорошо отражают стратифицированное строение туфолаговой толщи Сибирской платформы и циклический характер развития магматизма.

Скважина **ХС-59**, пробуренная в северной части Хараелахской мульды (около 100 км к северо-северо-востоку от г. Норильска) вскрыла наиболее полный разрез туфолаговой толщи общей мощностью 1560 метров. В нем представлен интервал от основания ивакинской свиты до нижней части мокулаевской свиты. Всего в разрезе выделен 131 покров базальтов различной мощности и 27 горизонтов туфов. На рисунке 1.8 показана детальная колонка скважины ХС-59. Разрез представлен снизу-вверх:

Ивакинская свита сложена 16 покровами базальтов с редкими маломощными прослоями туфов и туффитов. Базальты порфировые, пойкилоофитовые, миндалекаменные, преимущественно титан-авгитовые. Мощность свиты 285 метров.

Сыверминская свита в разрезе выделяется 9 покровов толеитовых базальтов, как правило, с выраженными верхними миндалекаменными зонами. В основании свиты маломощный прослой туфов. Мощность свиты 83 метра.

Гудчихинская свита сложена 26 покровами пикритовых и толеитовых базальтов. Мощность свиты 129 метров.

Хаканчанская свита включает в себя 3 покрова пойкилоофитовых базальтов, два мощных туфовых горизонта в основании и кровле свиты (7.7 и 9.4 м соотв.) и маломощный (1.6 м) прослой туфов в середине. Мощность свиты 35 метров.

Туклонская свита сложена 16 покровами базальтов. Базальты толеитовые, местами порфировые. Мощность свиты 115 метров.

Надеждинская свита: в разрезе выделяется 27 покровов базальтов и 5 маломощных горизонтов туфов. Базальты толеитовые, олигогломеропорфировые, полифировые. Мощность свиты 384 метра.

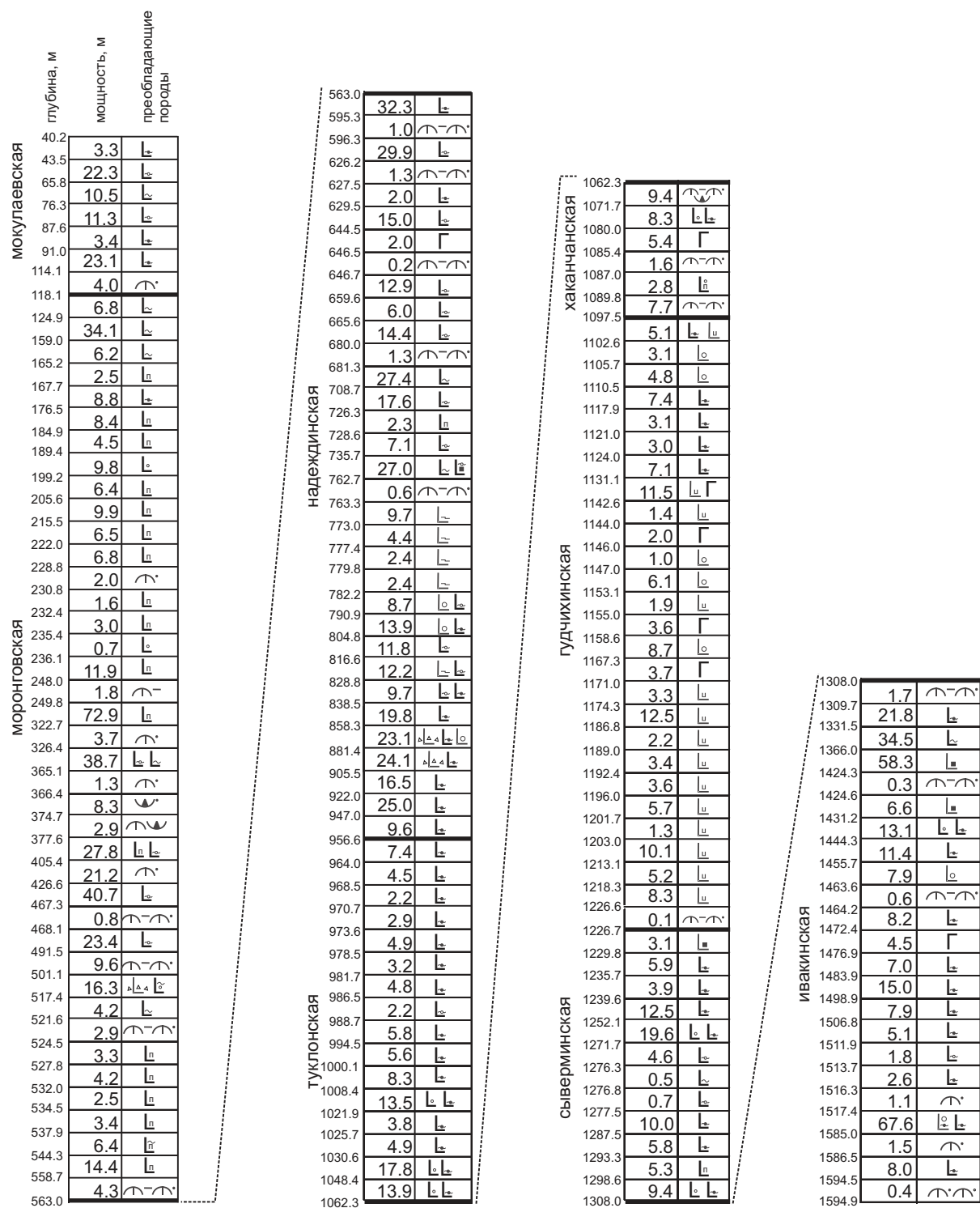


Рисунок 1.8 - Стратиграфия и вещественный состав разреза, вскрытого скважиной ХС-59 (по материалам А.Я. Шевко и В.В. Рябова, ИГМ СО РАН);
условные обозначения - на след. рисунке

Моронговская свита сложена 29 покровами базальтов местами разделенных прослоями туфов и туффитов. Базальты олигогломеропорфиновые, пойкилоофитовые, афировые. Мощность свиты 445 метров.

Мокулаевская свита: в скважине вскрыта только нижняя часть мокулаевской свиты, состоящая из 6 покровов базальтов. Базальты гломеропорфиновые, олигогломеропорфиновые, афировые. В основании свиты 4 метровый туфовый горизонт. Мощность вскрытой части ~80 метров.

В **Вологочанской** мульде изучен керн по скважине **ССВ-15**, в которой разбурен наиболее представительный разрез ивакинской свиты. Разрез представлен снизу-вверх:

Ивакинская свита состоит из 5 пачек покровов базальтов переслаивающихся маломощными покровами туфов. Мощность свиты 132 метра.

Сыверминская свита состоит из пачки толеитовых базальтов с пачкой туфов в основании. Мощность свиты 16 метров.

Гудчихинская свита сложена 5 пачками покровов плагиофировых, полифировых, афировых и пикритовых базальтов. Мощность свиты 135 метров.

Хаканчанская свита представлена пачкой переслаивающихся алевролитовых и псаммитовых туфов. Мощность свиты 14 метров.

Надеждинская свита представлена нижней и средней подсвитами. В составе выделяется 16 покровов базальтов с редкими прослоями туфов. Базальты порфиновые, полифировые, пойкилоофитовые, афировые. Мощность имеющейся части свиты 198 метров.

Более высокие горизонты туфоловой толщи привлечены из пространственно сближенной с ССВ-15 скважиной ССВ-19 которая продолжает и дополняет разрез скважины ССВ-15. Детальные колонки скважин ССВ-15 и ССВ-19 показаны на рисунке 1.9.

Скважина **ССВ-19** пробурена в северной части Вологочанской мульды, приблизительно в 40 км к западу от скважины ХС-59. Вскрытый скважиной разрез, мощностью 182 метра, дублирует верхнюю часть разреза ХС-59 от моронговской свиты до низов мокулаевской. Разрез представлен снизу вверх:

Верхняя подсвита *моронговской* свиты (мощность исследованной части 145 м) содержит 11 тел, представленных базальтами (порфировыми, афировыми, микропойкилоофитовыми), часто разделенных между собой прослоями туфов, мощность некоторых прослоев достигает 19 м.

Мокулаевская свита представлена только мощным покровом плагиофировых базальтов. Мощность покрова 37 метров.

CCB-15

1.3.2. Разрез оз. Дюпкун

Разрез оз. Дюпкун находится на реке Гагарья-1, северный берег оз. Дюпкун. Общая мощность разреза около 1 км. Этот район представлен аналогами свит, распространенных в Норильском районе: моронговской и мокулаевской свит и надстроен аналогом хараелахской свиты, отсутствующей в скважинах. На рисунке 1.10 показана детальная стратиграфическая колонка разреза. В разрезе снизу вверх представлены:

Аянская свита (аналог моронговской) сложена в основном мощными покровами базальтов, в основном с афировой и пойкилоофитовой структурой, которые чередуются с туфами. Мощность базальтовых покровов достигает 70 метров, туфовых горизонтов - максимум 10 метров. Мощность свиты 325 метров.

Юряхская свита имеет очень ограниченное распространение и некоторыми исследователями включается в состав аянской свиты. Согласно залегает на отложениях аянской свиты, сложена пачкой плагиопорфирового базальта мощностью 60 метров пачкой туфопесчаника мощностью 5 метров.

Хоннамакитская свита, являясь аналогом мокулаевской, начинается надаянским маркирующим покровом, мощность которого составляет 83 метра. Нижняя часть покрова сложена гломеропорфировыми базальтами, верхняя сложена пойкилоофитовыми базальтами. Далее вверх по разрезу идет переслаивание маломощных пойкилоофитовых базальтов. Мощность свиты составляет 620 метров. Кровля проводится по высыпке красных туфов.

Неракарская свита является аналогом хараелахской свиты (не представлена в разрезах скважин ХС-59 и ССВ-19). В основании свиты залегает ягтальский маркирующий покров состоящий из пойкилоофитовых базальтов и подстилающих его туфов. Делится на две подсвиты по подошве агитканкого маркирующего покрова, который представлен порфировыми и олигофировыми базальтами. Мощность свиты около 220 метров.



Рисунок 1.10 - Стратиграфия и вещественный состав разреза оз. Дюпкун (по материалам В.В. Рябова и А.Я. Шевко)

Глава 2. МЕТОДИКА ПАЛЕОМАГНИТНЫХ И ПЕТРОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

2.1. Физические основы палеомагнетизма

2.1.1. Особенности структуры и поведения магнитного поля Земли. Принцип центрального осевого диполя и степень его применимости

Магнитное поле Земли, согласно математическому разложению на т.н. «сферические гармоники», имеет внутренние и внешние источники. При этом доля внешних источников составляет не более 5% от общего геомагнитного поля, в то время как около 95% его обусловлено внутренними источниками. Также расчеты показывают, что основная часть «внутреннего» поля представлена гармоникой дипольного источника, которая по величине значительно превосходит гармоники более высоких порядков [Яновский, 1978]. Если смотреть более детально, земное магнитное поле состоит из: а) «основного» - дипольного поля, предположительно генерируемого в ядре (во всяком случае, не связанного с литосферой), б) существенно меньшего по величине недипольного поля, но также имеющего не литосферное происхождение и в) поля, связанного с магнитными аномалиями, локальными или региональными, которые обусловлены главным образом распределением ферромагнитных минералов в литосфере и их намагниченностью [Печерский, 1985, 2006]. Внутри недипольной составляющей можно отдельно выделить относительно крупные (в масштабе планеты) локализованные отклонения от дипольной структуры. Причины их возникновения в общем не ясны, но известно, что они испытывают медленное перемещение относительно литосферы в западном направлении (т.н. «западный дрейф») [Палеомагнитология, 1982], что косвенно указывает на их глубинное происхождение [Butler, 1992].

Существенным для исследований, о которых пойдёт речь в настоящей работе, является характер изменений *во времени* различных составляющих земного магнитного поля. Прежде всего нужно сказать, что они имеют различный масштаб времени. Дипольное поле испытывает медленные, с периодами от десятков до ста тысяч лет, изменения. Вариации недипольной составляющей имеют более короткие периоды, 10^3 - 10^4 лет и меньше [Печерский, 1985, 2006]. Анализ палео- и археомагнитных данных показал, что среднее направление геомагнитного поля в любой точке за интервал времени больший, чем период наиболее медленных вариаций лежит в плоскости палеомеридиана и однозначно определяет палеошироту этой точки, как если бы источником поля служил магнитный диполь, помещенный в центр Земли, и ориентированный

по оси её вращения. На этом свойстве магнитного поля Земли основано одно из главных положений палеомагнитного метода – так называемый «Принцип (или Гипотеза) Центрального Осевого Диполя» (ЦОД) (*Геомагнитное поле, осредненное за промежутки времени порядка 10^4 - 10^5 лет и более, является полем центрального осевого магнитного диполя, ось которого совпадает с осью вращения Земли*). Но также нельзя забывать, что в палеомагнитной записи, охватывающей меньший, чем 10^4 - 10^5 лет интервал времени, в общем случае, принцип ЦОД выполняться не будет. Палеомагнитные исследования, помимо принципа ЦОД, основываются еще на двух фундаментальных принципах (или «гипотезах»): Принципе Фиксации и Принципе Сохранения (они изложены в любой методической литературе по Палеомагнетизму, см, например [Палеомагнитология, 1982]).

Палеомагнитные исследования как относительно молодых (четвертичных), так и более древних горных пород показали, что в течение геологической истории направление центрального осевого диполя неоднократно изменялось на противоположное. Эти изменения также имеют различные временные масштабы. Существуют длительные (в среднем около 1 млн. лет и более) периоды (также называемыми «эпохами») «положительной» (т.е. совпадающей с современной) полярности магнитного поля, чередующиеся с такими же, в среднем, по продолжительности периодами противоположной полярности. Внутри этих относительно стабильных периодов существуют кратковременные (10^4 лет и меньше) отклонения от преимущественного направления - так называемые «экскурсы» геомагнитного поля, которые могут характеризоваться как полным обращением, так и частичным (направление дипольной компоненты магнитного поля отклоняется на угол существенно меньший 180°).

Таким образом, если рассматривать сохранившиеся в горных породах палеомагнитные направления как запись *осреднённого* изменяющегося магнитного поля Земли в различных временных масштабах, то можно увидеть следующие общие закономерности. На отрезках времени в миллионы лет и более мы будем видеть поле, с высокой точностью соответствующее центральному осевому диполю (при выполнении ряда критериев, гарантирующих надежное осреднение вековых вариаций, что в настоящее время является предметом специальных исследований - см. например [Deenen et al., 2011]), но меняющее знак через нерегулярные промежутки времени. На меньших интервалах, внутри монополярных периодов, мы также будем видеть преимущественно поле ЦОД, но осложненное геомагнитными экскурсами, вносящими в направления незначительные искажения. В еще меньших масштабах времени палеомагнитная запись будет отражать близкое к *реально существовавшему* в исследуемое геологическое время и в данной географической точке направление магнитного поля, ни в коей

мере не соответствующее гипотезе ЦОД. В том числе, будут присутствовать и возмущения от короткопериодных вековых вариаций. Наибольшие отклонения от поля ЦОД в палеомагнитной записи будут наблюдаться в переходные периоды между эпохами различной полярности, когда существенно снижается как общая величина магнитного момента, так и доля в нём дипольной составляющей.

Перечисленные обстоятельства особенно важны при исследовании вулканических и субвулканических горных пород. Каждое отдельное магматическое тело, поток, силл, дайка, и т.п., фиксирует «мгновенное» направление магнитного поля, не совпадающее с направлением поля ЦОД. В то же время, ансамбль направлений, полученных по серии вулканических тел, образовавшихся не одновременно в течение достаточно длительного времени, в среднем даст направление соответствующее принципу ЦОД.

2.1.2. Намагниченность горных пород, магнитные минералы, доменное состояние

Способность горной породы фиксировать информацию о геомагнитном поле, т.е. приобретать *остаточную намагниченность*, связана с присутствием в ней вещества, обладающего свойством *ферромагнетизма* - различных магнитных минералов. При этом не все из них являются «хорошими» носителями намагниченности. Минералы, с которыми в горных породах как правило связана основная часть остаточной намагниченности, относятся к классам *ферримagnetиков* и *слабых ферромагнетиков* (*антиферромагнетиков* с т.н. паразитической намагниченностью [Нагата, 1965, Dunlop, Özdemir, 1997]). Наиболее распространенные из них - это гематит и серия ильменито-гематитов, магнетит и ряд титаномагнетитов, а также маггемит и титаномаггемиты (продукты окисления магнетита и титаномагнетита соответственно). Далее приводятся их основные свойства [Нагата, 1965; Буров, Ясонов, 1979; Печерский, Диденко, 1995; Dunlop, Özdemir, 1997 и др.].

Магнетит (Fe_3O_4) - типичный ферримagnetик, является основным магнитным минералом в широком спектре горных пород. Точка Кюри 578°C , намагниченность насыщения 92–93 СГСМ/г (при комнатной температуре). Магнетит и ульвошпинель, обладая одинаковой структурой, при высоких температурах могут образовывать непрерывную серию твёрдых растворов $x\text{Fe}_2\text{TiO}_4 \times (1-x)\text{Fe}_3\text{O}_4$ во всём диапазоне значений $x = 0..1$, называемых *титаномагнетитами*. С увеличением содержания Fe_2TiO_4 температура Кюри уменьшается от 578°C до комнатной для $x = 0.8$, и до -170°C для чистой ульвошпинели. Зависимость очень близка к линейной, что позволяет использовать экспериментально определенные точки Кюри для расчёта химического состава титаномагнетитов. Также почти линейно падает с увеличением x начальная магнитная восприимчивость и намагниченность насыщения. При

нормальных условиях существование твёрдых растворов ограничено, поэтому при охлаждении от высоких температур до комнатной промежуточные составы титаномagnetитов распадаются на две отдельные фазы.

Окисление магнетита в породах часто приводит к появлению *маггемита* ($\gamma\text{Fe}_2\text{O}_3$), имеющего, как и магнетит, обратную шпинельную структуру. При повышении температуры маггемит необратимо превращается в $\alpha\text{Fe}_2\text{O}_3$ (гематит). Однофазное окисление промежуточных членов титаномagnetитового ряда приводит к появлению целой серии «аномальных» минералов, по химическому составу попадающих в четырехугольник $\text{Fe}_2\text{TiO}_4 - \text{Fe}_3\text{O}_4 - \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{FeTiO}_3$, и также имеющих структуру шпинели. Те из них, что по составу наиболее близки к линии $\text{FeTiO}_3 - \text{Fe}_2\text{O}_3$, называют «титаномagnetитами» (по аналогии с маггемитом). Для них характерны более высокие точки Кюри, по сравнению с исходными титаномagnetитами. Точных данных о магнитных свойствах всё ещё мало, ввиду сложности выделения чистой фазы. Титаномagnetиты весьма распространены в изверженных породах, и, как правило, несут те же направления намагниченности, что исходные титаномagnetиты, поскольку процесс окисления часто происходит сразу при остывании породы под воздействием атмосферного кислорода [Печерский, Диденко, 1995].

Гематит ($\alpha\text{Fe}_2\text{O}_3$) - крайний член ряда $\alpha\text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{FeTiO}_3$ - является «слабым ферромагнетиком» с уникальными свойствами. Нескомпенсированная намагниченность направлена перпендикулярно основным плоскостям доменной структуры, и является результатом незначительного отклонения магнитных моментов доменов от точной антиферромагнитной структуры. В силу этого он обладает ярко выраженной анизотропией магнитных свойств. Для гематита характерны очень высокие значения коэрцитивной силы (около 100 мТл) и намагниченности насыщения, точных данных нет, [Багин и др., 1988]). При этом магнитная восприимчивость, наоборот, очень низкая. Точка Кюри около 675°C. Гематит и *ильменит* (FeTiO_3), обладая однотипными (ромбоэдральными) структурами, могут образовывать твердые растворы при высоких (около 1000°C) температурах. Магнитные свойства минералов ильменито-гематитовой серии $x\text{Fe}_2\text{TiO}_4 \times (1-x)\text{Fe}_3\text{O}_4$ можно разделить по их составу на три группы: 1) антиферромагнетизм чистого ильменита ($x = 1$), 2) ферримагнетизм ряда $1 > x \geq 0.45$ и антиферромагнетизм с наложенным паразитическим ферромагнетизмом (слабый ферромагнетизм типа гематитового) ряда $0.5 \geq x \geq 0$. Температура Кюри изменяется почти линейно от 950°K для гематита до 55°K для ильменита.

В вулканических породах ильменит является типичным минералом, но количество гематито-ильменитовых твердых растворов, которые имеют непосредственное отношение к магнетизму горных пород, очень мало по сравнению с ферримагнетиками шпинельной группы.

Тем не менее, как показывают исследования [Нагата, 1965], именно с минералами этой серии связана способность изверженных горных пород к «самообращению». Твёрдые растворы ильменито-гематитовой серии, обнаруживающие при нормальных условиях ферромагнетизм, ограничены очень узким рядом состава $0.8 \geq x \geq 0.5$. При x около 0.5 резко снижается температура фазового перехода из ферримагнитного состояния в антиферромагнитное, при этом образцы становятся очень чувствительны к термообработке. Этот же фазовый переход в значительной степени обуславливает явление «самообращения». Установлено, что обращение термоостаточной намагниченности происходит только в образцах, имеющих состав в интервале $0.6 \geq x \geq 0.45$ [Нагата, 1965].

Различные магнитные минералы в течение геологического времени неодинаково сохраняют приобретенную остаточную намагниченность. Это связано не только с их физическими свойствами как ферромагнетиков, но и с устойчивостью к химическим превращениям. Наиболее надёжно «хранит» приобретенную намагниченность гематит. Помимо того, что он обладает наибольшей магнитной жесткостью и высокой температурой Кюри, он является конечной минеральной формой окисления железа, и практически не испытывает никаких последующих изменений. В этом плане ему несколько уступает магнетит, поскольку может быть окислен до гематита (маггемита). Наиболее распространенные в базальтах магнитные минералы - твердые растворы титаномagnetитов - подвержены вторичным изменениям (окислению и структурному распаду) в наибольшей степени. В результате, в зависимости от состава ферромагнитной фракции, одни породы будут обладать хорошей «магнитной памятью», другие – нет.

Механизмы образования остаточной намагниченности подробно рассмотрены в широко известной литературе по палеомагнетизму [Нагата, 1965; Палеомагнитология, 1982; Butler, 1992; Печерский, Диденко, 1995 и др.]. В породах исследуемой трапповой толщи основными видами намагниченности являются: 1) *термоостаточная*, как первичная, так и вторичная (*парциальная*, от возможного повторного прогрева); 2) *ориентационная* в туфах (в комбинации с термоостаточной); 3) *химическая*, образующаяся в любых породах при химических изменениях, приводящих к росту новых магнитных минералов и 4) *вязкая*, образующаяся в магнитном минерале с течением времени.

Более подробно хотелось бы остановиться на магнитной структуре носителей намагниченности в горных породах. В любом ферромагнитном веществе, даже монокристалле, находящемся при температурах ниже точки Кюри, образуются т.н. *домены* - однородные области самопроизвольной намагниченности. Причина образования доменов заключается в конкурирующем действии *обменных* сил, стремящихся к упорядочиванию магнитных моментов

атомов, и *магнитоэлектростатических* сил, противодействующих возрастанию энергии, связанной с наличием свободных полюсов. В результате образуется структура, обладающая минимумом суммарной магнитной энергии [Нагата, 1965]. Существует *критический размер* перехода зерен от одно- к многодоменному состоянию (обозначается SD и MD соответственно). Он зависит от типа магнитного упорядочения, т.е. от энергии взаимодействия атомов - чем она больше, тем меньше критический размер. Например, критический размер однодоменных зерен титаномагнетита с $x=0.5$ оценивается в 0.15 мкм, многодоменными зерна становятся при размере более 0.5 мкм [Yoshida et al, 1994, Dunlop, Özdemir, 1997]. Промежуточное состояние между одно- и многодоменным называется *псевдооднодоменным* (PSD) [Печерский, Диденко, 1995]. Некоторыми исследователями псевдооднодоменное состояние интерпретируется как смесь однодоменных и многодоменных зерен [Dunlop, 2002]. Особо мелкие SD-зерна, время релаксации магнитного момента которых не более времени измерения намагниченности называются *суперпарамагнитными* (SP) [Трухин, 1973; Печерский, 1985]. Содержание таких частиц в магматической породе в большом количестве говорит о том, что процесс остывания происходил очень быстро, почти «мгновенно».

Из сказанного выше следует, что доменное состояние зерна конкретного магнитного минерала в породе прежде всего связано с его размером, в свою очередь зависящим от таких факторов, как скорость остывания, степень раскристаллизованности и др. Таким образом, получая (с помощью лабораторных магнитных экспериментов) информацию о доменном состоянии ферромагнетиков в исследуемой породе (и о характерном размере их зерен при условии известного состава), можно многое сказать об условиях её образования.

Качество «магнитной памяти» пород также в значительной степени зависит от доменной структуры ферромагнитного вещества. Многочисленные исследования показали, что способностью устойчиво сохранять остаточную намагниченность, как правило, обладают зерна, находящиеся в однодоменном или псевдооднодоменном состоянии.

2.2. Постановка лабораторных экспериментов

2.2.1. Исследование направления остаточной намагниченности горных пород

Естественная остаточная намагниченность (NRM) в горной породе как правило является суперпозицией нескольких компонентов, каждый из которых имеет свою «историю» формирования [Нагата, 1965]. Основной интерес для палеомагнитных исследований представляет *первичный* компонент намагниченности, зафиксированный в момент образования самой породы и несущий, таким образом, информацию о направлении земного магнитного

поля в то время в данной точке земной поверхности. Носителем этой намагниченности являются те магнитные минералы, которые присутствовали в породе на начальном этапе её «жизни». В дальнейшем порода может подвергаться различным физическим воздействиям, как изменяющим как её минеральный состав, так и вызывающим различные деформации её структуры, в том числе неупругие. Всё это существенным образом влияет на намагниченность горной породы в целом и отдельных ферритмагнитных зерен. В результате помимо первичной намагниченности могут образоваться наложенные компоненты различной природы, одни из которых связаны со вновь образованными магнитными минералами, другие могут «сосуществовать» вместе с первичным в том же минерале (например, парциальная термоостаточная, вязкая и т.д.).

Лабораторные методы разделения компонентов намагниченности и выделения первичного направления претерпели существенную эволюцию с момента зарождения палеомагнитного метода в середине XX века. Современный общепринятый цикл экспериментов подразумевает обязательное применение т.н. *ступенчатых магнитных чисток* до полного размагничивания образца горной породы. Направления различных компонентов намагниченности при этом выделяются *дифференциально* (грубо говоря, по характеру изменения вектора намагниченности в некотором *интервале* чистки, а не по одному направлению на каком-либо шаге). Этим современные палеомагнитные исследования отличаются от работ, выполненных в 60-70-х и частично 80-х годах прошлого века. В то время понятием «магнитная чистка» обозначался несколько иной приём определения «первичного» направления, когда с помощью какого-либо воздействия на образец породы из него «вычищались» те или иные наложенные компоненты намагниченности. После чего измерялось оставшееся в образце направление, которое принималось за «вычищенное», т.е. условно «первичное». Например, временная чистка (от вязкой намагниченности), чистка химическим травлением (удаление определенного магнитного минерала и связанной с ним намагниченности), и т.д. Также применялись чистки температурой и переменным магнитным полем (но не в современном смысле этих терминов!). В настоящее время применяются две основные разновидности многоступенчатых магнитных чисток:

Чистка переменным магнитным полем - способ разделения компонент естественной остаточной намагниченности по их коэрцитивным спектрам. Для этого образец помещается в соленоид, вдоль оси которого создается переменное магнитное поле нужной амплитуды. Соленоид помещается в нулевое постоянное магнитное поле. В ходе чистки образец размагничивается в переменном магнитном поле, плавно убывающем до нуля, и измеряется. Данный вид чистки наиболее эффективен для низкокоэрцитивных пород.

Температурная чистка - способ разделения компонентов NRM по температурам их деблокирования и устойчивости к нагреву. Образцы последовательно нагреваются в немагнитной печи, помещенной в нулевое магнитное поле. После охлаждения образцов в нулевом поле измеряются их магнитные характеристики. Принцип термочистки заключается в том, что при нагреве ферромагнетика усиливаются термоактивационные процессы, приводящие к преодолению тем более высоких энергетических барьеров, чем выше температура нагрева. Соответственно компоненты остаточной намагниченности разрушаются при увеличении температуры в порядке увеличения их барьеров. Так, вязкая намагниченность разрушается уже при 200°C, термоостаточная намагниченность титаномагнетитов – при 200 – 575°C в зависимости от состава, магнетита – при 570 – 600°C, гематита – при 670 – 690°C. Температуры Кюри.

2.2.2. Магнитные методы исследования состава, структуры и доменного состояния магнитной фракции. Информативность различных петромагнитных параметров

Исследование *составов* ферромагнитных минералов основывается на различном их поведении при воздействии определенных физических факторов. Основное различие между собой проявляют магнитные минералы при воздействии на них температуры.

Магнетит проявляет высокую устойчивость намагниченности вплоть до температур 400-500°C. Далее следует резкий спад намагниченности, ускоряющийся по мере приближения к точке Кюри и достигающий максимума при температуре около 580°C [Буров, Ясонов, 1979]. Характеризуется узкими, четкими и резкими пиками на кривых ДТМА.

Гематит устойчив к температурным воздействиям, т.к. является конечной минеральной формой температурного окисления большинства железистых минералов. В терромагнитных экспериментах проявляет высокую устойчивость намагниченности вплоть до температур 600-620°C, после чего происходит крутой спад до точки Кюри (около 675°C).

Титаномагнетиты существенно меняются магнитные свойства в ряду магнетита и ульвошпинели. Температура Кюри титаномагнетитов отмечается на диаграммах ДТМА расширенным овальным пиком на кривой второго нагрева и более узким и резким пиком кривой первого нагрева. Как было сказано ранее, по температурам Кюри титаномагнетитов восстанавливают их приблизительный химический состав (относительное содержание титана), что используется для анализа их генезиса.

Маггемит и *титаномаггемит* неустойчивы к температурному воздействию: при температурах около 400°C они претерпевают необратимые изменения. На этом свойстве основаны их диагностические признаки при терромагнитных исследованиях. Маггемит, меня

при нагреве структуру, переходит в гематит, а из титаномаггемита выделяется магнетитовая фаза [Петрова, 1977; Печерский, Диденко, 1995]. На температурных графиках это выражается в контрастном несовпадении кривых первого и второго нагревов. В первом случае вторая кривая лежит ниже первой, и по виду имеет все признаки гематитовой. Во втором - кривая повторного нагрева, как правило, проходит заметно выше первой, и заканчивается в точке Кюри магнетита. Эта разница в поведении является определяющим отличием титаномаггемита от маггемита. Графики ДТМА также устойчиво показывают появление вновь образованных гематита и магнетита при втором нагреве.

В настоящее время одним из наиболее показательных способов определения **доменного состояния** признано построение *диаграммы Дзю-Данлопа* [Dunlop, 2002], являющейся комбинацией двух отношений: J_{rs}/J_s и V_{cr}/V_c . Отношение J_{rs}/J_s для однодоменного состояния ферромагнетика характеризуется значениями 0.25 – 0.8, для многодоменное – менее 0.05. Соответственно, PSD состояние характеризуется промежуточными значениями: 0.05 – 0.25. В отношении V_{cr}/V_c состояние SD отвечает значениям менее 2, PSD – 2 – 4, MD – более 4.

Относительное содержание в общем ансамбле зерен, находящихся в суперпарамагнитном состоянии, определяется по параметру FD (*Frequency Dependence – Частотная Зависимость*), который выражается отношением $(k_{LF} - k_{HF})/k_{LF}$, (в процентном выражении), где k_{LF} и k_{HF} - магнитная восприимчивость, измеренная, соответственно, на «низкой» (0.47 кГц) и на «высокой» (4.7 кГц) частотах). Значения FD-фактора до 3% свидетельствует об очень низком содержании, либо полном отсутствии SP-частиц, FD=3%÷7% – о среднем, и FD=7%÷15% и более – об очень высоком содержании SP-частиц.

Весьма информативной характеристикой магнитной фракции в горной породе также является *Коэрцитивный спектр* (КС), поскольку он определяется как составом магнитных минералов в породе, так и размером их зерен. Качественный анализ кривых коэрцитивных спектров позволяет, прежде всего, судить о наличии или отсутствии «магнитомягкой» составляющей, обычно связываемой с присутствием многодоменных частиц. В этом случае восходящая и нисходящая ветви коэрцитивного спектра не совпадают, и в целом спектры образцов с преобладанием многодоменных зерен гораздо шире, чем у преимущественно однодоменных.

В целом, все измеряемые в лабораторных условиях магнитные параметры можно условно разбить на несколько групп, по типу информации, сообщаемой ими о ферромагнитной фракции в породе:

А) Параметры, отражающие главным образом концентрацию магнитных минералов: это прежде всего магнитная восприимчивость k (при условии постоянства состава магнитной фракции) и естественная остаточная намагниченность NRM (при условии единой природы намагниченности и постоянства состава магнитной фракции). Корректное сравнение по этим параметрам можно выполнить только для пород, имеющих очень близкие состав и структуру магнитной фракции. В общем случае, в зависимости от вариаций содержащихся магнитных минералов, эти параметры могут иметь очень широкий разброс, не связанный с концентрацией. Поэтому, в случае набора пород трапповой формации, их можно использовать только для общего, «грубого» анализа магнитных свойств.

Б) Параметры, отражающие *состав магнитных минералов и их относительные содержания в магнитной фракции*. Сюда входят:

- температуры (точки) Кюри (T_c) при нагревных экспериментах $J_s(T)$ (ДТМА);
- деблокирующие температуры (T_{db}) при нагревных экспериментах $J_{rs}(T)$, температурная магнитная чистка (NRM(T));
- поле насыщения H_s (B_s), либо поле, при котором приобретает ~90% намагниченности насыщения;
- коэрцитивная сила H_c (или B_c);
- остаточная коэрцитивная сила H_{cr} (или B_{cr})
- фактор Кенигсбергера Q_n

В) Параметры, отражающие преимущественные размеры частиц магнитных минералов и связанное с ними доменное состояние ферромагнетиков (структурно-чувствительные):

- гистерезисные соотношения J_{rs}/J_s , B_{cr}/B_c .
- фактор частотной зависимости магнитной восприимчивости FD , характеризующий относительное содержание суперпарамагнитных частиц.

В данной работе нас в наибольшей степени интересовали состав и структура магнитной фракции в породах исследованных разрезов Сибирской трапповой формации. Поэтому определение параметров групп (Б) и (В) составляло основную часть петромагнитных исследований.

2.2.3. Аппаратурное и методическое обеспечение исследований

Лабораторные эксперименты проводились на аппаратурной базе двух лабораторий: Геодинамики и палеомагнетизма ИНГГ СО РАН (г. Новосибирск), включающей экранированную комнату (внутреннее поле < 250 нТл), где установлены: криогенный

магнитометр 2G Enterprises со встроенной установкой размагничивания переменным магнитным полем, спин-магнитометр JR-6A и горизонтальная экранированная печь системы В.П. Апарина, и аппаратуре Палеомагнитной лаборатории Кафедры геофизики Казанского (Приволжского) федерального университета. В лаборатории, с помощью камнерезного станка, из выбранных фрагментов керна выпиливалось по одному - двум кубикам 2х2х2 см. для исследования направлений NRM и проведения магнитных чисток, а также образцы специальной формы (в зависимости от прибора) для петромагнитных исследований. Методика палеомагнитных исследований не отличалась от общепринятой [McElhinny, McFadden, 2000; Tauxe, 2002].

Терморазмагничивание образцов проводилось с помощью установленных в немагнитной комнате палеомагнитных печах, разработанных и сконструированных В.П. Апариным (г. Иркутск), с безындукционной намоткой нагревательной спирали и температурным градиентом не выше 10°C, помещенных в трехслойный пермаллоевый экран с остаточным внутренним полем менее 10 нТл. Прогрев производится в интервале температур от 20 до 700°C. Шаг точек нагрева составляет в среднем 40 C со сгущением до 20°C в интервалах, соответствующих деблокирующим температурам предполагаемых носителей намагниченности. Всего количество ступеней нагрева в среднем составляло от 15 до 20. Величина и направление остаточной намагниченности при этом измерялись на спин-магнитометре JR-6A (Чехия). Он является наиболее чувствительным и точным из всех приборов для измерения остаточной намагниченности горных пород, основанных на классических физических принципах (т.е. исключая криогенные магнитометры).

Магнитная чистка переменным полем проводилась на установке размагничивания переменным полем по трём осям до 0.2 Тл, интегрированной в криогенный магнитометр 2G Enterprises 755R (США) (гелиевая сверхпроводимость) с тремя ортогонально расположенными SQUID датчиками (чувствительность 5×10^{-12} Ам⁻²).

Во многих случаях применение чистки переменным магнитным полем оказалось более предпочтительным, чем температурой, поскольку в магнитометре 2G Enterprises, совмещенном с установкой размагничивания, весь цикл ступенчатой чистки для одного образца проводится без выноса его из магнитных экранов и, таким образом, исключает подмагничивание при перемещении образца от прибора к прибору.

Измерения петромагнитных параметров проводились по общепризнанным в мировой практике методикам [Методические ..., 1992; Буров, Ясонов, 1979; Печерский, Диденко, 1995; Петрова, 1977; Yoshida et al, 1994; Dunlop, Ozdemir, 1997]. Магнитная восприимчивость измерялась на приборе Bartington MS2 с двухчастотным датчиком. Соответственно, по

результатам измерений на двух частотах дополнительно вычислялся параметр $FD(\%)$. Состав магнитных минералов изучался с помощью дифференциального термомагнитного анализа (ДТМА) [Буров, Ясонов, 1979] и в модификации $J_{RS}(T)$. Последний проводился на термомагнитометре системы К.С. Буракова (разработка ИФЗ РАН), позволяющем измерять остаточную намагниченность образцов при нагревании до температуры 700°C . Дифференциальный термомагнитный анализ был выполнен на специальных магнитных весах (разработка КФУ), где измеряется скорость изменения намагниченности при нагревании пробы при температурах от комнатной до 700°C . Гистерезисные кривые и коэрцитивные спектры были получены на коэрцитивном спектрометре (магнитометр - коэрцитиметр), разработанном П.Г. Ясоновым в КФУ [Jasonov et al., 1998].

Все исследования в представляемой работе выполнены на самом современном методическом уровне и с использованием новейшей аппаратной базы. Можно сказать, что во всех ведущих палеомагнитных лабораториях мира в настоящее время используются точно такие же (либо аналогичные) приборы и те же методики работы. Это обстоятельство уже само по себе гарантирует высокое качество получаемых результатов и их высокую надежность (при условии корректного выбора объектов исследования и надлежащей пробоподготовке).

2.3. Обработка и интерпретация экспериментальных данных

В процессе численной обработки полученных в ходе экспериментов данных использовались (помимо поставляемых разработчиками вместе с аппаратурой) свободно распространяемые программные продукты без открытого кода. Таким образом, автор настоящей работы не имел возможности проверить соответствие применяемых в этих программах алгоритмов тем, которые опубликованы в научной печати. В данном вопросе автор целиком полагается на разработчиков программ, поскольку они в большинстве своем являются известными и уважаемыми в мировом научном сообществе людьми.

Разделение компонентов намагниченности по результатам ступенчатого размагничивания проводилось с использованием стандартных алгоритмов [Kirschvink, 1980], реализованных в программных пакетах [Enkin, 1994]. В процессе интерпретации рассматривались все присутствующие в образцах компоненты, а не только характеристический (наиболее стабильный, разрушаемый в ходе чистки в последнюю очередь). Направления вязкого и т.н. «термовязкого» компонентов в данном исследовании представляли отдельный интерес, поскольку нужны были для контроля ориентировки керна «верх-низ», чтобы исключить ложное изменение знака наклона. Магнитостратиграфические построения

проводились в соответствии с рекомендациями [Молостовский, Храмов, 1997; Дополнения..., 2000].

2.3.1. Методические особенности исследований траппового разреза

В отношении разреза туфолавовой толщи справедливы два, на первый взгляд взаимоисключающих утверждения. С одной стороны, его можно считать *непрерывным*, поскольку образование вулканических тел происходило достаточно часто, чтобы успеть зафиксировать *основную* динамику изменения локального направления магнитного поля. В данном случае подразумевается в первую очередь смена эпох магнитной полярности. В то же время относительно *быстрые* изменения направления магнитного поля, связанные с его так называемой *тонкой структурой*, в частности экскурсы, продолжительность которых может составлять по различным оценкам от 2 тыс. лет [Laj et al., 2000; Wagner et al., 2000; Channell, 2006] до 10 тыс. лет [Nowaczyk, Antonow, 1997], могут совпасть по времени с промежутком между двумя последовательными извержениями, и в результате не будут зафиксированы в разрезе. Этим чисто вулканогенные разрезы существенно отличаются от осадочных, где фиксация направления намагниченности в консолидирующемся осадке происходит практически непрерывно. Получается, что с такой точки зрения туфолавовый разрез как бы содержит множество кратковременных *перерывов*, которые могут в сумме составлять большее время, чем суммарное время фиксации намагниченности [McKee, Elston, 1980]. При этом возможна (а точнее, наиболее вероятна) ситуация, когда один и тот же экскурс, имевший место на каком-то временном отрезке, будет зафиксирован не во всех разрезах, стратиграфически содержащих этот интервал, или даже только в одном из них, поскольку излияния отдельных лавовых потоков не могли происходить строго одновременно в разных частях траппового поля. Сказанное означает, что при составлении сводных магнитостратиграфических разрезов из нескольких локальных не следует полностью отвергать как «*ошибочно выделенные*» узкие магнитозоны, выявленные в одном локальном разрезе, и отсутствующие в других. В такой ситуации будет более верным применить логическую операцию «*ИЛИ*», но с пометкой о единичной встречаемости такой зоны.

Другой особенностью, также связанной с относительно высокой скоростью остывания излившихся базальтов, является фиксация «мгновенного», т.е. не осредненного и близкого к истинному, направления локального магнитного поля, которое может существенно (на десятки градусов) отличаться от направления ЦОД. Это создает заметный «шум» в палеомагнитной записи, даже при анализе только наклонения (как в случае магнитостратиграфических построений). Но есть и положительный момент в «мгновенной» фиксации направления. В

отличие от осадочных пород, очень мала вероятность «сглаживания» резких изменений в палеомагнитной записи за счет осреднения в одном образце нескольких направлений.

2.3.2. Обоснование необходимости петромагнитных исследований для контроля палеомагнитных результатов

При палеомагнитных исследованиях «частично ориентированных» образцов (в нашем случае керна) истинные значения склонения неизвестны, поэтому анализ направлений ведется только по наклонению. Это обстоятельство существенно ограничивает возможности оценки относительного возраста тех или иных компонентов остаточной намагниченности. Для оценки палеомагнитной надежности существует ряд методических приемов, т.н. «полевых тестов». Помимо очевидно невозможного «теста галек» (ввиду отсутствия в разрезе конгломератов), рассмотрим кратко возможность применения для нашего случая других известных тестов.

Для постановки теста *складки*, во-первых, нет достоверной информации о залегании вулканических тел. Отдельные границы между потоками, наклоненные относительно ствола скважины, встречаются в некоторых фрагментах керна, но наклон кровли/подошвы потока, тем более, наблюдаемый в пределах диаметра керна, еще ничего не говорит о положении палеогоризонтали. Во-вторых, известно, что траппы на Сибирской платформе имеют достаточно пологое залегание [Zolotukhin and Al'Mukhamedov, 1988; Sharma, 1997; Рябов и др., 2000]. Постановка теста складки в модификации «только по наклонению» при небольших углах падения пластов и малых различиях между залеганиями сравниваемых объектов не может дать определенного результата [Fisher et al., 1987].

Тест *обжига* - способ оценки палеомагнитной надежности заключающийся в совпадении направлений NRM или ее стабильного компонента магматической породы и обожженной ею в экзоконтакте вмещающей породы, и отличие от направления NRM или стабильного компонента вмещающей породы вдали от зоны обжига. В нашем случае, мы можем исследовать «обожженный» контакт только между последовательно залегающими потоками базальтов, в случае их одновременного присутствия в одном фрагменте керна (т.е. без потери взаимной ориентировки по склонению). Чрезвычайно малые промежутки времени (в геологическом масштабе) между их образованием, и, как следствие, неотличимость палеомагнитных направлений в них, сводят эффективность теста к нулю.

Тест *обращения* - способ оценки «чистоты» направления древней компоненты NRM по прямо и обратно намагниченным близковозрастным породам одного объекта, не применим в отсутствие полной информации о направлении (только наклонение). Но даже при наличии полной информации тест будет корректным и надежным только при рассмотрении средних

направлений по продолжительным интервалам разреза. В противном случае, как уже говорилось, имеет место невыполнение условий принципа ЦОД - не происходит осреднения вековых вариаций магнитного поля Земли. Вследствие этого, статистически значимое отличие направлений двух полярностей от 180° , обусловленное «мгновенностью» фиксации поля, может быть ошибочно принято в качестве отрицательного результата теста.

В большинстве случаев, при работе с частично ориентированными образцами, приходится довольствоваться выделением характеристической намагниченности, принимая её за условно «первичную» по косвенным признакам. Например, по «соответствию» деблокирующих температур содержащемуся в породе магнитному минералу, определенному по результатам термомагнитного анализа $J_s(T)$ или хим. анализов, и т.п.. Однако, несовпадение в данном случае еще не будет означать, что выделенная намагниченность не несет информации о древнем магнитном поле. Одним из примеров может быть ситуация, когда в породе присутствуют как крупные зерна ферромагнетиков, так и ансамбли мелких, с характерным размером около или чуть более однодоменного. При этом стандартные химико-петрологические методы, в том числе микрозондовый анализ, дают информацию в большей степени о доминирующей (по общему количеству вещества) крупнозернистой многодоменной фракции, как правило, не несущей палеомагнитной информации. Напротив, однодоменные и псевдооднодоменные зерна, несущие основную часть остаточной намагниченности, которые могут, в общем случае, иметь отличный от многодоменных зерен состав, дадут слишком слабый «сигнал», не различимый на общем фоне. Один из примеров такого явного несовпадения составов титаномагнетитов, определенных рентгеноструктурными и магнитными методами, нами наблюдался при исследовании щелочно-основных пород массива горы «Черная сопка» [Парначев и др., 2002; Лавренчук и др., 2004], а также базальтов Джидинской зоны [Гордиенко, Михальцов, 2001, 2003].

Магнитные методы определения состава и структуры ферромагнетиков в данном случае лучше «чувствуют» близкие к однодоменным зерна, даже при их незначительном содержании. Поскольку они дают информацию об ансамбле именно тех ферромагнитных зерен, которые связаны с интересующей нас намагниченностью, есть возможность делать более корректные выводы о её «происхождении». Кроме того, наличие петромагнитных данных для всего разреза позволяет сравнивать параметры образцов, несущих различные направления, на предмет корреляции между изменениями магнитных свойств и направлением намагниченности (автор имеет опыт проведения подобных исследований для разрезов осадочных пород [Гордиенко и др, 2003; Метелкин и др., 2013]). Отсутствие такой корреляции косвенно свидетельствует о достоверности выделенных направлений. Таким образом, разносторонние

петромагнитные исследования пород по тем же (!) образцам, что использовались для анализа остаточной намагниченности, предоставляют возможность независимо подтвердить (или поставить под сомнение) предполагаемый возраст выделенных направлений.

Глава 3. ЕСТЕСТВЕННАЯ ОСТАТОЧНАЯ НАМАГНИЧЕННОСТЬ В ОБРАЗЦАХ КЕРНА СКВАЖИН НОРИЛЬСКОГО РАЙОНА

3.1. Палеомагнитное опробование вскрытых скважинами разрезов

Отбор образцов производился из фрагментов керна ориентированных «верх-низ». Особое внимание было уделено *выбору* участков опробования кернового материала. По возможности образцы отбирались из 2-х фрагментов керна для каждого тела (базальтового потока либо туфового горизонта), независимо от его мощности, за исключением особо мощных (десятки метров) потоков, где частота отбора увеличивалась. При этом отдавалось предпочтение нижним участкам тел из тех соображений, что они в наименьшей степени подвергались вторичному прогреву от вышележащих потоков.

3.1.1. Скважина ХС-59

В *ивакинской* свите, в интервале от 1594,9 м до 1308,0 м, (см. рисунок 1.8) присутствует 22 вулканических тела. К сожалению, самую нижнюю часть свиты (где можно было бы обнаружить «следы» предшествовавшего периода прямой полярности поля) отобрать не удалось. Фрагменты керна из двух маломощных горизонтов туфов и базальтового потока между ними физически сильно разрушены, так что изготовить из них ориентированные образцы не представляется возможным. Поэтому нижней границей опробования является контакт туфа с вышележащим мощным (67,6 м) покровом базальтов на глубине 1585,0 м. Этот же поток опробован в средней и верхней частях. Ещё три относительно мощных потока присутствуют в верхней части свиты. Они также опробованы в нижних, средних и верхних частях. По разным причинам остались не исследованными 3 маломощных (1 м и менее) прослоя туфов и 4 небольших (5-7 м) потока базальтов внутри свиты, в основном, из-за отсутствия кернового материала для этих участков или его непригодности (разрушен) для изготовления ориентированных образцов. Также, по этим же причинам, не исследован последний (верхний) горизонт туфов в этой свите, который мог бы содержать магнитную запись «переходного периода» во время инверсии. Всего в *ивакинской* свите отбор образцов произведён из 24 независимых фрагментов керна.

В *сыверминской* свите (1308,0 – 1226,6 м) большинство тел, кроме самого нижнего, представлены только одним фрагментом керна. Два из 9 базальтовых потока не представлены вообще (нет керна). Маркирующий туфовый горизонт (мощностью 0,1 м),

обозначающий границу между сыверминской и вышележащей гудчихинской свитами, представлен также только одним фрагментом керна. Всего в сыверминской свите исследовано 12 независимых фрагментов керна.

Гудчихинская свита (1226,6 – 1097,5 м) содержит много пропущенных отдельных базальтовых тел. Отчасти это связано с тем, что все потоки имеют небольшую (менее 10 м) мощность. И хотя общее количество исследованных фрагментов керна (21) достаточно представительно свиты в целом, при 129 м общей мощности, неопробованными остались 8 маломощных потоков из 26, т.е. больше одной третьей. К счастью, серия потоков пикритовых базальтов в нижней половине свиты, представляющих особый интерес для петрологов, опробованы почти непрерывно.

Маломощная, преимущественно туфогенная, *хаканчанская* свита (1097,5 – 1062,3 м) опробована почти полностью (исключая верхний туфо-туффитовый горизонт). Это можно считать большой удачей, т.к. в предыдущих исследованиях, чаще всего, её не удавалось исследовать вообще. Она встречается далеко не везде по площади Норильского района, и как правило представлена «рыхлыми», сильно изменёнными породами. Так, например, в разрезах, исследованных Е. Гуревичем и К. Хойнеманом с соавторами [Gurevitch et al., 2004; Heunemann et al., 2004], она отсутствует. В обобщающей исследования за много лет работе Э. Линда с соавторами [Lind et al., 1994] она представлена только одним потоком базальтов, данные по туфовым прослоям (составляющим больше половины свиты) отсутствуют. Всего в *хаканчанской* свите нами исследовано 5 независимых фрагментов керна из 6 вулканических тел.

Туклонская свита (1062,3 – 947,0 м), состоящая из множества маломощных потоков порфировых базальтов, также как и гудчихинская, имеет много пропусков кернового материала. Из 16-ти потоков нет материала по 6-ти, всего исследовано 12 фрагментов керна.

В *надеждинской* свите (558,7 – 947,0 м) есть значительный пропущенный интервал 595,3 – 741,2 м (кern есть, но в настоящее время недоступен для исследований). К сожалению, именно на этот интервал приходится большая часть туфовых прослоев. Детально опробован только самый верхний, пограничный (маркирующий) горизонт туфов. Также подробно исследован подстилающий его мощный (32 м) поток - 4 фрагмента керна из различных зон от подошвы до кровли. Еще для 4-х покровов имеется по два фрагмента для остальных – по одному. Всего в *надеждинской* свите изучено 23 независимых фрагмента керна.

Моронговская и *мокулаевская* свиты (558,7 – 114,1 м; 114,1 – 40,2 м соотв.) почти не имеют пропусков, за исключением двух маломощных потоков в нижней части моронговской

свиты и одного туфового горизонта немного выше. Детально опробованы четыре относительно мощных потока в средней части моронговской свиты (до 7 фрагментов керна в потоке мощностью 73 м) и один в основании мокулаевской. Всего в моронговской свите исследовано 58 независимых фрагментов керна, в мокулаевской всего 10 (поскольку в разрезе представлена только нижняя часть свиты).

Общая коллекция по всей скважине отобрана из 165 фрагментов керна. В таблице 3.1 показано количество исследованных независимых фрагментов керна внутри каждой свиты для трех изученных скважин.

Таблица 3.1 – Представительность изученных коллекций по свитам для каждой из скважин

Свита	индекс	XC-59			CCB-15			CCB-19		
		М	В/Т	N	М	В/Т	N	М	В/Т	N
мокулаевская	<i>mk</i>	74	6/1	10	—	—	—	37	1/0	6
моронговская	<i>mr</i>	445	29/11	58	—	—	—	145	5/5	18
надеждинская	<i>nd</i>	384	28/5	23	198	15/1	16	—	—	—
туклонская	<i>tk</i>	115	16/0	12	—	—	—	—	—	—
хаканчанская	<i>hk</i>	35	3/3	5	14	0/1	1	—	—	—
гудчихинская	<i>gd</i>	129	26/1	21	135	15/4	18	—	—	—
сыверминская	<i>sv</i>	83	9/1	12	15	3/1	5	—	—	—
ивакинская	<i>iv</i>	285	17/5	24	132	11/6	17	—	—	—

Условные обозначения: М - мощность вскрытой части свиты (м), В/Т - количество вулканических тел - потоков базальтов и туфовых горизонтов соответственно, N - общее количество независимых фрагментов керна в данной свите.

3.1.2. Скважины CCB-15 и CCB-19

В доступном для исследований керновом материале скважины **ССВ-15** практически нет пропущенных участков. Весь разрез, от ивакинской до средней части надеждинской свит, является непрерывным, за исключением полностью отсутствующей *туклонской* свиты. Все вулканические тела в разрезе представлены хотя бы одним фрагментом керна (исключение составляет не представленный горизонт туфопесчаников в основании ивакинской свиты). Этим отличается материал данной скважины от двух других, имеющих

лакуны. Особенно важным является пограничный участок между ивакинской и сыверминской свитами, где в магнитной записи должна присутствовать инверсия магнитного поля.

Всего в разрезе скважины исследовано 57 независимых фрагментов керна, представительность коллекции для каждой свиты показана в табл. 3.1.

Верхняя часть *моронговской* свиты в разрезе, вскрытом скважиной **ССВ-19**, содержит десять вулканических тел различного состава (см. рисунок 1.9). Они не одинаково представлены керновым материалом. Детально опробовать удалось только три базальтовых покрова: из них отобрано 3, 5 и 5 фрагментов керна соответственно. В остальных присутствует по одному фрагменту. Неисследованными остались два туфовых прослоя, а также интервал 262.3–310.1 м. Всего в моронговской свите изучено 18 фрагментов керна, представляющих 5 потоков и 3 туфовых горизонта. В мокулаевской свите присутствует только один покров плагиофировых базальтов мощностью 37 метров. В нём исследовано 6 фрагментов керна из различных зон от подошвы до кровли покрова.

Не смотря на то, что опробованный интервал разреза в скважине ССВ-19, относительно невелик, он является очень важным для магнитостратиграфии траппов Норильского района. По результатам исследований интрузивных массивов [Lind et al, 1994] именно на уровне моронговской свиты были обнаружены случаи обратной намагниченности в породах стратиграфически ей соответствующего нижнеталнахского интрузивного комплекса (см. рисунок 1.6). Таким образом, можно считать удачным совпадением, что именно этот интервал в наших исследованиях представлен двумя скважинами.

3.2. Результаты магнитных чисток: компонентный состав и направления естественной остаточной намагниченности

Результаты лабораторных исследований показали, что образцы базальтов могут проявлять различное поведение в ходе магнитной чистки в зависимости от положения внутри потока. Другими словами, образцы, взятые из нижних, средних и верхних частей потоков отличаются друг от друга по деблокирующим температурам, магнитной вязкости и степени сохранности первичной намагниченности. По всей видимости это обусловлено различным временем остывания породы, а также, возможно, различной степенью окисления титаномагнетитов в центральных частях потоков и вблизи подошвы и кровли. Естественно, что такие различия хорошо проявляются в достаточно крупных потоках, мощностью в десятки метров. Для маломощных (первые метры и меньше) потоков отличия практически не наблюдаются.

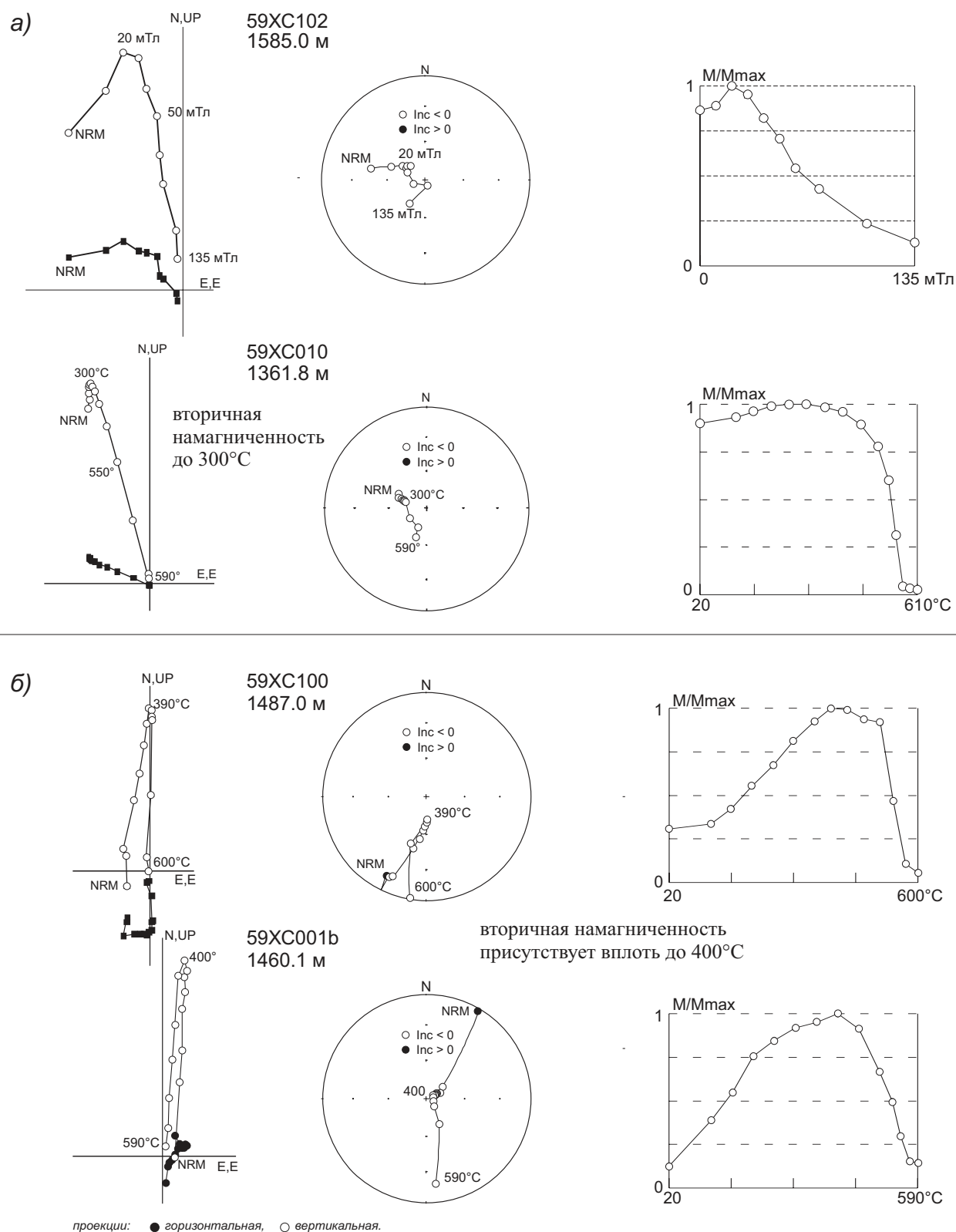
3.2.1. Скважина ХС-59

Поведение вектора остаточной намагниченности в ходе магнитных чисток показано на рисунках 3.1 – 3.4. Образцы пород из разреза этой скважины были подвергнуты как температурной ступенчатой чистке, так и чистке переменным магнитным полем. На начальном этапе исследований предпочтение отдавалось температурной чистке, поскольку она даёт более «универсальную» информацию: не только о компонентном составе намагниченности, но и о минеральном составе магнитной фракции. После «прогрева» пилотной коллекции, выборочно представляющей основные вулканические тела в каждой свите и основные типы пород, была принята дальнейшая «тактика» массовых исследований. Для большинства образцов базальтов температурная чистка была заменена на чистку переменным магнитным полем, технологически более простую и быструю, но дающую, в результате, ту же информацию о направлении наиболее стабильной части намагниченности, что и температурная. Детальное сравнение результатов магнитных чисток двух типов можно видеть на рисунке 3.4 (обсуждение будет по тексту далее). Температурная чистка по-прежнему применялась для большинства образцов туфов (поскольку они априори с большей вероятностью могли содержать «магнитожесткую» (гематит) фракцию, о чём будет сказано далее). Для некоторых участков разреза, представляющих наибольший интерес (например, где наблюдается «нетипичное» для данного интервала поведение вектора остаточной намагниченности), применялись оба метода.

В общем случае в составе NRM *базальтов* могут присутствовать три компонента намагниченности. В интервале температур до 200°C (или до 10 mT), разрушается компонент намагниченности, по-видимому, представляющий собой суперпозицию «лабораторной вязкой» и вязкой намагниченности, приобретённой *in situ*.

Следует отметить, что вклад вязкой намагниченности в общий спектр NRM невелик, и примерно в одной трети образцов она вообще отсутствует. Вязкий компонент намагниченности составляет по величине, как правило, менее 1%, в редких случаях - первые проценты. Наименьшей магнитной вязкостью обладают образцы из маломощных потоков и нижних и верхних частей крупных потоков. Немного более «вязкими» являются образцы из средних частей крупных потоков. Для образцов туфов также наблюдается весьма слабое проявление магнитовязких свойств, либо почти полное их отсутствие для гематит-содержащих туфов.

Поскольку нижняя часть разреза, соответствующая ивакинской свите, и вся остальная, расположенная выше, отличаются по преобладающей полярности, далее они рассматриваются по отдельности.



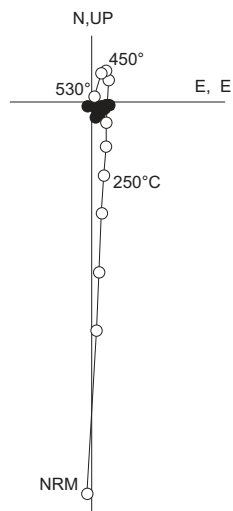
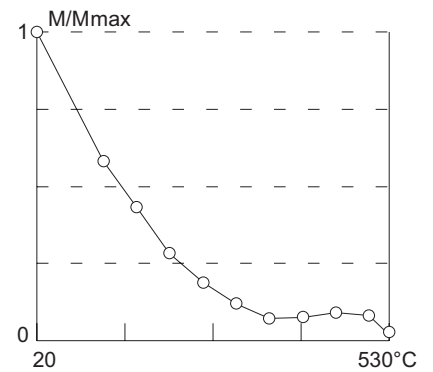
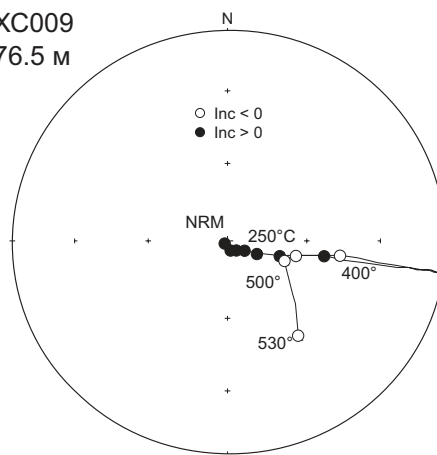
показаны совмещенные проекции в двух ортогональных плоскостях («диаграммы Зийдervельда»), полярные равноугольные проекции («стереограммы») и графики изменения модуля вектора остаточной намагниченности

Рисунок 3.1 - Результаты ступенчатых магнитных чисток базальтов *ивакинской* свиты в разрезе скважины ХС-59. Образцы из маломощных потоков: а) незначительное присутствие вторичной намагниченности (положительного наклонения), разрушаемой до 300°C (20 мТ); б) вторичная намагниченность составляет около половины суммарной, существенно меняет общее направление NRM и разрушается только после 390-400°C;

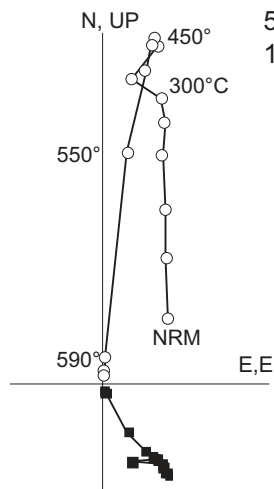
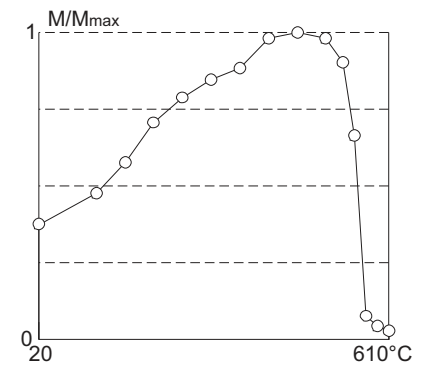
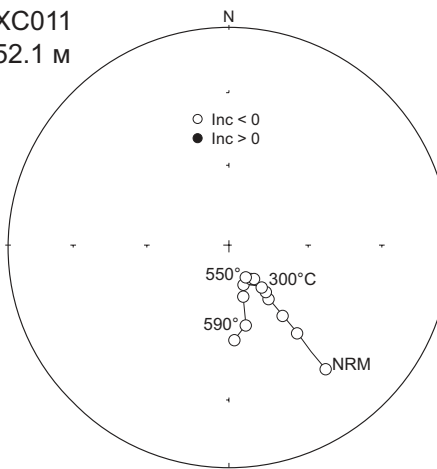
(продолжение на след. стр.)

60

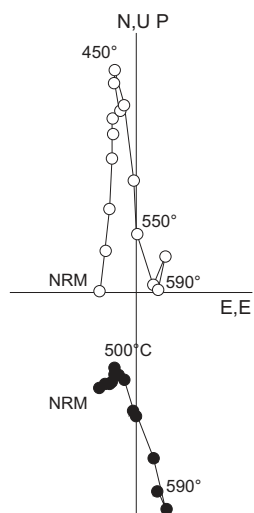
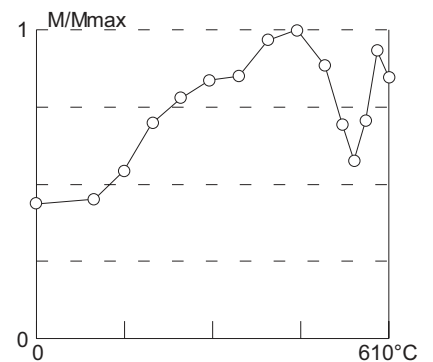
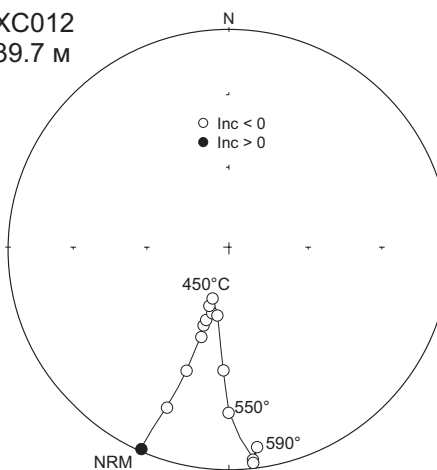
в)

59XC009
1376.5 м

г)

59XC011
1352.1 м

д)

59XC012
1339.7 м

проекция: ● горизонтальная, ○ вертикальная.

Рисунок 3.1 - (продолжение) Образцы из мощных потоков *ивакинской* свиты: в) пример пониженной деблокирующей температуры (10 м от кровли при общей мощности потока ~60 м); г) образец из середины потока; д) образец из верхней части того же потока - пример «непредсказуемого» поведения намагниченности: нет характеристического направления, в конце чистки вектор движется по дуге большого круга (происходит подмагничивание?); Следует обратить внимание, что в приведённых примерах вторичный компонент (положительной полярности) сохраняется вплоть до 450°C!

(продолжение на след. стр.)

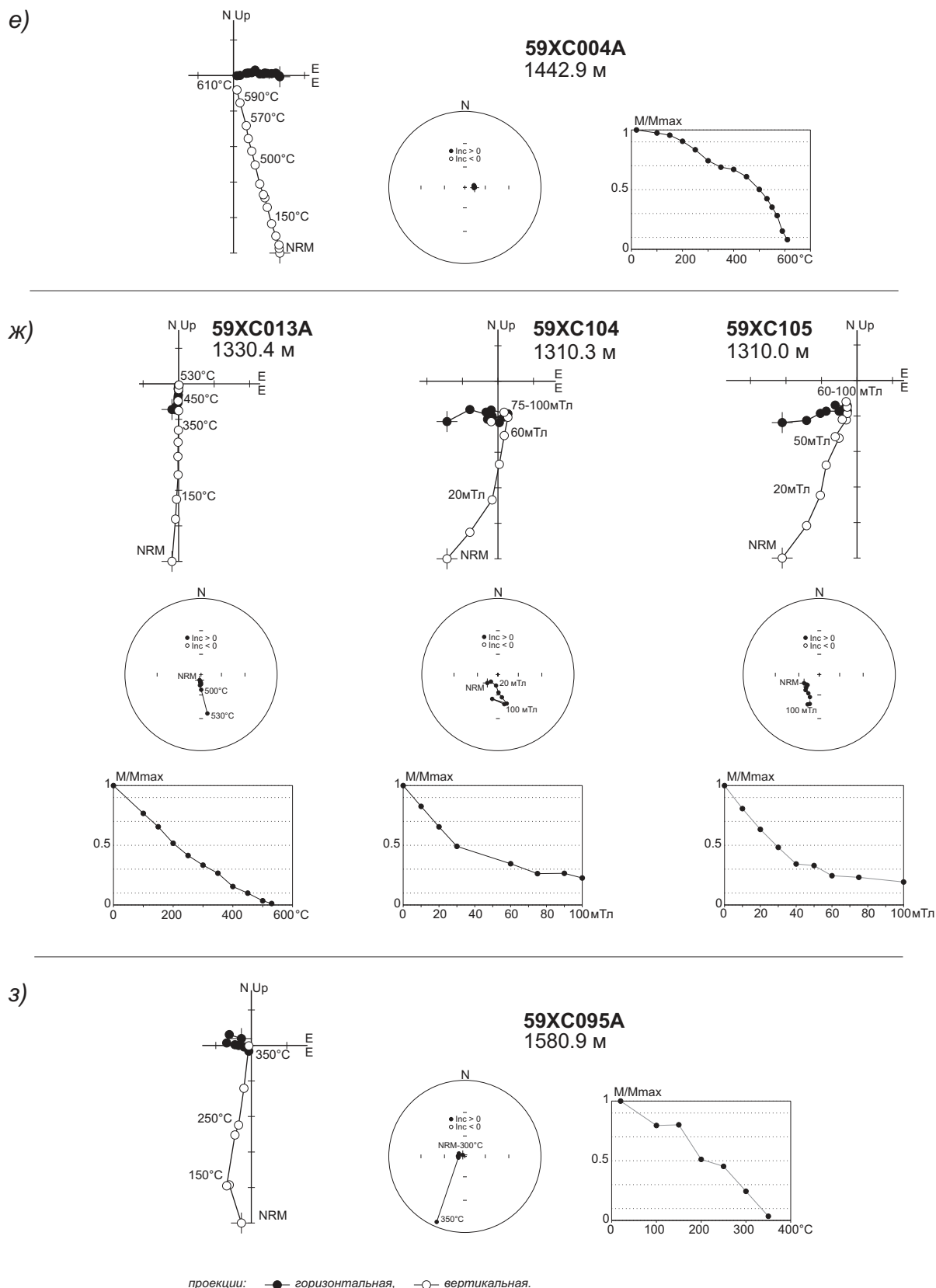


Рисунок 3.1 - (окончание) Образцы базальтов ивакинской свиты с положительным наклонением высокотемпературного (высококоэрцитивного) компонента намагниченности: е) образец из потока в средней части свиты; ж) образцы из различных участков базальтового покрова в самой верхней опробованной части свиты; з) «ложное» положительное направление в средней части потока большой мощности (68 м) - образцы выше и ниже данного из того же потока показывают двухкомпонентную намагниченность, типичную для ивакинской свиты (см. пояснения в тексте)

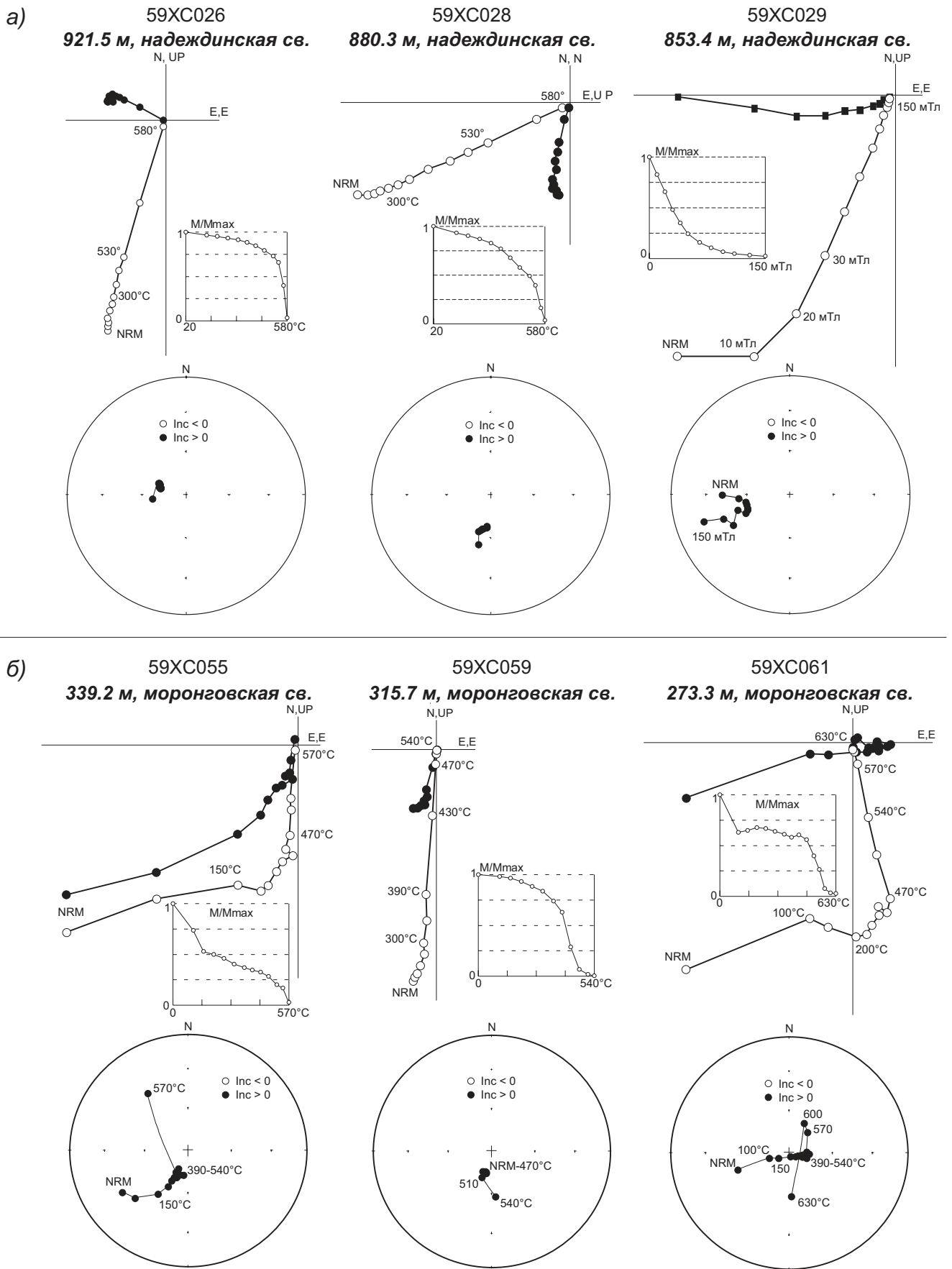
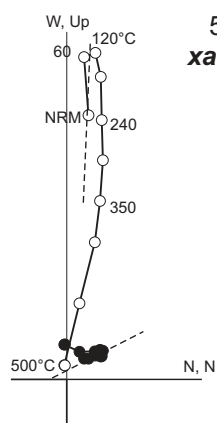


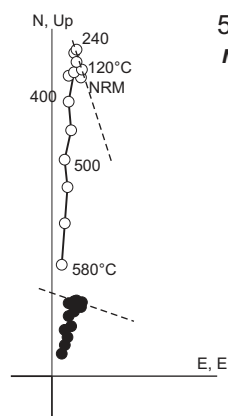
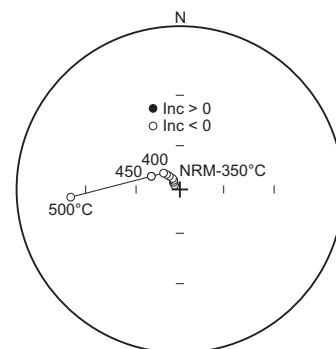
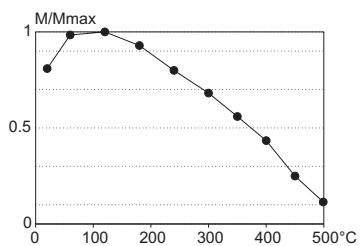
Рисунок 3.2 - Результаты ступенчатых магнитных чисток базальтов разреза скважины ХС-59 от сыверминской свиты и выше: а) потоки небольшой мощности (<15 м); б) потоки мощностью от 20 м

(продолжение на след. стр.)

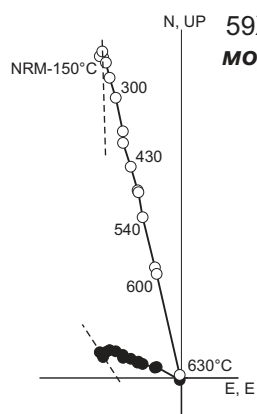
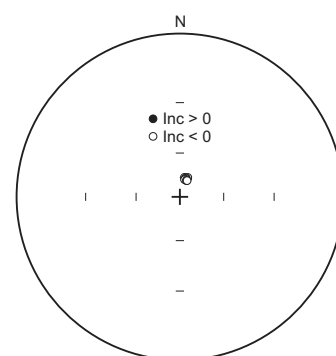
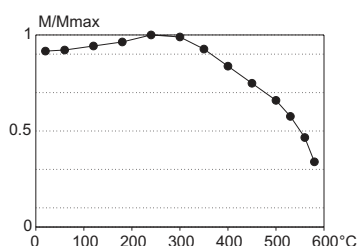
в)



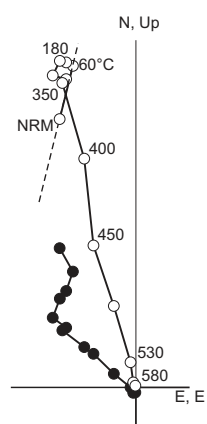
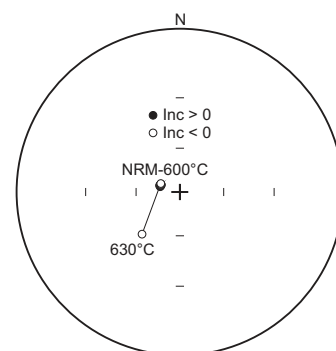
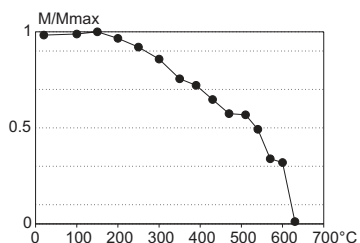
59XC023B, 1097.0 м,
хаканчанская св., туф



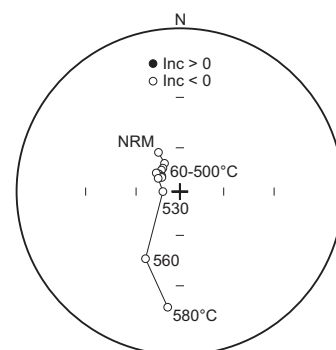
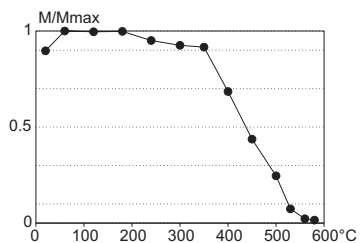
59XC038A, 537.8 м,
моронговская св.



59XC056, 323.8 м,
моронговская св.



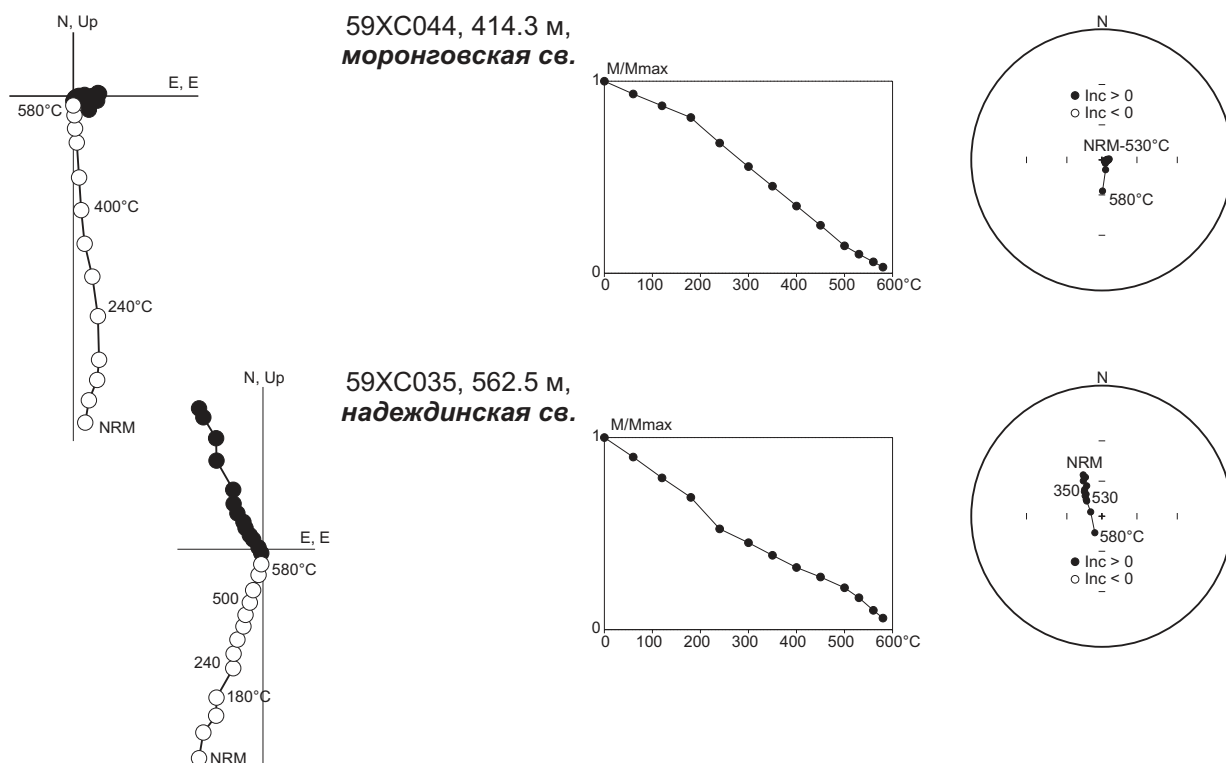
59XC047A, 85.0 м,
мокулаевская св.



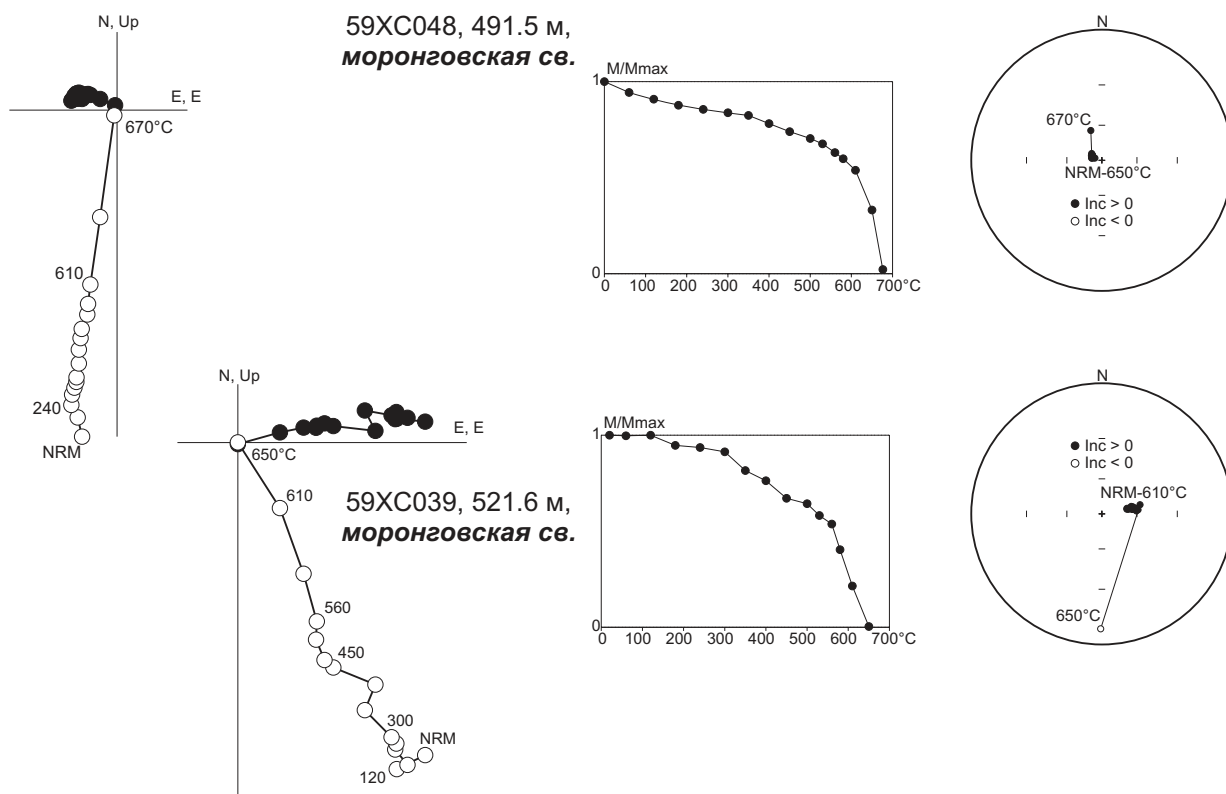
проекция: ● — горизонтальная, ○ — вертикальная.
----- направление вязкой намагниченности

Рисунок 3.2 - (продолжение) Результаты ступенчатых магнитных чисток базальтов разреза скважины ХС-59 от сыверминской свиты и выше в ходе - образцы с отрицательным наклонением ChRM

а)



б)

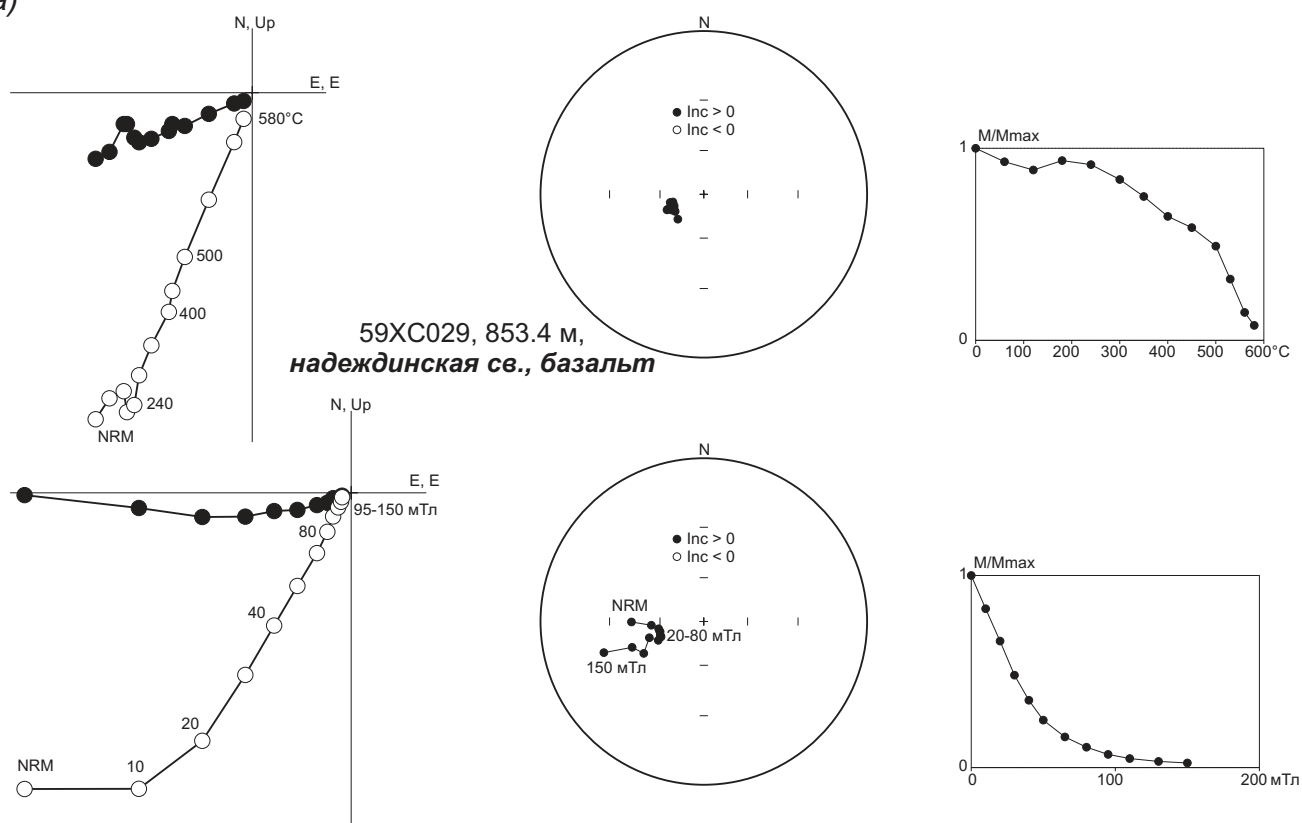


проекция: ● — горизонтальная, ○ — вертикальная.

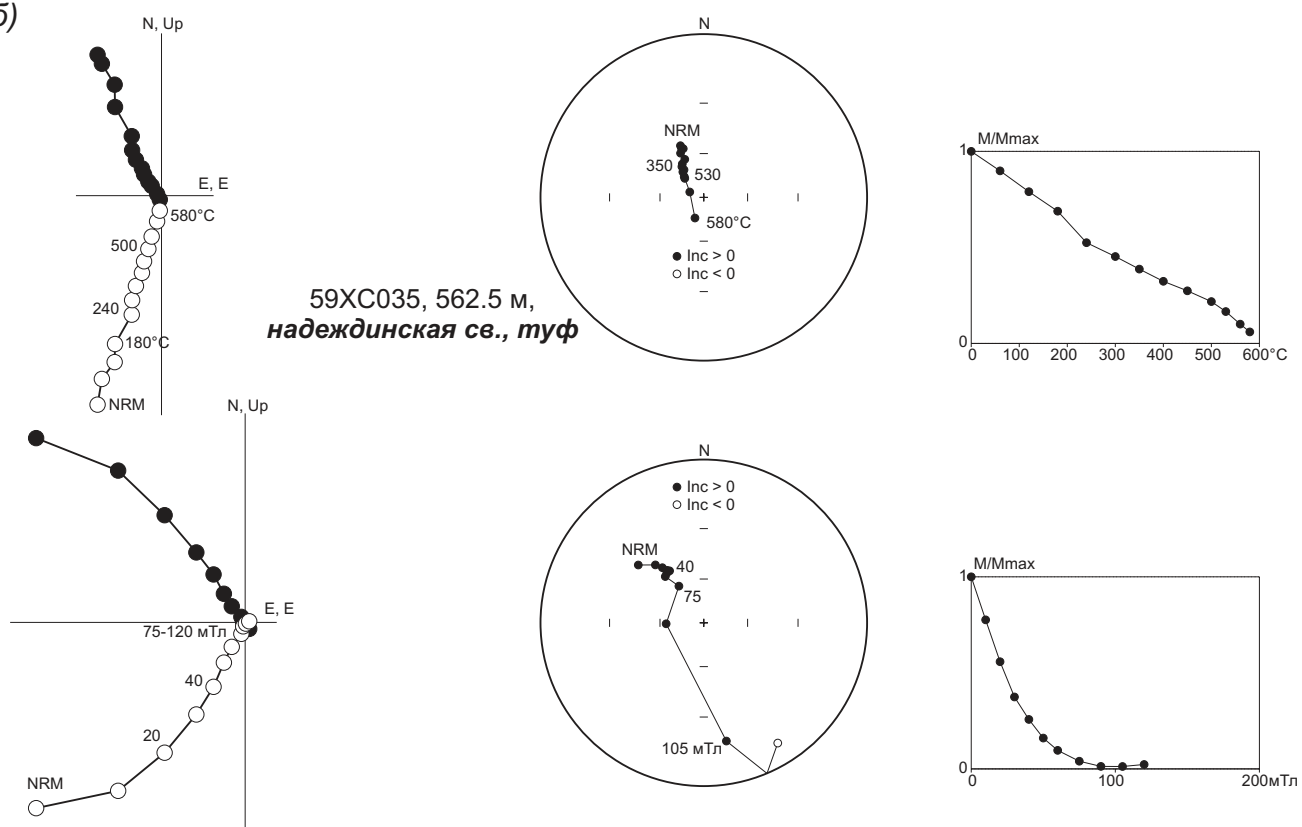
Рисунок 3.3 - Поведение вектора остаточной намагниченности в образцах туфов и туффигов разреза скважины ХС-59 в ходе ступенчатых магнитных чисток:

- а) образцы с магнетитом в качестве основного носителя намагниченности;
 б) образцы с гематитом в качестве основного носителя намагниченности

а)



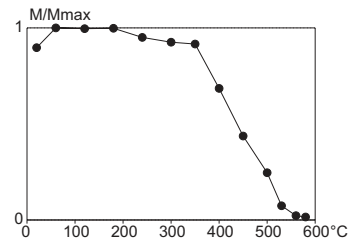
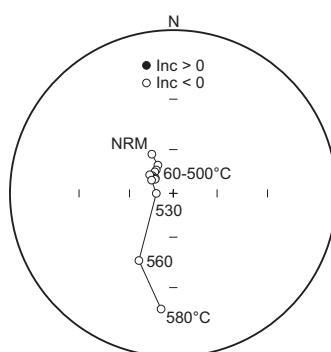
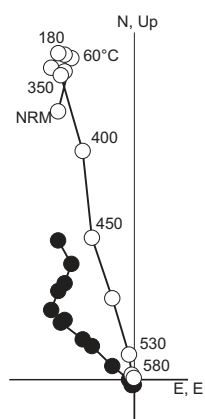
б)



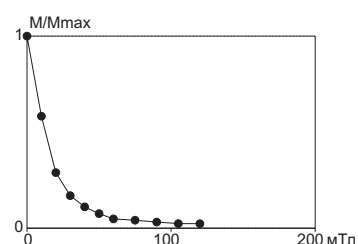
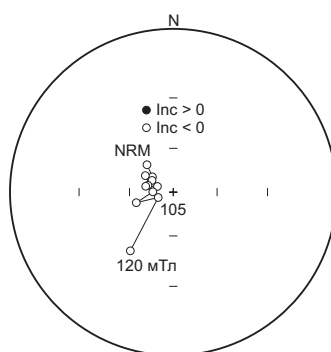
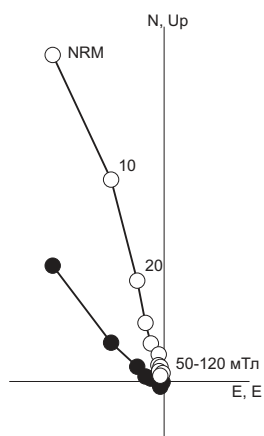
проекция: ● — горизонтальная, ○ — вертикальная.

Рисунок 3.4 - Сравнение результатов магнитных чисток температурой и переменным магнитным полем образцов из одних и тех же фрагментов керна;
Примеры «равнозначности» двух методов для базальтов (а) и туфов (б) в случае «простой» однокомпонентной (не считая вязкой) намагниченности прямой полярности

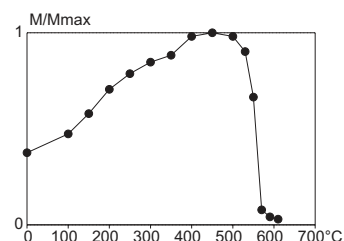
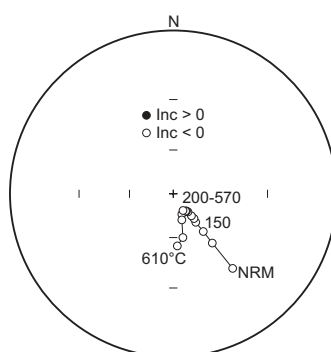
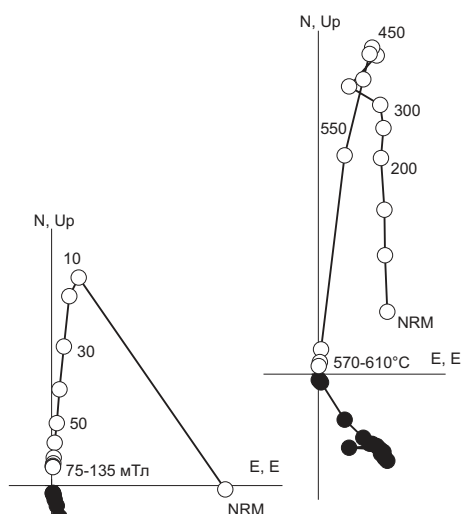
в)



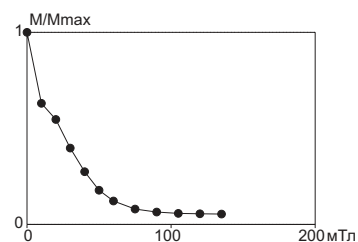
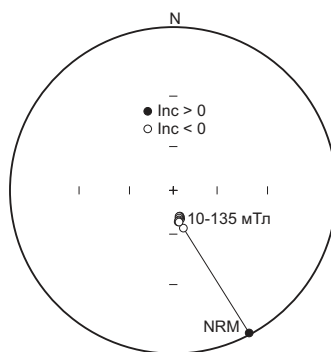
59XC047, 85.0 м,
мокулаевская св., базальт



г)



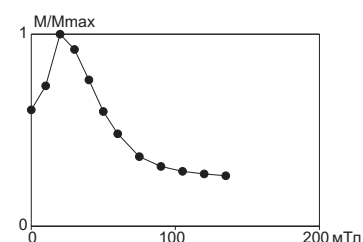
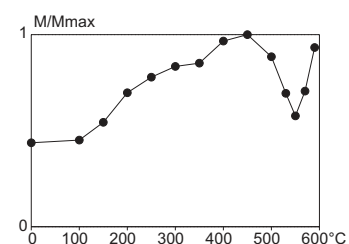
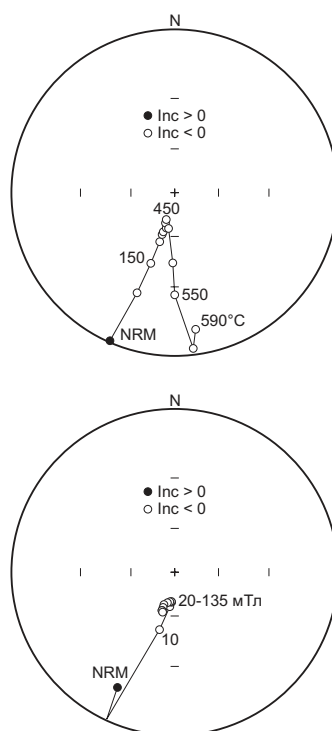
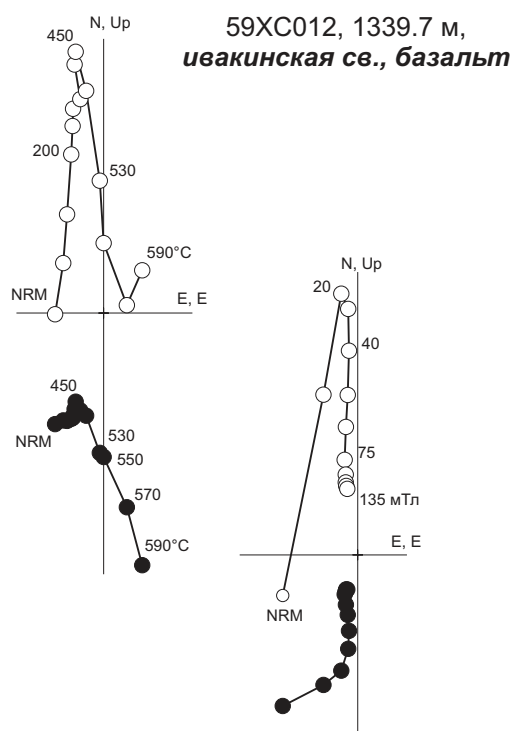
59XC011, 1352.1 м,
ивакинская св., базальт



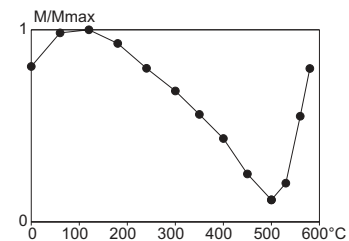
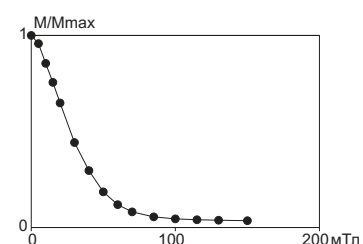
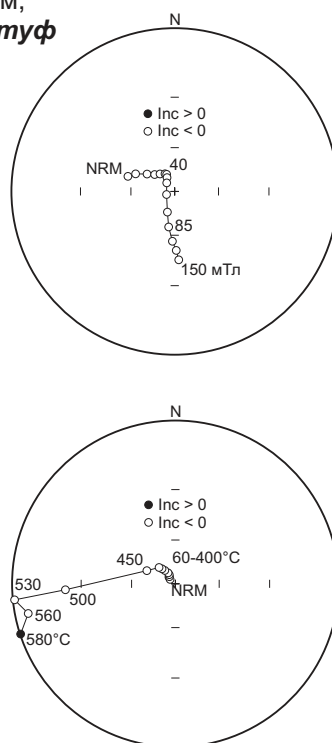
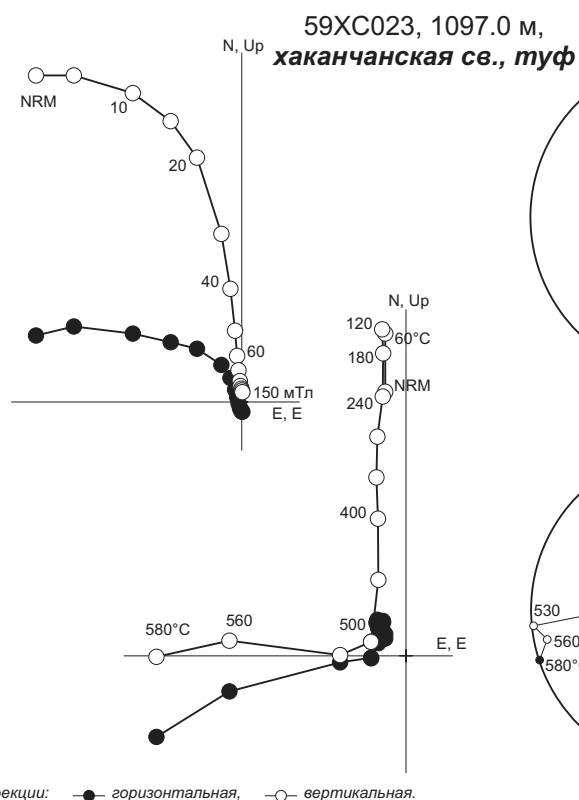
проекция: —●— горизонтальная, —○— вертикальная.

Рисунок 3.4 - (продолжение) Примеры «невывразительности» чистки переменным магнитным полем: вторичный компонент не виден (в) или разрушается при низких значениях размагничивающего поля (г) в образцах с обратной полярностью характеристического направления

д)



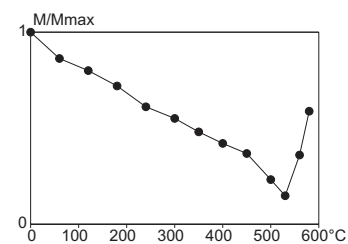
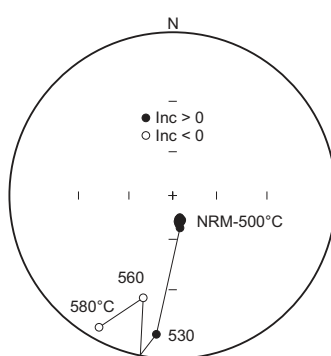
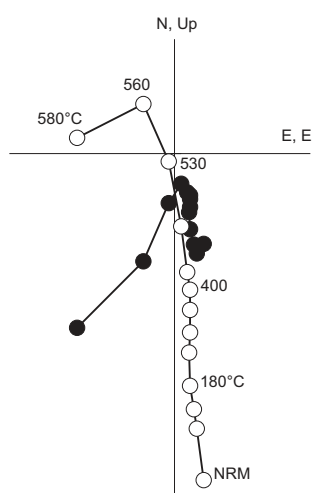
е)



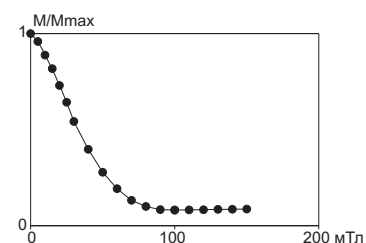
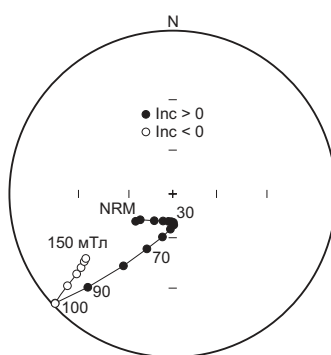
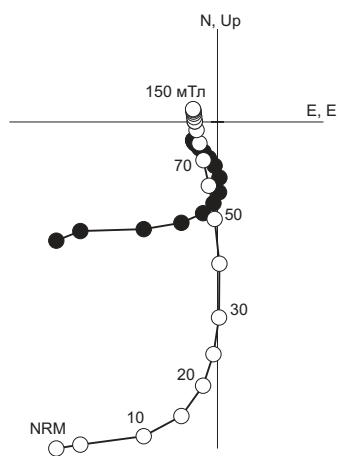
проекция: —●— горизонтальная, —○— вертикальная.

Рисунок 3.4 - (продолжение) Преимущество чистки переменным магнитным полем для некоторых образцов, испытывающих «аномальное» (по сравнению с другими) подмагничивание на последних шагах температурной чистки: д) базальт из кровли мощного потока в *ивакинской свите*; е) «обратнонамагниченный» туф в основании *хаканчанской свиты*

Ж)



59XC024, 967.2 м,
туклонская св., базальт



проекция: —●— горизонтальная, —○— вертикальная.

Рисунок 3.4 - (окончание) Случай равной степени «неудовлетворительности» результатов применения обоих методов - подмагничивание при температурной очистке и невозможность полностью размагнитить образец переменным полем (кривая не выходит на характеристическое направление)

Ивакинская свита. В большинстве образцов *базальтов* характеристический компонент намагниченности (ChRM) выделяется в интервале температур 500-580°C или величин размагничивающего переменного магнитного поля 30-90 мТ (в отдельных образцах до 150-160 мТ – см. рисунки 3.1 и 3.4 (г, д)). Поскольку для большинства образцов *базальтов* деблокирующими температурами (при которых разрушается основная часть остаточной намагниченности) являются 530-580°C (рисунок 3.1 (а, б)), и в этом же температурном интервале, выделяется характеристический компонент, можно сделать вывод, что основным минералом носителем намагниченности в них является высокожелезистый титаномagnetит и/или магнетит. В образцах, взятых из мощных потоков (но не из кровли и подошвы непосредственно) часто наблюдаются более низкие деблокирующие температуры в интервале 450-530°C (рисунок 3.1 (в)), что выглядит как присутствие в качестве носителя намагниченности титаномagnetита со сравнительно более высоким содержанием титана. Разрушение намагниченности в этом интервале нередко сопровождается движением вектора по дуге большого круга (рисунок 3.1 (д)). Выделяемое направление намагниченности при этом не является характеристическим, хотя и близко по косвенным признакам (величина наклонения, полярность) искомому первичному.

Примерно две трети исследованных образцов содержат вторичный, относительно низкотемпературный, компонент. Он выделяется в температурном интервале, в среднем, 120–300°C, в некоторых образцах его присутствие прослеживается до 350-400°C, и он имеет положительный знак наклонения. В образцах *ивакинской свиты* проявление этого компонента наиболее заметно, поскольку здесь его направление почти противоположно направлению первичного (рисунок 3.1 (а – д)). В некоторых образцах, как правило взятых из потоков большой мощности, этот компонент сохраняется до 450-500°C (или до 40 мТ).

Направление *характеристического* компонента в большей части образцов *ивакинской свиты* соответствует обратной полярности (с отрицательным наклонением) и имеет наклонение -65 -70°. Помимо этого, есть несколько вулканических тел, где фиксируется прямая (с положительным наклонением) полярность характеристического компонента NRM (рисунок 3.1 (е, ж)). Также есть один «экзотический» случай. Внутри мощного потока образец из середины содержит намагниченность прямой полярности без дополнительных компонентов (рисунок 3.1 (з)). В то же время, другие образцы в этом же потоке, взятые ближе к подошве и кровле, содержат двухкомпонентную намагниченность, типичную для *ивакинской свиты* (см. выше), где высокотемпературный компонент имеет обратную полярность. С чем связано такое поведение однозначно сказать нельзя. Возможных причин может быть несколько. Первая - более медленное остывание средней

части потока, настолько медленное (при мощности ~ 68 м), что фиксация намагниченности произошла уже в следующую магнитную эпоху прямой полярности – представляется маловероятной. Другая - самообращение вследствие роста очень крупных кристаллов ферримагнетика, опять же из-за медленного остывания и, соответственно, высокой степени раскристаллизованности породы в целом. Также возможно присутствие маггемита, почти полностью замещающего первичный ферромагнетик, и несущего, соответственно, только вторичную, химическую намагниченность. Всё вышесказанное требует детального исследования петромагнитных характеристик данного образца.

В большинстве образцов *выше* ивакинской свиты (от *сыверминской* свиты и до *мокулаевской* свиты включительно) направление характеристического компонента соответствует прямой полярности и имеет наклонение $65-70^\circ$, в редких случаях до 80° (рисунок 3.2 (а, б)). Помимо этого, есть несколько вулканических тел, где фиксируется обратная полярность ChRM (рисунок 3.2 (в)). Для образцов, имеющих обратную полярность характеристического компонента, присутствие вторичной намагниченности, не являющейся вязкой по своей природе, может быть весьма значительным. По наклонению вторичный компонент близок к направлению современного поля и в большинстве случаев имеет прямую полярность. Об относительном времени образования вторичного компонента судить трудно. Поскольку его присутствие ощущается не только в образцах ивакинской свиты, но выше по разрезу, в интервале преимущественной прямой полярности, он должен был образоваться существенно позже всей туфолововой толщи. По температурному интервалу его разрушения можно предположить, что он имеет термовязкую природу. Также в пользу этого говорит более «быстрое» разрушение этого компонента при чистке переменным магнитным полем по сравнению с чисткой температурой (рисунок 3.4 (в, г)). Хотя, последнее утверждение не всегда применимо к образцам из средних частей потоков большой мощности. По-видимому, в этом случае вторичный компонент также связан и с образованием вторичных минералов.

Отдельно следует сказать о туфах (по всему разрезу в целом). Примерно в половине исследованных образцов из туфовых горизонтов носителем намагниченности является магнетит. Но, как видно по графикам изменения величины намагниченности от температуры (рисунок 3.3 (а)), в туфах магнетит является менее стабильным («жесткий» - только по отношению к AF), чем в базальтах: равномерное снижение величины намагниченности в туфах, в то время как в базальтах обычно наблюдается незначительное изменение до температур $530-550^\circ\text{C}$ и затем резкий спад. В другой половине образцов туфов и туффитов носителем намагниченности, судя по деблокирующим температурам, может быть гематит (рисунок 3.3 (б)). При этом магнетит если и присутствует, то в подчиненном значении.

Сравнение двух методов магнитных чисток показало, что, за редкими исключениями, направления характеристического компонента в обоих случаях совпадают с достаточной (для наших задач) точностью (рисунок 3.4 (а, б)). Температурная чистка предпочтительна для детального выяснения компонентного состава намагниченности, там, где это необходимо - как правило это касается исследования крупных вулканических тел, потоков большой мощности. Также чистка переменным полем в большинстве случаев «затушевывает» вторичный компонент в образцах с обратной полярностью основной намагниченности (рисунок 3.4 (в, г)). Есть примеры, когда действуя переменным магнитным полем удалось выделить характеристический компонент, отсутствующий на диаграммах температурной чистки (рисунок 3.4 (д, е)). Всё это, в общем, свидетельствует о высокой эффективности чистки переменным полем, если требуется выделение только первичного компонента.

Тем не менее, осталось небольшое количество образцов, где получить «удовлетворительный» результат не удалось ни одним из двух методов с применением существующей аппаратуры. Пример такого случая показан на рисунке 3.4 (ж). На последних шагах, в одном случае, происходит «аномальное» подмагничивание в печи, маскирующее «слабую» намагниченность, связанную, возможно, с гематитом, который невозможно размагнитить переменным полем во втором случае. Надо сказать, что в данном случае это ничем не выделяющийся на общем фоне базальт из маломощного потока в туклонской свите.

Таким образом, поскольку в большинстве случаев по положению образца внутри вулканического тела можно было заранее сказать, какой метод чистки будет наиболее эффективным, а для задач магнитостратиграфии, предпочтительными являются нижние части потоков (поскольку верхние части потоков могут быть перемагничены вышележащими, а средние могут быть низкотемпературно-окисленными при медленном остывании), для которых чистка переменным полем дает ничуть не худшие, а зачастую и лучшие, результаты по сравнению с чисткой температурой, использование чистки переменным магнитным полем в целом является более целесообразным. Поэтому для исследования образцов керна двух других скважин применялся именно этот метод.

3.2.2. Скважины ССВ-15 и ССВ-19.

Всё, что было сказано выше о компонентном составе намагниченности для скважины ХС-59, в той же степени справедливо для образцов туфов и базальтов в скважинах ССВ-15 и ССВ-19 (рисунки 3.5 и 3.6). Также помимо основного, характеристического, компонента во многих образцах присутствует вторичный, разрушаемый в начальной стадии магнитной

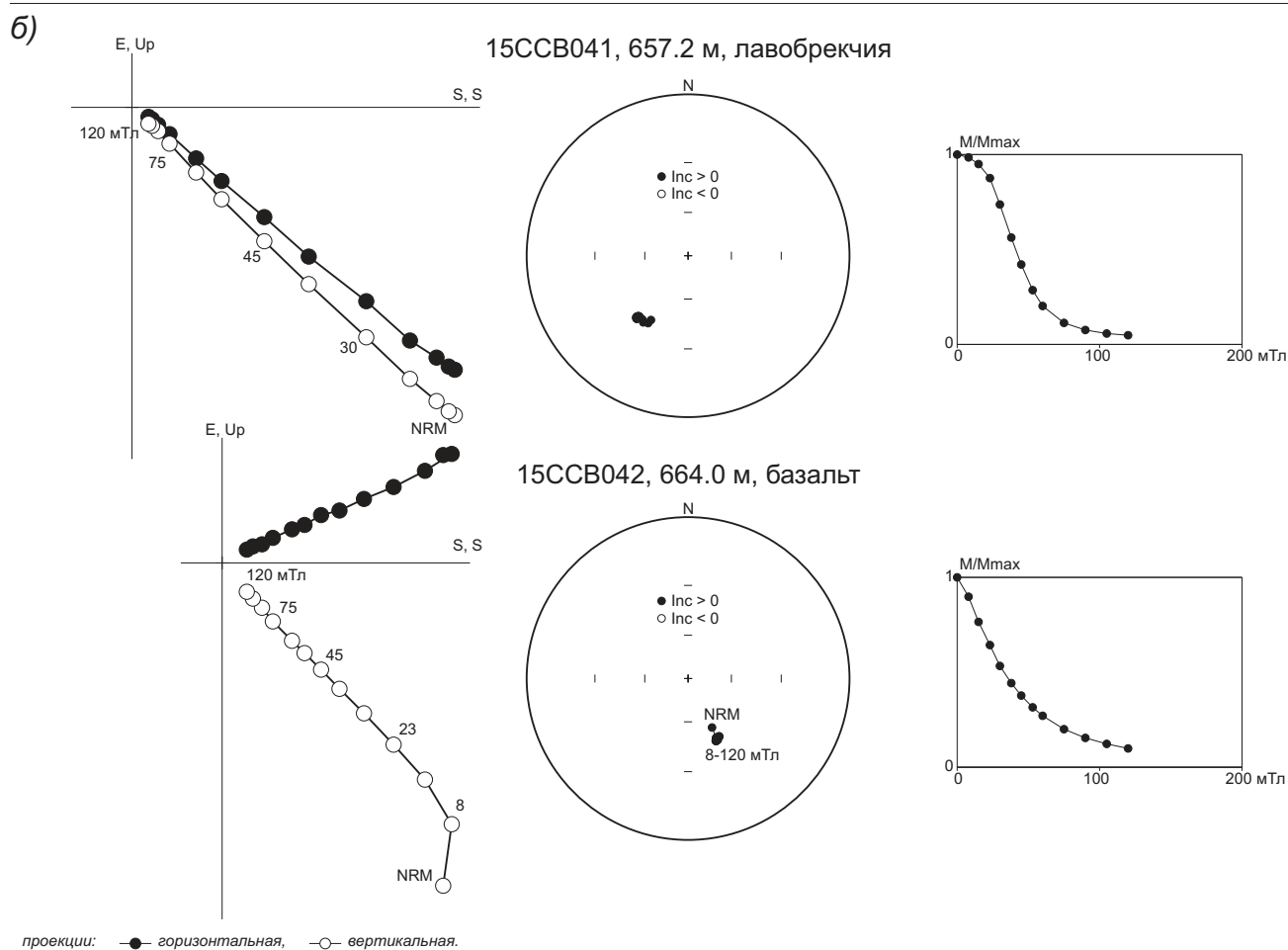
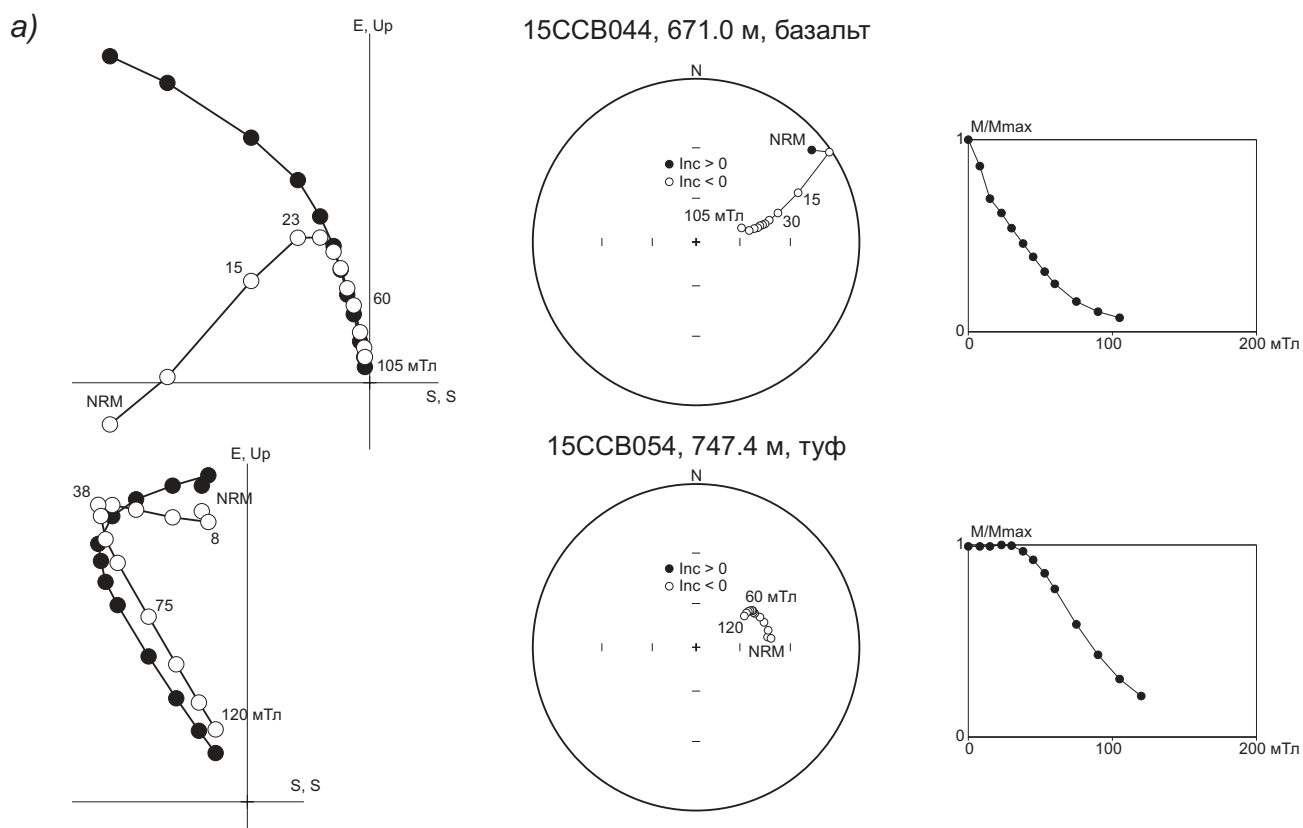
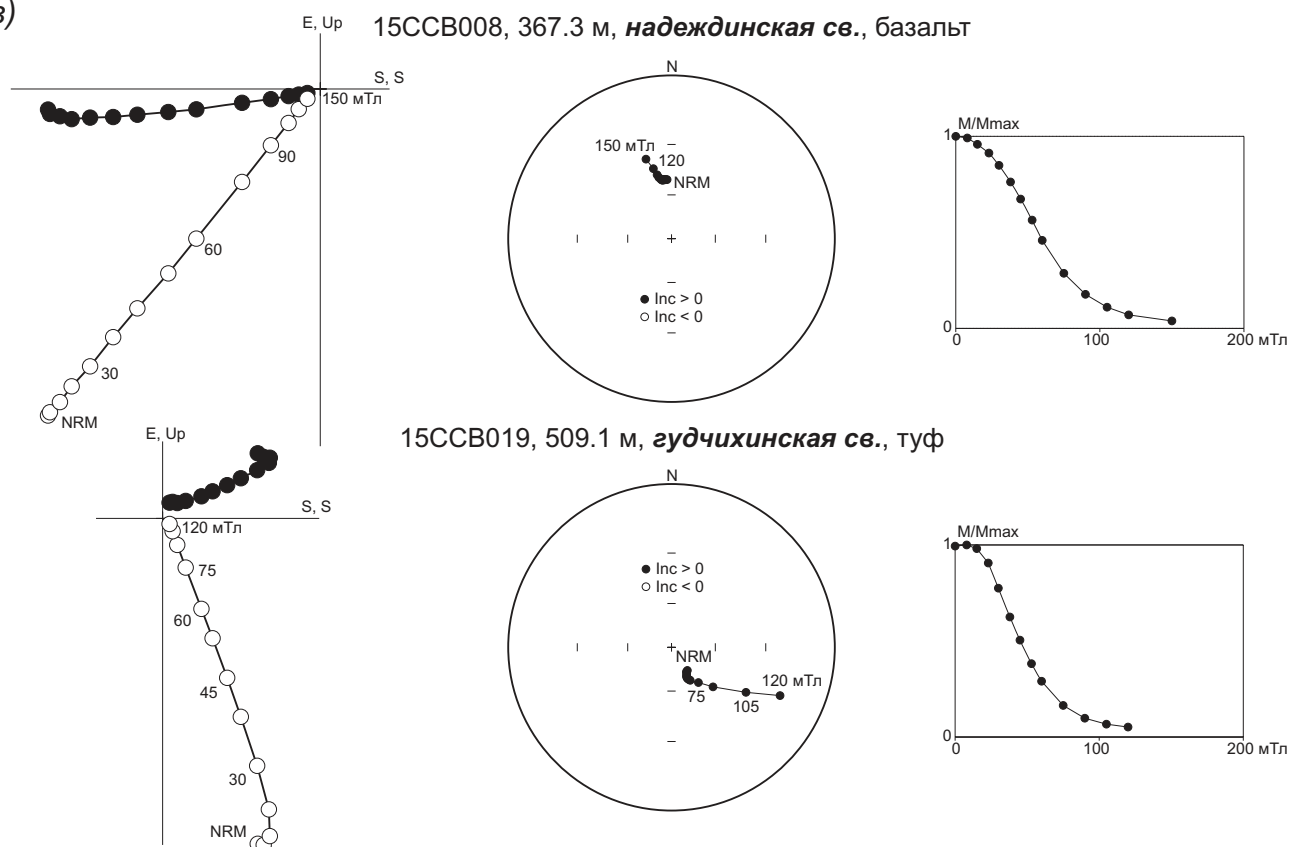


Рисунок 3.5 – Результаты ступенчатых магнитных чисток образцов разреза скважины **CCB-15**:
 а) образцы *ивакинской* свиты с отрицательным наклонением ChRM;
 б) образцы *ивакинской* свиты с положительным наклонением ChRM;

в)



г)

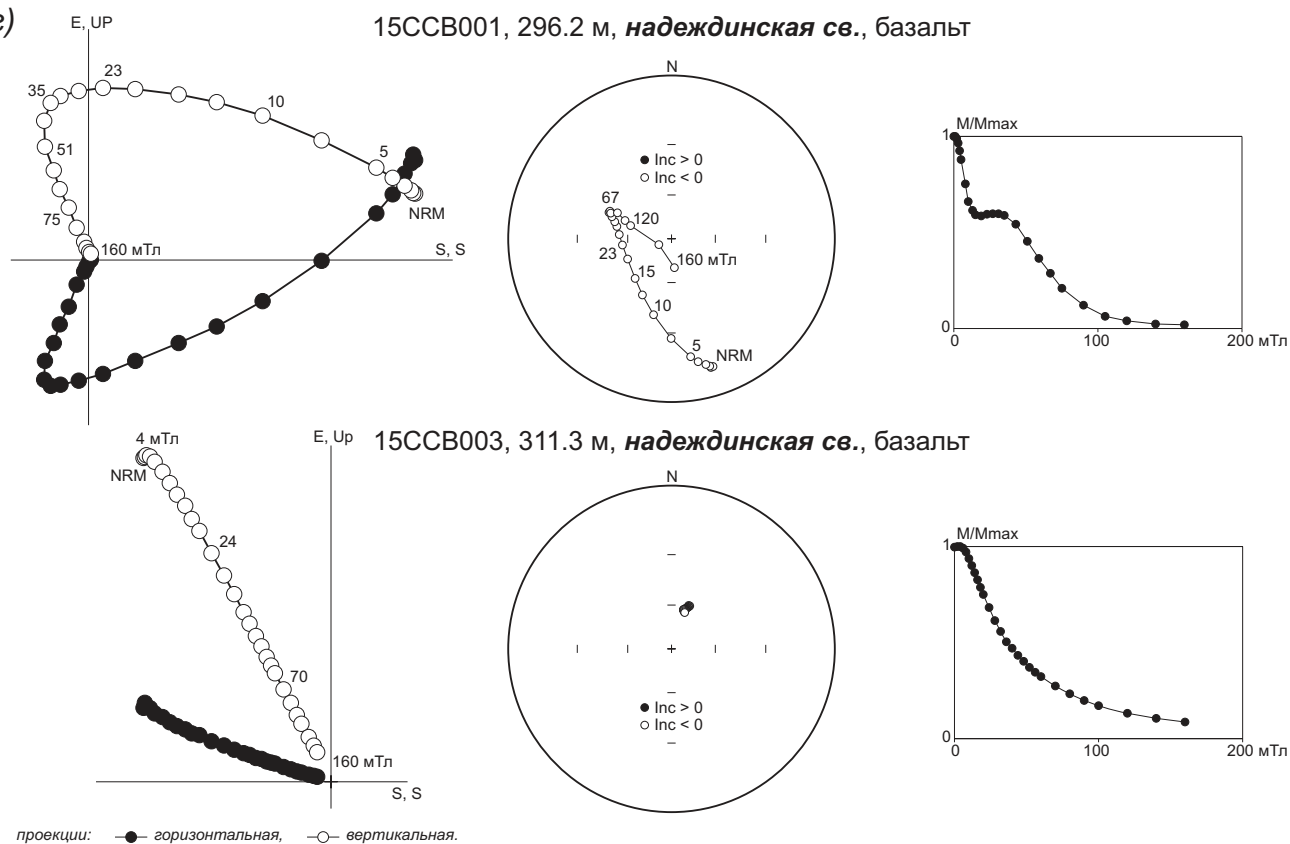


Рисунок 3.5 – (продолжение)

в) образцы с положительным наклоном ChRM в разрезе *выше* ивакинской свиты;
 г) образцы с отрицательным наклоном ChRM в *надеждинской* свите

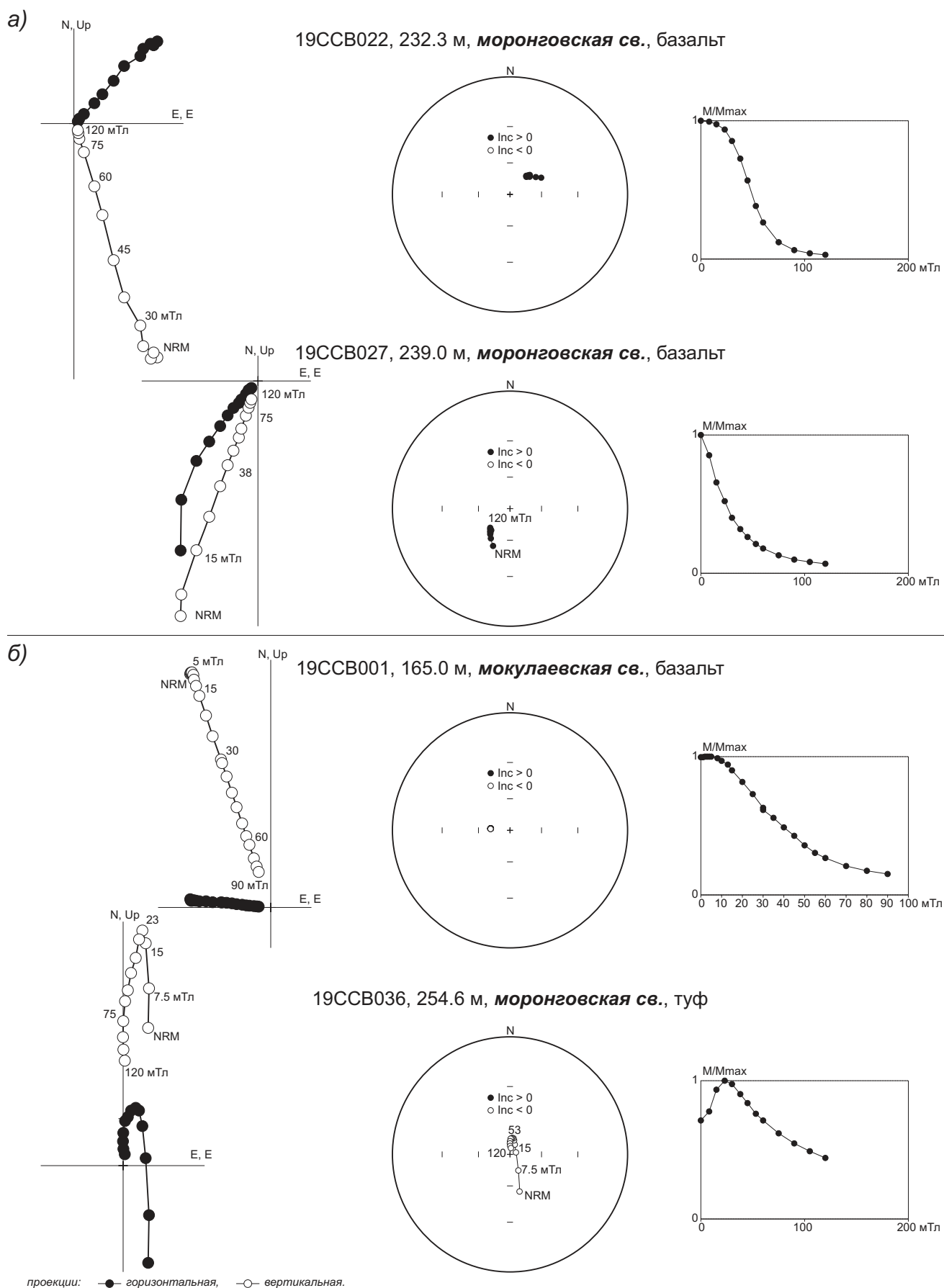


Рисунок 3.6 – Результаты чистки переменным магнитным полем образцов базальтов и туфов разреза скважины **ССВ-19**:

- а) образцы с положительным наклонением высококоэрцитивной намагниченности;
 б) то же с отрицательным наклонением

чистки. Наиболее заметно его влияние на суммарное направление и величину намагниченности в образцах, где основной компонент имеет отрицательное наклонение.

В скважине ССВ-15 почти вся *ивакинская* свита характеризуется обратной полярностью (рисунок 3.5 (а)). Исключение (рисунок 3.5 (б)) составляют три самых верхних тела свиты: горизонт туфов, поток плагиопорфировых базальтов средней мощности (8 м) и поверх него слой, представленный лавобрекчией с линзами (ксенолитами?) тех же плагиопорфировых базальтов. По всем признакам эти горизонты представляют завершающую стадию раннего этапа вулканизма, которому в разрезе соответствует ивакинская свита. Наклонение характеристической намагниченности в этих горизонтах, помимо прямой полярности, также характеризуется заметным понижением абсолютного значения до 35-45 градусов (вместо 65-75 ожидаемых), что типично для переходного этапа во время инверсии. Вышележащая часть разреза этой скважины имеет только прямую полярность (рисунок 3.5 (в)) вплоть до верхних горизонтов вскрытой части надеждинской свиты. Три верхних потока базальтов имеют отрицательное наклонение намагниченности (рисунок 3.5 (г)). В средней части потока, лежащего непосредственно под ними, один образец также показывает отрицательное наклонение, которое, по-видимому, является «ложным», и имеет происхождение, аналогичное такому же случаю в ивакинской свите ХС-59.

В разрезе скважины ССВ-19, на фоне преимущественно прямой полярности (рисунок 3.6 (а)), отрицательным наклонением остаточной намагниченности (рисунок 3.6 (б)) характеризуются два туфовых горизонта, имеющие значительные (для туфов) мощности – 15-17 м. Один из них завершает вскрытый разрез моронговской свиты и, по существующим представлениям, соответствует периоду спада вулканической активности, когда не происходит излияний лавы, а только выбросы пеплового материала. Другой находится в разрезе немного ниже, но тоже в «завершающей» части свиты, где относительное количество прослоев туфов возрастает, свидетельствуя об изменении режима вулканизма. Отрицательное наклонение также наблюдается во фрагментах керна из крайних верхней и нижней частей разреза. Поскольку они представлены только единичными образцами, нельзя с уверенностью сказать, действительно ли в этих интервалах присутствует обратная полярность намагниченности.

3.3. Анализ результатов и общие выводы по главе 3.

По результатам лабораторных палеомагнитных исследований образцов керна трех скважин Норильского района, оценивая общий характер поведения естественной остаточной намагниченности, можно утверждать следующее:

- В подавляющем большинстве образцов (исключение составляют 2 шт.) сохранилось направление древней остаточной намагниченности, проявляющееся в ходе магнитных чисток как наиболее стабильный и, в основном, характеристический компонент, разрушаемый в последнюю очередь.
- Многие образцы содержат наложенную, намагниченность, устойчивую до 300°C и выше к температурному воздействию, но легко разрушаемую переменным магнитным полем (до 10 мТл), что с большой долей уверенности говорит о её термовязкой природе.
- Вклад вторичного компонента может достигать до половины NRM, и может существенно искажать общее направление (вплоть до изменения знака наклона в образцах с *обратным* основным компонентом). Без применения магнитных чисток нельзя корректно определить «истинную» магнитную полярность таких образцов.
- Не выявлено принципиальных отличий в поведении намагниченности (кроме преимущественной полярности) между ивакинской свитой и всем остальным разрезом, существенно отличающимися по петрологии и геохимии [Горбачев, Некрасов, 2004]

Несмотря на значительные вариации петрологии базальтов в разрезе траппов Норильского района, остаточная намагниченность везде обнаруживает одни и те же закономерности своего поведения, а именно:

- Поведение намагниченности в общем случае зависит от того: а) какова общая мощность базальтового потока; б) если мощность потока составляет 15 м и более - из какой части (нижней, средней или верхней) потока взят образец.
- Образцы из средних и верхних участков базальтовых потоков большой мощности хуже сохраняют первичную палеомагнитную информацию и в меньшей степени подходят для решения магнитостратиграфических задач (в верхней части – в силу частичного перемагничивания вышележащими потоками, а в средней части таких потоков за счет уничтожения первичной информации в результате низкотемпературного окисления при медленном остывании).

По результатам проведенных исследований построены графики изменения наклона стабильного компонента намагниченности по глубине (рисунок 3.7) для трёх исследованных скважин. В поведении магнитного наклона по разрезу ХС-59 видны две особенности: во-первых, изменение *преимущественной* полярности с отрицательной на

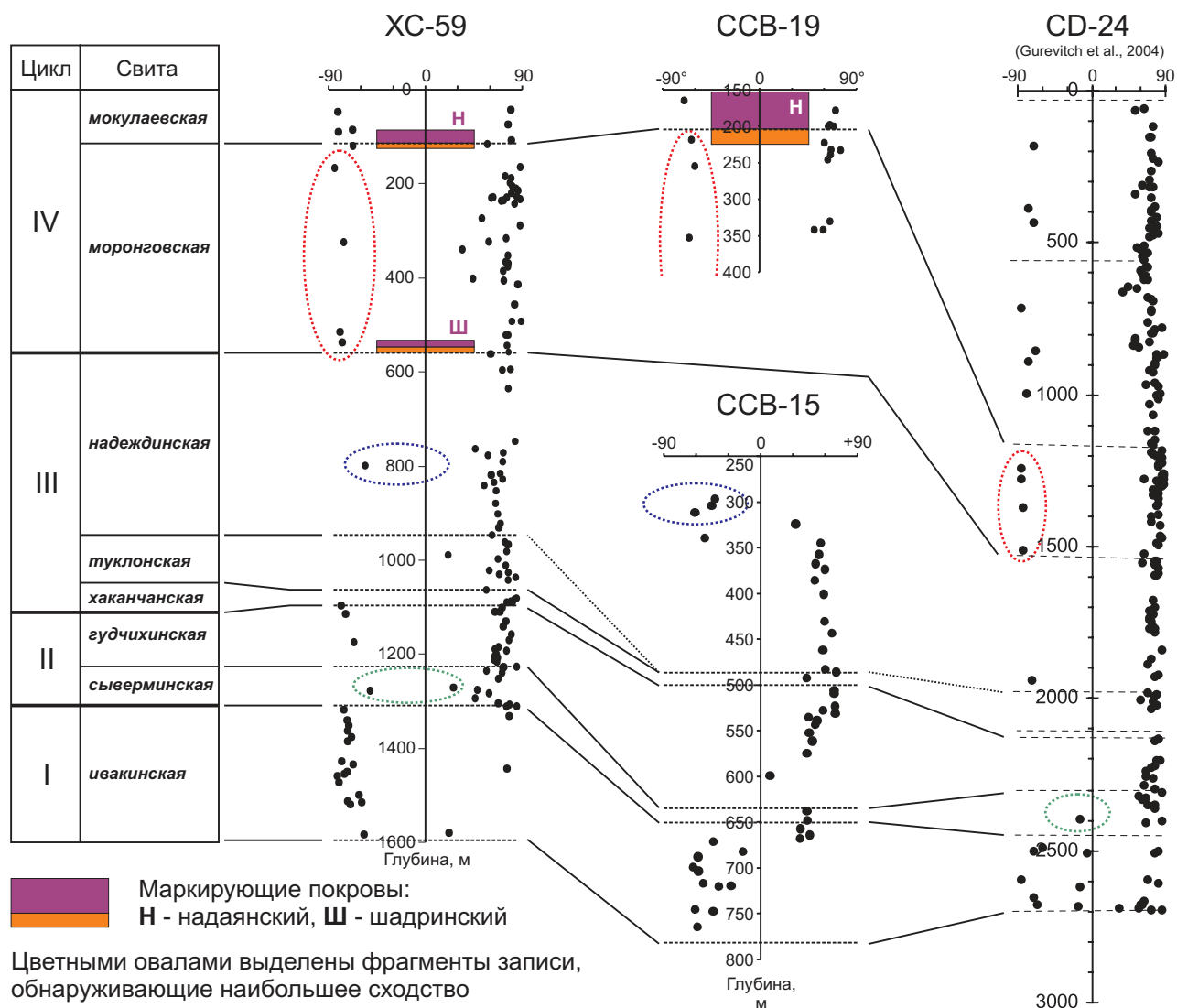


Рисунок 3.7 – Наклонение ChRM в скважинах XC-59, CCB-15, CCB-19 (наст. работа) и сравнение полученной палеомагнитной записи с результатами Е.Гуревича и К.Хойнемана по скважине CD-24 [Gurevitch et al., 2004]

положительную вблизи границы ивакинской и сыверминской свит, что, по всей видимости, является записью инверсии магнитного поля, как и было установлено предыдущими исследованиями [Гусев, 1970; Lind et al, 1994; Gurevitch et al., 2004; Heunemann et al., 2004]. Во-вторых, в разрезе выше ивакинской свиты наблюдается множество случаев «кратковременного» (фиксируемого для единичных тел – потоков либо туфовых горизонтов) изменения наклона на обратное, а также несколько случаев появления прямой полярности в ивакинской свите. Изменение магнитного наклона по разрезу ССВ-15 также обнаруживает изменение преимущественной полярности в верхней части ивакинской свиты. Также в этом интервале и немного выше, в сыверминской и гудчихинской свитах, наклон заметно занижен. Случаев резкого изменения наклона на противоположное нет. В то же время, изменение полярности на обратную в верхней части разреза этой скважины, по-видимому, следует считать достаточно надёжно установленным, поскольку обнаруживается в трех последовательных потоках базальтов. Разрез ССВ-19, дублирующий верхнюю часть моронговской свиты и переход к мокулаевской в ХС-59, содержит несколько (как минимум два) резких изменения полярности намагниченности. Общий «рисунки» этих «скачков» имеет некоторое сходство с ХС-59.

Обнаружение в разрезе большого числа узких субзон противоположной полярности внутри монополярных интервалов и прослеживание их по нескольким разрезам скважин является *принципиальным результатом*. Подобные случаи встречались практически во всех магнитостратиграфических исследованиях Норильских траппов, начиная с 1960-х годов и включая недавние [Gurevitch et al., 2004]. Но, как правило, считалось, что они не связаны с изменениями геомагнитного поля. Так в ранних работах Гусева подобные случаи «аномального» поведения магнитного наклона были отнесены на счет эффекта самообращения намагниченности, частично подтвержденного экспериментами [Гусев, 1962 (б)]. В одной из последних работ Е.Гуревича с соавторами [Gurevitch et al., 2004], где исследованы разрез как по обнажениям, так и по скважинам, в большом количестве фиксируются случаи «обратной» полярности в отдельных образцах, более всего в скважине CD-24. Проблема в том, что эти «аномалии» не обнаруживают корреляции между разрезами («These apparently reverse polarity samples cannot be correlated between boreholes or outcrop sections.» - стр. 221, раздел 5). Авторы предлагают объяснить их появление ошибками в ориентировке керна или присутствием в разрезе неиндефицированных интрузий.

С другой стороны, сравнение последовательности магнитозон в изученных нами скважинах с результатами по скважине CD-24, расположенной к востоку от изучаемого района [Gurevitch et al., 2004; Heunemann et al., 2004], показывает их хорошую сходимость

(см. рисунок 3.7). Участки «аномального» изменения полярности встречаются практически в одних и тех же интервалах. Особенно хорошее совпадение наблюдается для моронговской свиты, где фрагменты записи повторяются почти полностью.

Таким образом, анализируя поведение магнитного наклонения по разрезу, для трех исследованных скважин в целом, можно сформулировать следующие утверждения.

- Магнитная запись охватывает временной промежуток, начинающийся в период стабильного магнитного поля обратной полярности и заканчивающийся в период преимущественной нормальной полярности.
- Верхняя часть ивакинской свиты в изученном разрезе содержит намагниченность положительного наклонения. Это значит, что переходный период между двумя эпохами стабильной полярности начался еще во время (в конце) первой фазы вулканизма.
- Интервал разреза от начала сыверминской до середины гудчихинской свит характеризуется пониженным абсолютным значением наклонения, что может быть признаком «нестабильного» поведения магнитного поля Земли в переходный период.
- Возможно существование кратковременных эпизодов обратной полярности в интервале начиная со средней части надеждинской и до нижней части мокулаевской свит.

Для подтверждения, либо опровержения, последнего из перечисленных выводов необходимо ответить на вопрос о природе «аномальных» скачков магнитного наклонения в разрезе. Возможных причин их появления, в принципе, может быть три: а) самообращение *in situ*, в момент образования кристаллов ферримангнетика или через небольшой промежуток времени после того; б) химические изменения в породе, приведшие к замещению первичного ферримангнетика (и вместе с ним первичной намагниченности) вновь образовавшимся и зафиксировавшим направление магнитного поля в эпоху другой полярности; в) кратковременное изменение полярности магнитного поля Земли, совпавшее по времени с образованием конкретного лавового потока или горизонта туфов.

Третью причину следует принять как наиболее вероятную в том случае, если не будет выявлено признаков действия первых двух. Проверка этих вариантов требует специальных исследований физических свойств магнитной фракции, которые будут рассмотрены в следующей главе.

Глава 4. ПЕТРОМАГНИТНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТРАППОВ СЕВЕРО-ЗАПАДА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

4.1. Общая характеристика по объектам в целом

4.1.1. Интегральные магнитные параметры в разрезах скважин

Разделение пород трапповой формации по интегральным магнитным характеристикам, по шкале «сильномагнитные»—«слабомагнитные», является наиболее старым, «традиционным» способом их типизации. Но, как было сказано в методической главе, интегральные параметры зависят не только от концентрации ферромагнитного вещества, но и от вариаций его состава и структуры. Траппы отличаются значительным разнообразием пород, и в исследованных разрезах составы базальтов варьируют в широких пределах (см. рисунки 1.8 - 1.10), поэтому можно было бы ожидать отсутствия какого-либо заметного постоянства и состава магнитной фракции.

Несмотря на значительные вариации магнитной восприимчивости и величины естественной остаточной намагниченности, исследованные образцы на диаграмме k –NRM отчетливо распадаются на две группы (рисунок 4.1). В группу сильномагнитных (k : 250-15000 10^{-5} СИ; NRM: 100-400 мА/м) попадают все образцы из мокулаевской и моронговской свит обеих скважин и наиболее магнитные образцы из вулканитов остальной части разреза. Значения Q_n образцов этой группы варьируют от 1 до 28, что типично для изверженных пород с термоостаточной намагниченностью [Нагата, 1965] и лишь несколько образцов имеют $Q_n < 1$, это в основном породы ивакинской свиты. Магнитные характеристики пород второй группы существенно ниже (k : 30-200 10^{-5} СИ; NRM: 0.7-200 мА/м), Q_n для них, как правило, меньше 1, а для части образцов < 0.1 . В эту группу попадает часть туфов и базальтов ивакинской, гудчихинской туклонской и, в меньшей степени, хаканчанской свит (скважина ХС-59).

Изменение магнитных характеристик по разрезам показано на рисунке 4.2. Для сравнения приведены графики магнитного наклона. Видно, что для обеих скважин нет какой-либо закономерности распределения магнитных свойств по глубине. Те образцы, которые имеют пониженные значения NRM и k , взяты из специфических участков разреза. В основном это сильно измененные зоны закалки на границе двух потоков или туфа и базальта. То же самое относится и ко «второй» группе образцов на рисунке 4.1. То есть их отличающиеся от основного ансамбля свойства связаны со специфическими, локальными условиями формирования породы. Основная же масса образцов образует довольно равномерное облако

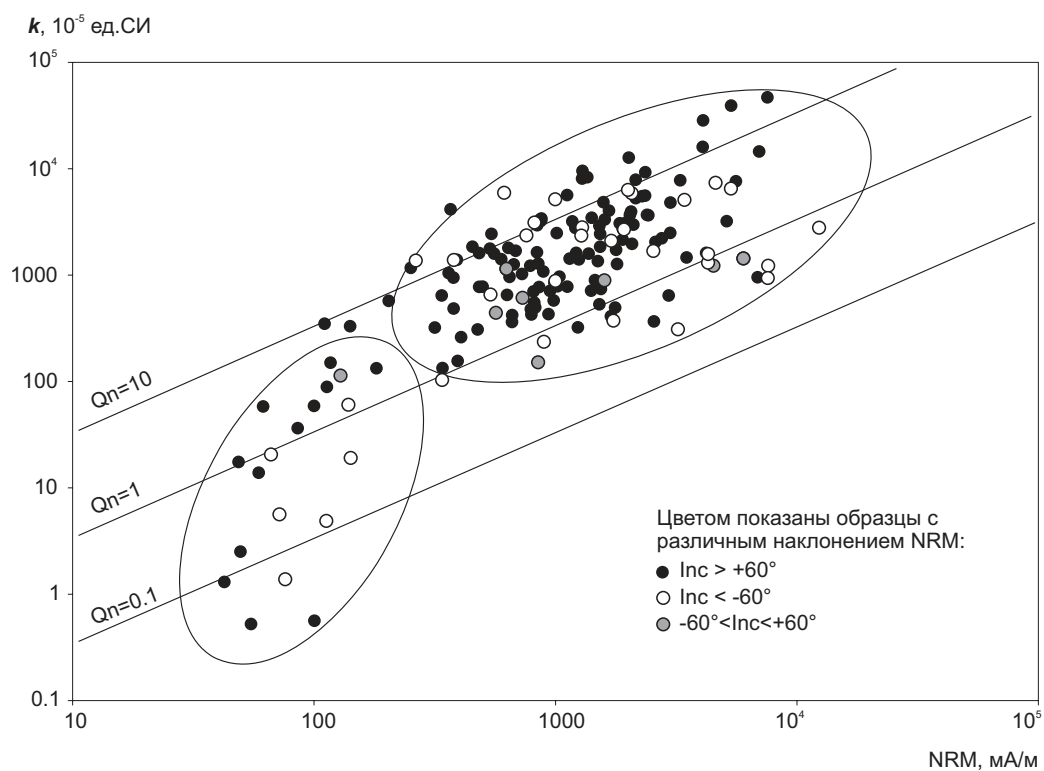


Рисунок 4.1 - Скалярные магнитные характеристики исследованных образцов базальтов и туфов на диаграмме «Магнитная восприимчивость (k) vs Естественная остаточная намагниченность (NRM)»

Овалами показаны две группы образцов - «сильномагнитные» и «слабомагнитные», наклонные линии обозначают величину фактора Кенигсбергера (Q_n)

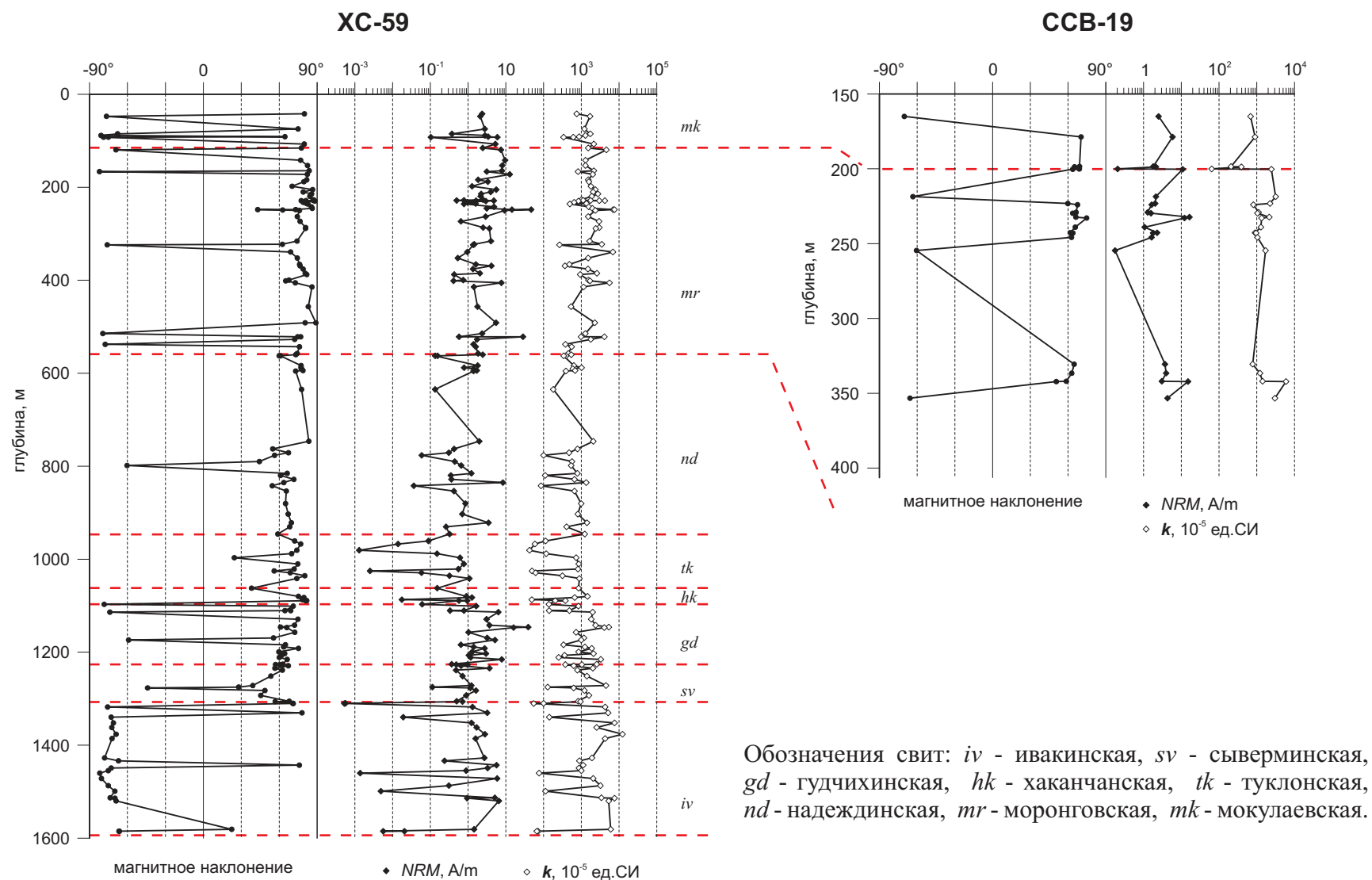


Рисунок 4.2 - Изменение по глубине величин естественной остаточной намагниченности (NRM) и магнитной восприимчивости (k) для скважин XC-59 и CCB-19 в сопоставлении с магнитным наклонением

рассеяния по интегральным магнитным параметрам, безо всякой видимой зависимости ни от стратиграфического положения в разрезе, ни от петрологической разновидности базальта. Нет возможности отличить даже туф от базальта по этим параметрам. Также неотличимы друг от друга в этом «облаке» разрезы двух скважин. Также не наблюдается корреляции между интегральными магнитными параметрами и наклоном характеристического компонента намагниченности, что хорошо видно и на рисунке 4.1 (показаны различным затемнением), и на рисунке 4.2. Дополнительно построены диаграммы (рисунок 4.3) *Магнитное наклонение vs NRM* и *vs k* , наглядно демонстрирующие отсутствие такой корреляции. Этот факт косвенно свидетельствует о малом влиянии вторичного минералообразования на *направление* естественной остаточной намагниченности. В то же время, можно было бы ожидать, что в группе образцов с характеристическим направлением обратной полярности, будет значительная доля с пониженным значением общей NRM, образованной из почти противоположных по направлению компонентов намагниченности. Этого, как видно на рисунке 4.3 (а), не наблюдается, хотя относительное количество слабомagnetных образцов в этом «облаке» больше, нежели среди прямонамагниченных образцов. По магнитной восприимчивости (см. рисунок 4.3) «обратные» образцы образуют более кучное распределение.

Таким образом, из вышесказанного можно заключить, что в исследованных образцах разрезов скважин ХС-59 и ССВ-19 интегральные характеристики, даже в том случае, когда они несут информацию о *концентрации* ферромагнитного вещества, сами по себе не могут выступать в роли критериев принадлежности породы ни к какому-либо стратиграфическому уровню, ни к генетическому типу. Значительные вариации этих параметров (2 порядка и более) обусловлены, по-видимому, локальными условиями формирования породы и (или) последующими химическими изменениями в ней.

4.1.2. Размер зерен и доменное состояние ферромагнитной фракции

По соотношениям B_{cr}/B_c и J_{rs}/J_s на диаграмме Дзя-Данлопа [Day et al., 1977; Dunlop, 2002] большинство образцов скважины ХС-59 попадает в область псевдооднодоменного (PSD) состояния (рисунок 4.4). Конкретно по J_{rs}/J_s - все образцы относятся к PSD, за исключением двух, имеющих аномально высокие значения этого отношения, что связано, видимо, с нетипичным составом магнитных зерен. По параметру B_{cr}/B_c наблюдается несколько иная картина: значительная доля образцов концентрируется вблизи перехода от однодоменного (SD) к PSD состоянию, и есть небольшая группа мультидоменных (MD) образцов, резко отпадающая от основной массы. Среди образцов, характеризующихся многодоменным состоянием, в основном представлены базальты моронговской свиты. В однодоменную область попадают единичные образцы из всех стратиграфических подразделений. В основном облаке, в области

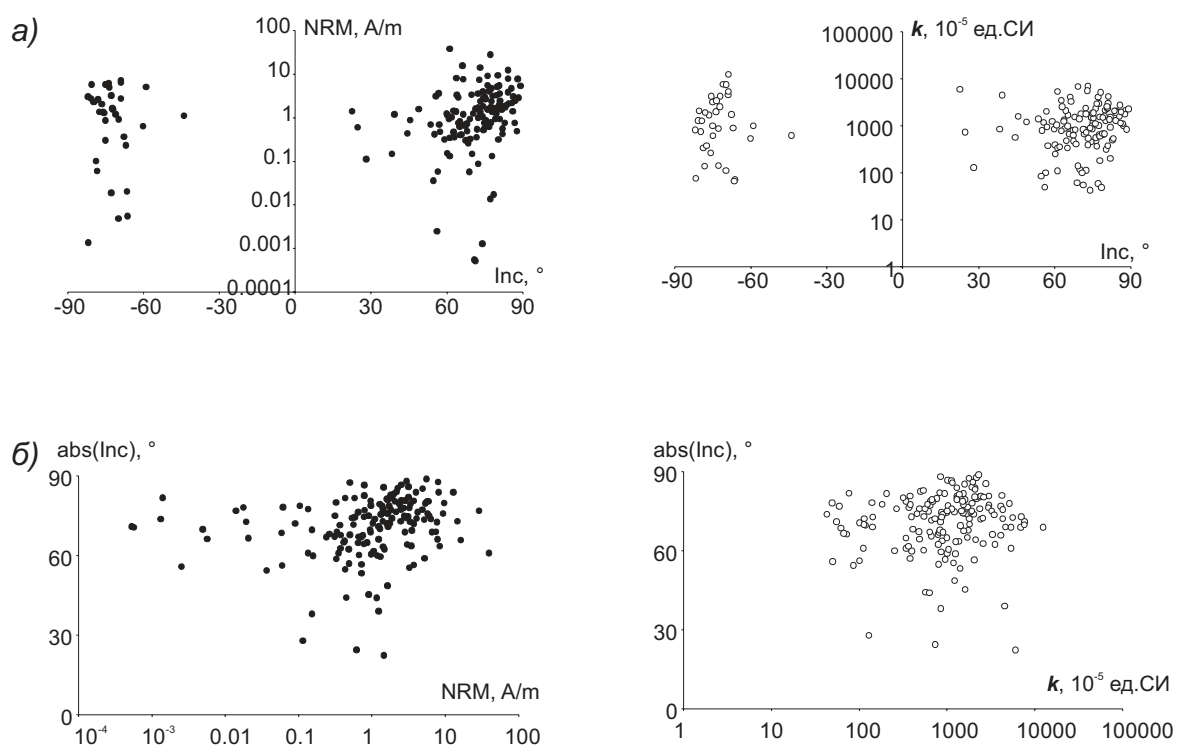


Рисунок 4.3 - Графики, иллюстрирующие отсутствие корреляции NRM и k с наклонением (а) и абсолютной величиной наклонения (б) ChRM в образцах скважины ХС-59

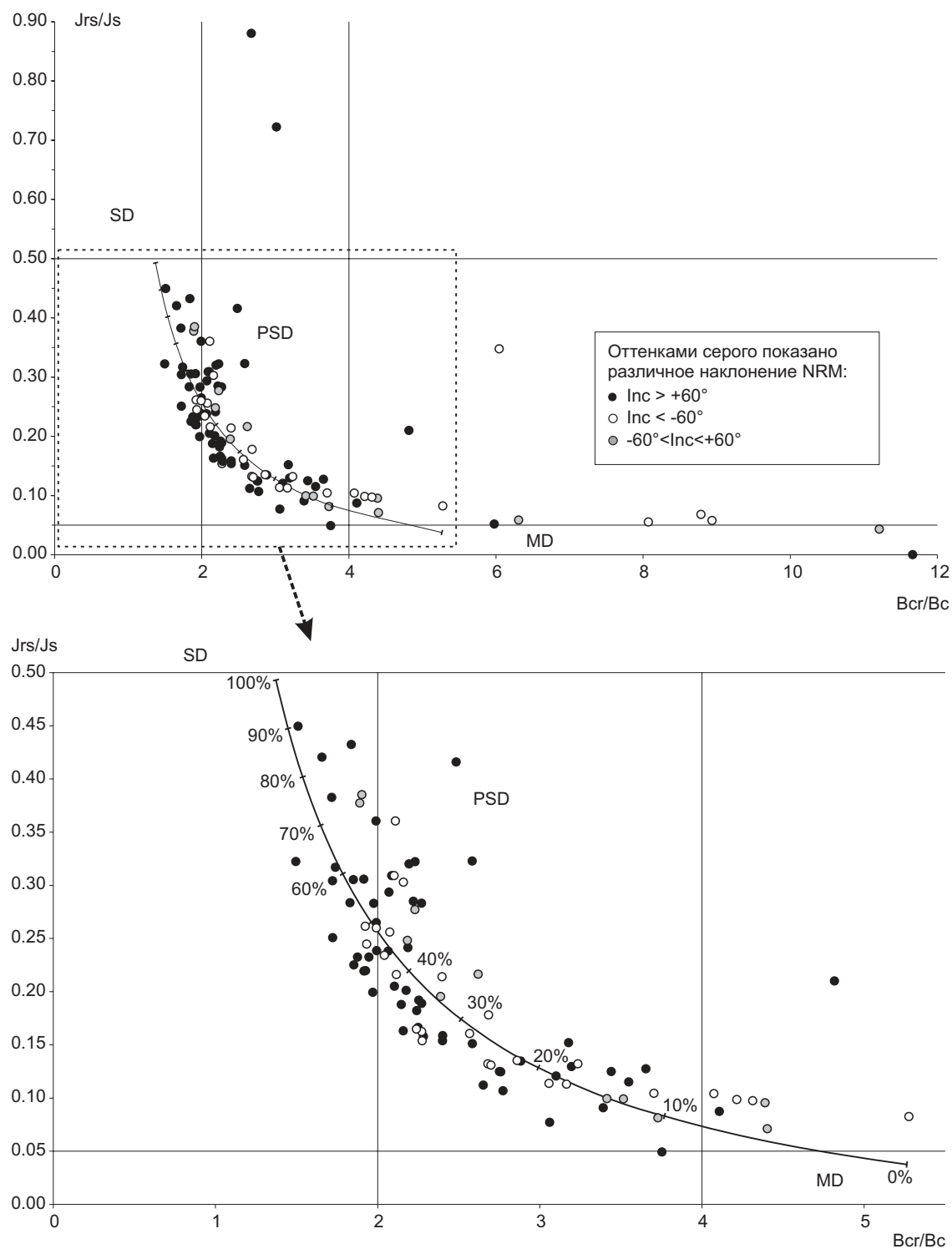


Рисунок 4.4 - Диаграмма Дзя-Данлопа (Bcr/Bc vs Jrs/Js) для образцов скважины XC-59

Области: SD - однодоменных частиц, PSD - псевдооднодоменных, MD - многодоменных.

Кривая на диаграмме - значения для титаномагнетита, в зависимости от соотношения содержаний одно- и многодоменных зерен

PSD, также образцы из всех стратиграфических подразделений присутствуют «равномерно». Почти все образцы достаточно близко лежат к расчетной линии для чистого титаномагнетита: облако имеет незначительное рассеяние за исключением примерно десятка образцов. Это говорит о том, что составы магнитных зерен в целом не слишком отличаются от составов титаномагнетитового ряда.

Образцы из скважины ССВ-19 (рисунок 4.5) принимают значения 1.6-3.7 по V_{cr}/V_c и 0.09-0.42 по J_{rs}/J_s , что соответствует областям SD и PSD. Мультидоменные зерна в этих образцах не встречены. В целом, картина распределения на диаграмме очень похожа на XC-59, с тем исключением, что нет резко «отскакивающих» образцов. И также они все лежат близко к расчетной кривой. Можно сказать, что образцы из скважин XC-59 и ССВ-19 не проявляют заметных различий между собой.

Магнитная фракция оз. Дюпкун (рисунок 4.6) характеризуется значениями 1.8-11.7 по V_{cr}/V_c и 0.05-0.3 по J_{rs}/J_s . Лишь несколько образцов попадают в область SD по V_{cr}/V_c . При этом в областях псевдооднодоменных и многодоменных состояний находится практически равное количество образцов. Этим разрез оз. Дюпкун отличается от разрезов по скважинам. Также видно, что MD «группа» лежит заметно выше расчетной линии по параметру J_{rs}/J_s . Можно предполагать, что магнитные зерна в этих образцах отличаются по составу от группы SD-PSD.

Анализ коэрцитивных спектров (КС) образцов базальтов скважины XC-59 (рисунок 4.7) свидетельствует о присутствии многодоменных частиц в большей степени, нежели это предполагалось на основании анализа диаграмм Дзя-Данлопа. Характерным признаком «магнитомягкой» составляющей, обычно связываемой с относительно высокой долей многодоменных частиц в образце, является несовпадение восходящей и нисходящей ветвей спектра (рисунок 4.7 (в-д)), наблюдаемое для большинства исследованных образцов. Образцы с чистой однодоменной фракцией (рисунок 4.7 (а)) и относительно высокой коэрцитивностью (максимум в окрестности 100 мТл или более) встречаются крайне редко. Основная масса исследованных базальтов по вариациям КС на «качественном уровне» (т.е. по характерному «виду» графика, безотносительно принимаемых абсолютных значений) укладывается в диапазон от (в) до (д), изображенных на рисунке 4.7 примеров. При этом положение максимума восходящей ветви спектральной характеристики может варьировать в диапазоне от 20-30 мТл до 60-80 мТл. Изредка встречаются аномально «широкие» спектры (рисунок 4.7 (е)), по виду похожие на пересечение двух спектральных «мод», связанных с двумя различными по коэрцитивной силе ферромагнитными фракциями. У таких образцов наблюдается «двугорбая» нисходящая ветвь КС, при этом восходящая ветвь также становится значительно шире, что указывает на значительное разнообразие размеров магнитных зерен в общем ансамбле.

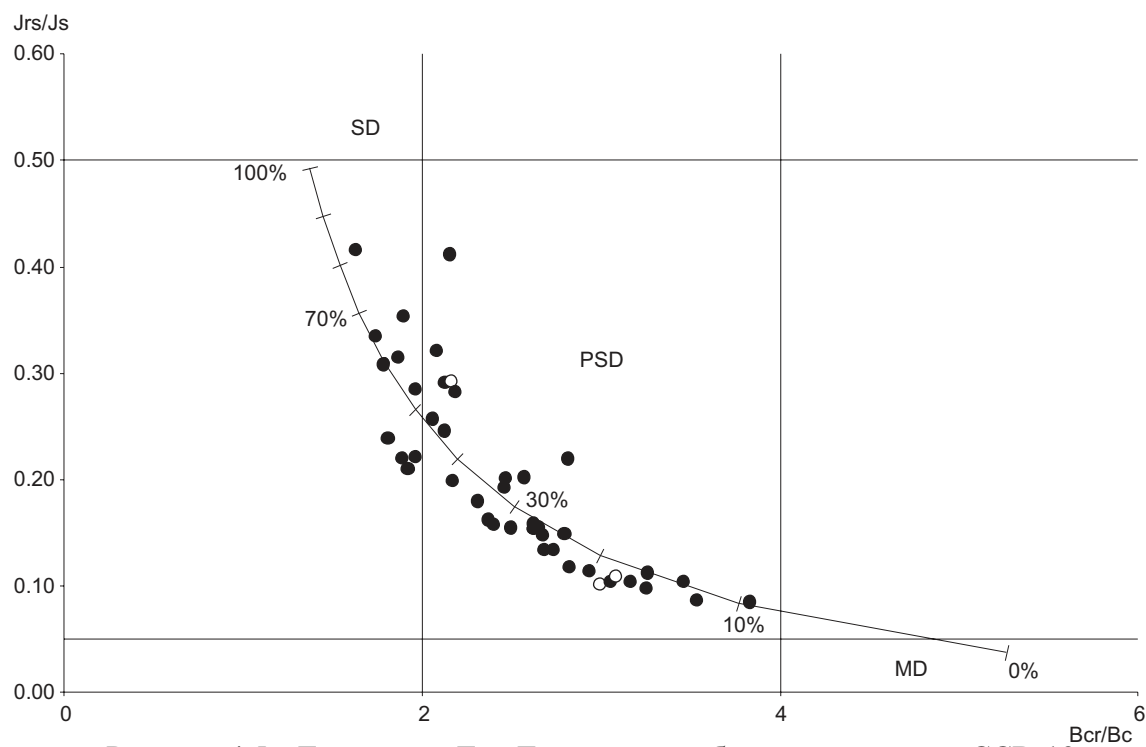


Рисунок 4.5 - Диаграмма Дзя-Данлопа для образцов скважины ССВ-19
(условные обозначения см. на рисунке 4.4)

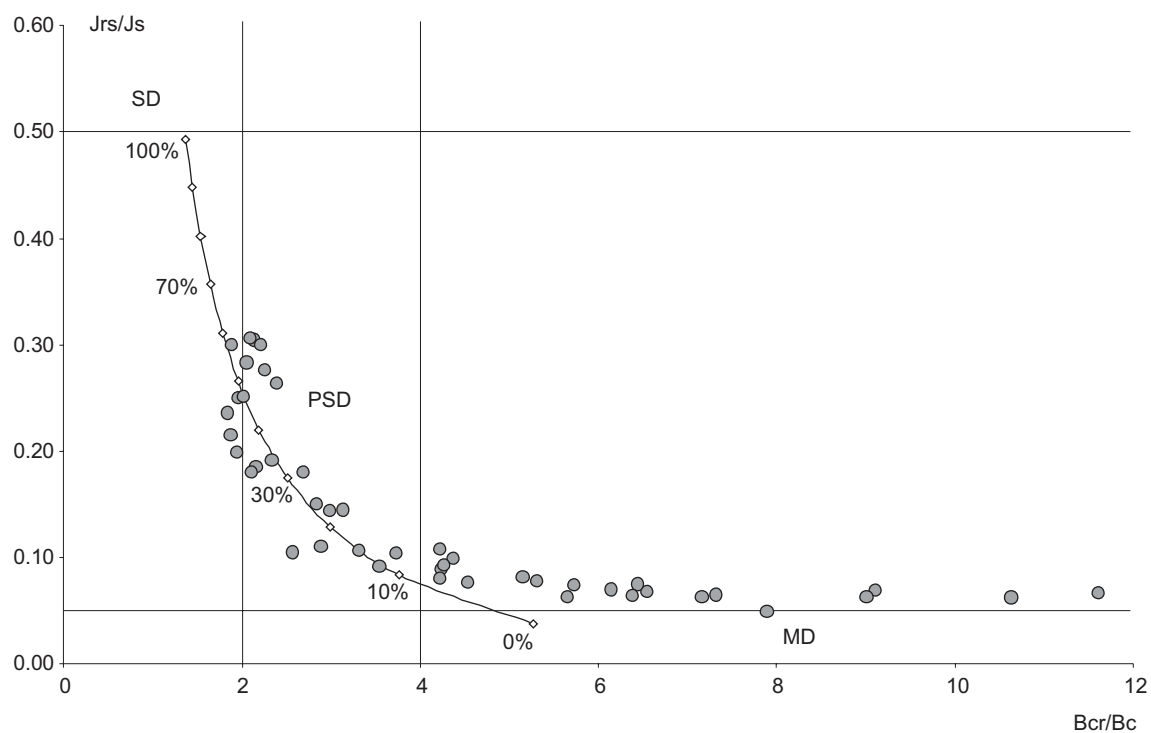


Рисунок 4.6 - Диаграмма Дзя-Данлопа для образцов разреза Дюпкун
(условные обозначения см. на рисунке 4.4)

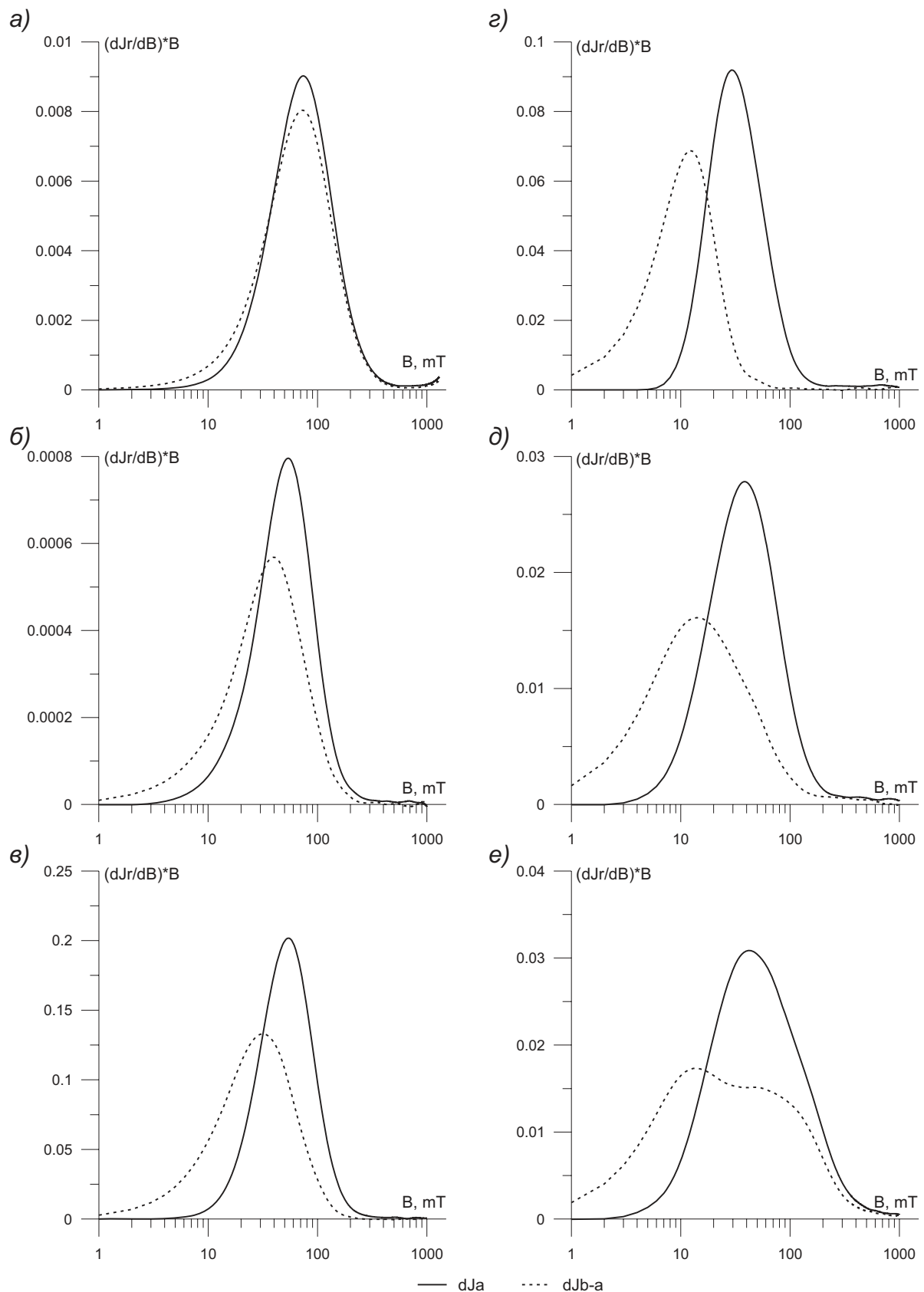


Рисунок 4.7 – Сравнение различных типов коэрцитивных спектров базальтов скважины ХС-59

а - только однодоменная фракция: полное совпадение восходящей и нисходящей ветвей спектра и максимум вблизи 100 мТ, *б* - преимущественно однодоменные зерна, *в* - существенное присутствие многодоменных зерен: ветви спектра заметно не совпадают, *г*, *д* - многодоменная фракция доминирует и спектр в целом становится шире, *е* - в спектре явно присутствуют две моды: “жесткая” и “мягкая”, хорошо видные на нисходящей ветви спектра

Для туфов скважины ХС-59 по виду КС характерно, в целом, меньшее влияние MD-фракции, чем для базальтов (рисунок 4.8). При этом в половине из них присутствует высококоэрцитивная вторая мода в области полей более 500 мТл, связанная, по всей вероятности, с гематитом. Максимум основного пика в таком случае, как правило, отвечает однодоменной области, а сближенность восходящей и нисходящей ветвей указывает на узкий диапазон размеров зерен в общем ансамбле. Другая половина туфов по характерному виду КС мало отличаются от большей части базальтов. Наиболее часто встречаемый тип - примеры на рисунке 4.8 (г, д) - один и тот же и в туфах, и в базальтах. Единичный случай чисто однодоменной и при этом низкокоэрцитивной магнитной фракции встретился в образце алевропсаммитового туфа в основании хаканчанской свиты. Для него также характерно повышенное значение фактора FD.

Скважина ССВ-19 по коэрцитивным спектрам образцов как базальтов, так и туфов (рисунок 4.9) принципиально не отличается от ХС-59. Особенность состоит в том, что бо́льшая доля образцов тяготеет по виду спектра к однодоменному и магнитожесткому типу. Присутствие второй «высококоэрцитивной» моды встречается крайне редко, и, главным образом, не в туфах. Также практически отсутствуют образцы с «двугорбым» спектром, подобным показанному на рисунке 4.7 (е). В целом можно сказать, что для этой коллекции наблюдается меньший разброс размеров магнитных зерен, и большая часть образцов грубо описывается соотношением одно- и мультидоменных частиц 1/1. Такая картина вполне согласуется с наблюдаемой на диаграмме Дзя-Данлопа. И в этом плане скважина ССВ-19 отличается от ХС-59, где, как говорилось, по КС магнитомягкой фракции явно больше, чем по соотношениям B_{cr}/B_c и J_{rs}/J_s .

Содержание суперпарамагнитных частиц, определенное по параметру FD, в базальтах обеих скважин ХС-59 и ССВ-19 незначительно: у 95% измеренных образцов значение FD-фактора не превышает 3%, т.е. SP зерна не оказывают существенного влияния на магнитные свойства. Более-менее значимое присутствие SP-частиц наблюдается в туфах (FD в диапазоне 4-8%), но не во всех. Несколько единичных случаев аномально высокого FD (до 12-16%), явно свидетельствующего об очень быстром остывании (подобно туфам широко известного Каньона Тива со значениями FD до 24 % [Worm, Jackson, 1999]), выявлены в породах, определенных как «туфобрекчия», непосредственно вблизи границы туф-базальт.

Заметно отличается по коэрцитивным спектрам от исследованных скважин разрез оз. Дюпкун (рисунок 4.10). Главным образом, различие наблюдается для базальтов. Туфы по коэрцитивным параметрам, в целом, ведут себя также, как в других разрезах, что, в общем-то, вполне ожидаемо. «Двугорбые» спектры, редко встречаемые в скважинах, здесь, в разрезе оз. Дюпкун, типичны для почти половины образцов базальтов – имеется в виду совместное

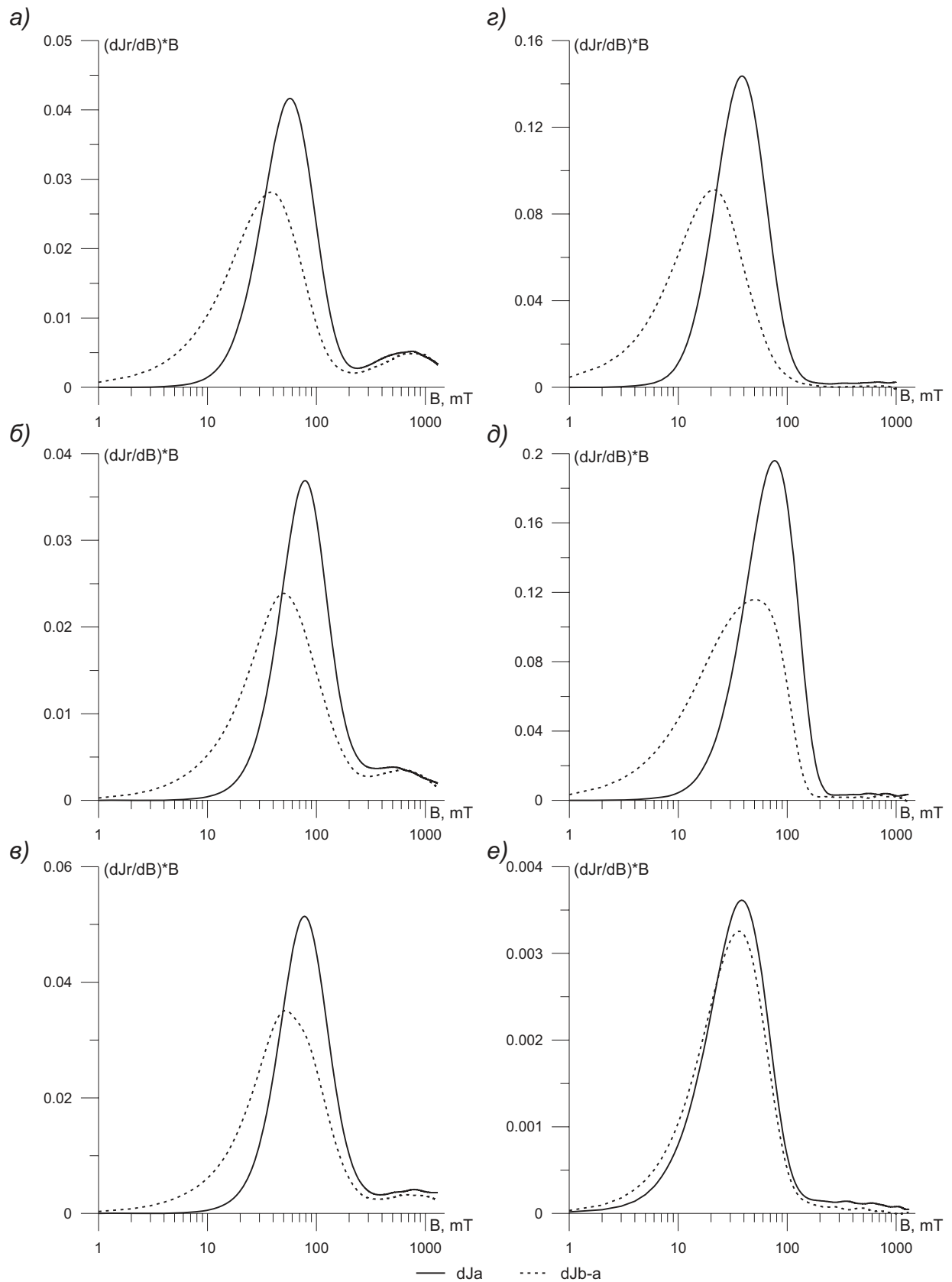


Рисунок 4.8 - Козрцитивные спектры туфов скважины ХС-59

a-в - примеры различной степени проявления второй моды спектра в области полей 500 мТ и более, предположительно отвечающей гематиту; *г-е* - примеры спектров туфов без высококоэрцитивной моды: *г* - "магнитомягкий" образец, не отличающийся по спектру от "среднего" базальта, *д* - то же, но общая коэрцитивность выше (максимум при значениях поля около 100 мТ), *е* - редкий случай присутствия в образце только мягкой магнитной фракции в узком диапазоне размеров зерен - максимум в окрестности 30-40 мТ, но восходящая и нисходящая ветви совпадают (сравн. с рис. 4.7(а)).

Условные обозначения см на рисунке 4.7

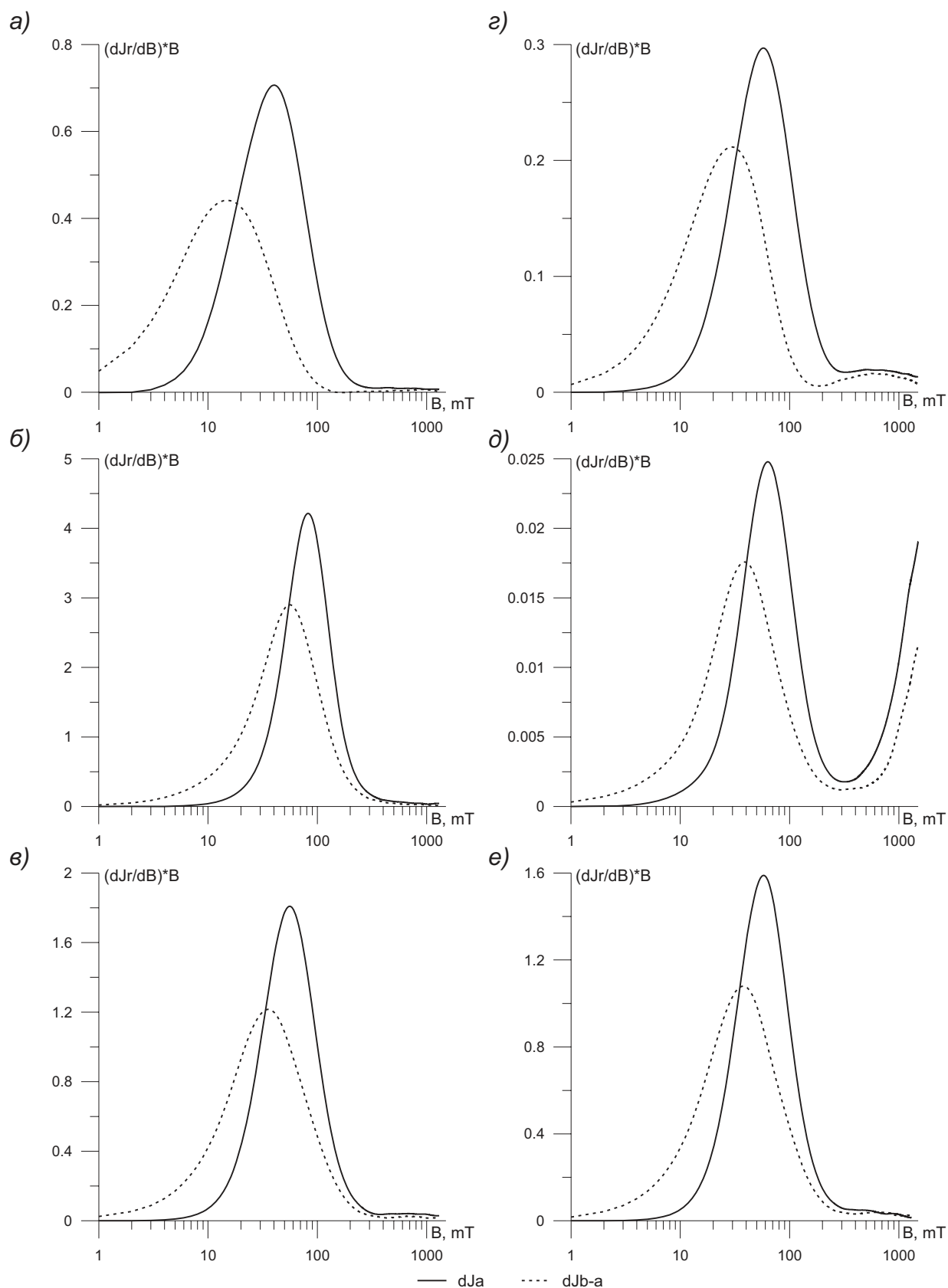


Рисунок 4.9 - Коэрцитивные спектры базальтов и туфов скважины ССВ-19

a-b - примеры «одномодовых» спектров, *г-е* - примеры спектров, содержащих вторую моду в области высоких полей; *a, г* - образцы базальтов со значительным количеством «мягкой» магнитной фракции, *б, д* - образцы лавы, содержащие преимущественно однодоменные магнитные зерна, в случае (*д*) вторая мода соответствует экстремально «жесткой» магнитной фракции (спектральная функция не выходит на максимум при достижимых в лаборатории величинах поля); *в, е* - образцы туфов. Условные обозначения см. на рисунке 4.7

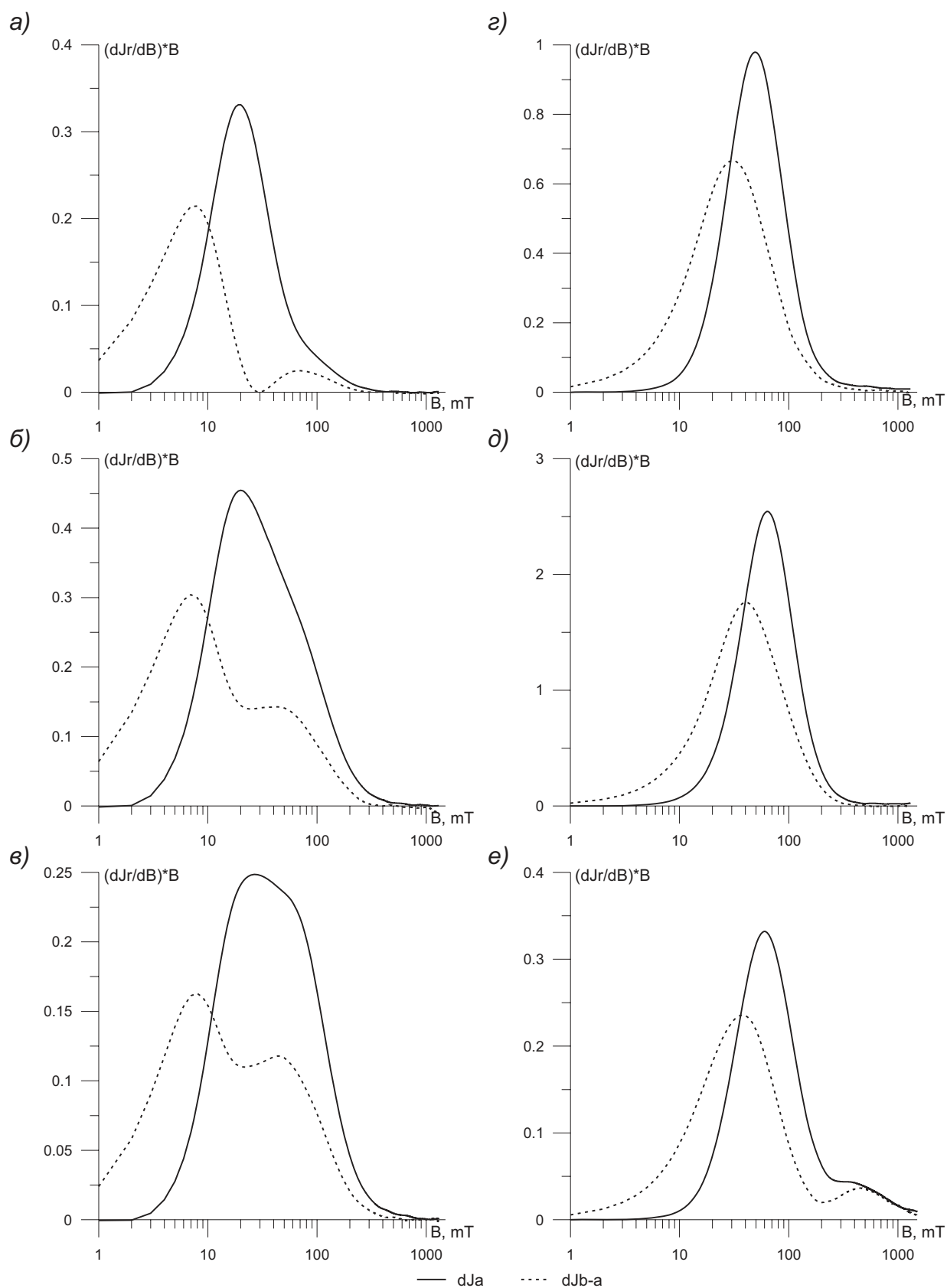


Рисунок 4.10 - Особенности коэрцитивных спектров образцов разреза оз. Дюпкун

а-в - примеры сосуществования в базальтах двух спектральных мод, в различной степени конкурирующих между собой; *г-е* - спектры образцов из туфовых горизонтов: *г* - туф на границе аянской и юрянской свит (абс. отметка 426,0 м), *д* - пизолитовый туф в средней части верхней подсвиты аянской свиты (абс. отметка 239,0 м), *е* - спёкшийся туф в нижней части верхней подсвиты аянской свиты (абс. отметка 173,0 м). Условные обозначения см на рисунке 4.7

присутствие двух мод в диапазоне до ~ 100 мТл, наличие, либо отсутствие высококоэрцитивной моды в более высоких полях к данному случаю не относится. Степень конкуренции двух мод может быть различна. «Однодоменная» жесткая мода, с пиком в районе 100 мТл, может быть едва заметна на фоне преобладающей магнитомягкой фракции, и проявляется только на нисходящей ветви спектра (рисунок 4.10 (а)). В случае, когда две моды становятся сравнимы по величине, восходящая ветвь также испытывает соответствующий подъем в области второго пика (рисунок 4.10 (б, в)), и спектр в целом становится шире. «Расширение» восходящей ветви спектра может свидетельствовать не только о чрезвычайном разнообразии размеров магнитных зерен, но и о различных по коэрцитивной силе магнитных минералах, в сопоставимых количествах присутствующих в породе. Это следует из того, что восходящая ветвь КС (т.е. собственно рост остаточной намагниченности по мере увеличения намагничивающего поля) прежде всего, «чувствительна» к наиболее магнитожестким, однодоменным зернам (т.е. устойчиво сохраняющим намагниченное состояние). Таким образом, двуступенчатый рост J_r может быть связан с наличием двух явно «жестких» фракций, и это должны быть в обоих случаях однодоменные или близкие к однодоменным зерна, но намагничивающиеся (перемагничивающиеся) при различных величинах магнитного поля. Подобный факт трудно объяснить чем либо, кроме различия составов этих двух магнитных фракций.

Коэрцитивные спектры туфов разреза оз. Дюпкун, как уже говорилось, имеют тот же вид и особенности, что и для скважин, с тем лишь отличием, что большая часть из них скорее принадлежат к простому, преимущественно однодоменному типу: основной пик на восходящей ветви расположен в интервале 70–100 мТл, расхождение ветвей незначительно, магнитомягкая фракция существенного влияния не оказывает (рисунок 4.10 (г, д)). Фракция с повышенной коэрцитивной силой (подъем спектральной функции в полях существенно больших 100 мТл) встречается в единичных случаях (рисунок 4.10 (е)).

Таким образом, подытоживая этот параграф раздела, можно сказать, что:

1) Гистерезисные характеристики образцов во всех исследованных разрезах являются нормальными, ожидаемыми для вулканических пород базальтового состава [Dunlop, Ozdemir, 1997; Dunlop, 2002]. Доменное состояние большинства из них является суперпозицией SD и MD состояний, случаи присутствия только SD или MD фракций в «чистом виде» встречаются редко;

2) Базальты разреза оз. Дюпкун отличаются, во-первых, повышенным содержанием MD-зерен магнитной фракции в целом, и, во-вторых, вероятным присутствием двух ферромагнитных фаз различного состава, что проявляется в виде «расщепления» коэрцитивных спектров и смещения точек на диаграмме B_{cr}/B_c vs J_r/J_s от расчетной кривой в области MD;

3) Туфы характеризуются однотипными наборами гистерезисных параметров, не показывая существенных отличий между тремя исследованными объектами.

4.1.3. Состав магнитной фракции по результатам термомагнитного анализа

Часть образцов базальтов и туфов скважины ХС-59 и разреза оз. Дюпкун были подвергнуты термомагнитному анализу на весах Кюри со снятием дифференциальных кривых намагниченности насыщения от температуры (ДТМА). На основе полученных данных определены точки Кюри магнитных минералов, присутствующих в образцах. Результаты приведены в таблице 4.1 для ХС-59 (совместно с деблокирующими температурами) и в таблице 4.2 для оз. Дюпкун. По точкам Кюри, а также по качественному виду кривых первого и второго нагревов определен состав магнитной фракции. На рисунках 4.11 и 4.12 приведены типичные картины поведения $J_i(T)$ и её производной для различного состава ферромагнетиков.

Таблица 4.1 – Точки Кюри и деблокирующие температуры исследованных образцов скважины ХС-59

свита	глубина, м	T _c , °C			T _{db} , °C		Магнитный минерал по виду кривых ДТМА
базальты							
mk	85.0	590	510		520		титаномагнетит + магнетит?
mk	92.2	640	440				ильм.-гем. + маггемит
mr	119.4	630	570	450			магнетит + маггем. + ильм.-гем.
mr	172.1	590					магнетит?
mr	219.3	470					ти-магн. + ти-маггемит?
mr	226.7	495			560		титаномаггемит?
mr	228.4	560	470	350	540	590	магн. + ти-магн. + ти-маггемит?
mr	288.5	560	510		470	530	титаномагнетит + магнетит?
nd	921.5	640	580	440	570		магн. + ильм.-гем. + ти-магнетит
tk	1035.5	640	570	440			магн. + ильм.-гем. + ти-магнетит
hk	1079.9	580	530				магнетит + ти-магнетит
gd	1129.0	620	570		585		магнетит + ильм.-гем.
sv	1276.8	630	580	450			магн.+ ильм.-гем. + ти-маггемит?
iv	1585.0	~600					не диагностируется
туфы							
mr	115.5	630	560				ильм.-гем. + магнетит
mr	228.8	600	530		570		магнетит? + титаномагнетит
mr	229.6	610			600		ильм.-гем.
mr	248.0	600	420?	~300			ильм.-гем. + ти-маггем.?
mr	323.8	675	630		620		ильм.-гем. + гематит
mr	365.8	640			630		ильменито-гематит
mr	369.0	630			600		ильменито-гематит
mr	405.5	630	440	260			ильм.-гем. + титаномагнетит?
mr	414.3	600			560	500	магнетит?
mr	521.6	600			640	450	ильменито-гематит?
nd	595.3	670	620	440?			гем. + ильм.-гем. + ти-маггемит?

Примечание: T_c - температуры Кюри в градусах Цельсия, определенные по кривым ДТМА 1-го нагрева;

T_{db} - деблокирующие температуры (в градусах Цельсия), определенные по результатам температурной магнитной чистки; Магнитный минерал определен по совокупности графиков 1-го и 2-го нагревов.

Обозначения свит даны в таблице 1.1

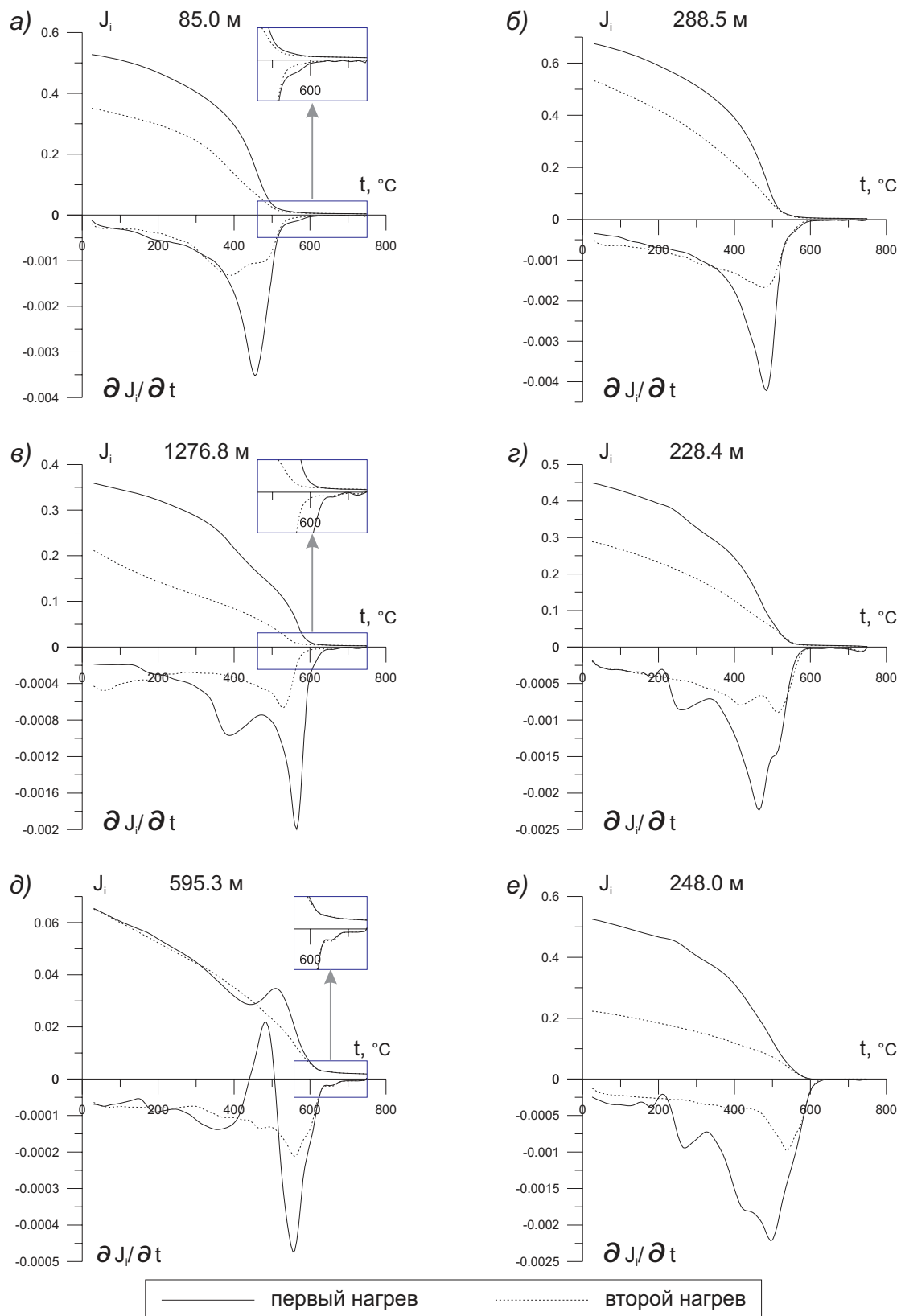


Рисунок 4.11 - Результаты дифференциального термоманнитного анализа (DTMA) базальтов (а-г) и туфов (д, е) скважины ХС-59 (пояснения в тексте)

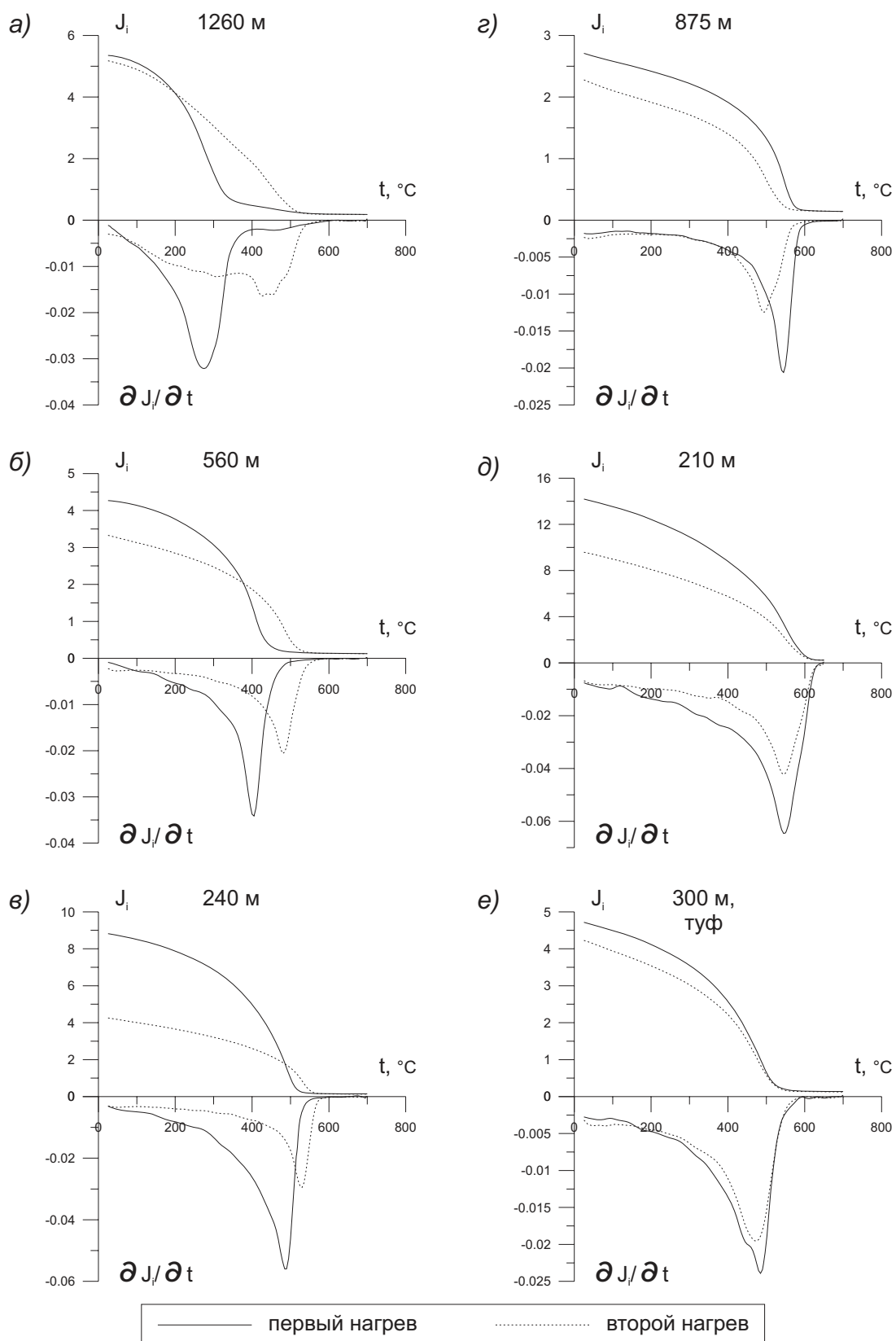


Рисунок 4.12 - Примеры различного поведения образцов разреза оз. Дюпкун в процессе ДТМА (пояснения в тексте)

Видно, что помимо основных магнитных минералов (магнетита и титаномagnetитов различных составов), и в базальтах, и в туфах часто встречаются титаномagnetиты, маггемит и минералы ильменито-гематитового ряда. Последние, надо сказать, никак не проявляют себя в процессе температурной чистки базальтов, что хорошо видно на приведенных в Табл. 4.1 примерах сопоставления точек Кюри и деблокирующих температур. Получается, что ильменито-гематиты как будто бы не несут остаточной намагниченности в данном случае. В тоже время для туфов это не так - деблокирующие температуры в промежутке между магнетитом и гематитом встречаются достаточно часто. Вообще, как показали эти исследования, картины составов магнитной фракции по результатам ДТМА и температурной чистки в отдельных случаях могут заметно отличаться. Одно из очевидных объяснений этого - необратимые превращения отдельных магнитных минералов в ходе нагрева: маггемит переходит в гематит, из титаномagnetита выделяется магнетитовая фаза и т.д., что наблюдается в большинстве образцов как «необратимость» температурных кривых (рисунок 4.11). Вновь образованные на промежуточных шагах температурной чистки магнитные фазы в условиях, близких к магнитному «вакууму», приобретают намагниченность только от соседних магнитных зерен, соответственно, фиксируя несомое ими направление. В результате, на следующих шагах чистки видно разрушение как первоначальной сохранившейся намагниченности, так и связанной уже со вновь образованными минералами. Учитывая то, что их точки Кюри и деблокирующие температуры, как правило, выше, чем у исходных, происходит кажущееся смещение деблокирующих температур вверх.

Таблица 4.2 – Точки Кюри образцов разреза оз. Дюпкун

свита	абс. отметка, м	Тс, °С			Магнитный минерал по виду кривых ДТМА
базальты					
nr	1260	360			ти-маггемит
nr	1095	510	420		ти-маггем. + ти-магн.
hn	909	440	260?		ти-маггем. + ти-магн.?
hn	875	~580			магнетит??? (Рис. 4.12. а.)
hn	710	460			ти-маггемит?
hn	660	580	460		ти-маггем + магн.
hn	560	450			ти-маггемит?
an	240	530			ти-маггем?
an	210	620			ильменито-гематит
an	140	510	440		ти-маггем. + ти-магн.
туфы					
an	300	570			магнетит?
an	239	630	590		ильм.-гем. + магн.
an	179	640	410		ильм.-гем. + ти-магн.
an	173	640	550	400?	ильм.-гем. + ти-магн. + маггемит?
an	171	640	550	410	ильм.-гем. + ти-магн. + ти-маггем?

Условные обозначения - в примечании к таблице 4.1; свиты: an - аянская, hn - хоннамакитская, nr - неракарская

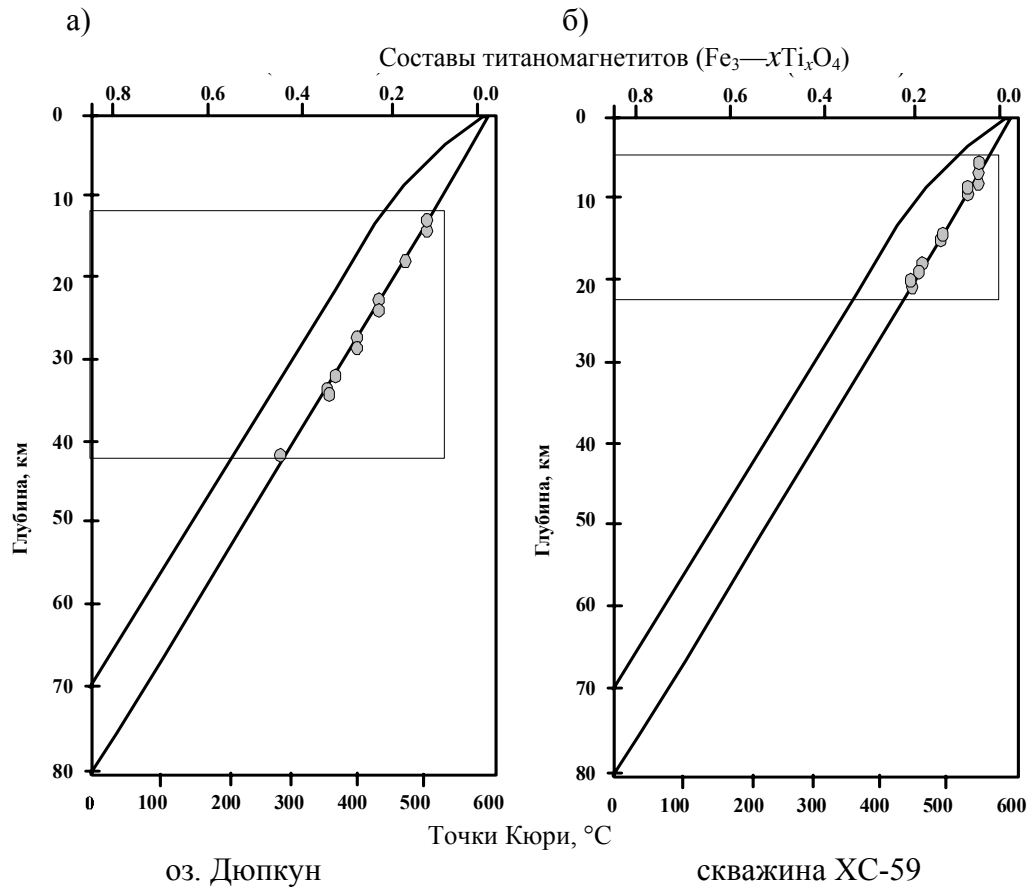


Рисунок 4.13 – Диаграмма зависимости состава титаномагнетитов (x , T_C) базальтов от глубины образования базальтовой магмы по [Печерский, Диденко, 1995] с нанесенными на неё точками Кюри для исследованных образцов: а - оз.Дюпкун, б - скважины ХС-59

Отличие составов магнитной фракции базальтов разреза оз.Дюпкун от ХС-59 состоит в том, что почти во всех образцах присутствуют титаноматемиты. На рисунке 4.12 (а–в) хорошо видно, что на графике $\partial J_i / \partial T$ второго нагрева исчезает среднетемпературный пик, присутствовавший на кривой первого нагрева, и в целом вторая кривая приобретает вид, близкий к чисто магнетитовому.

Как видно из таблиц 4.1 и 4.2, точки Кюри титаноматемитов и титаноматемитов в базальтах оз.Дюпкун, в целом, более низкие, чем в скважине ХС-59. Известно, что между составом первичных титаноматемитов базальтовой магмы и глубиной очага её образования существует близкая к линейной зависимость [Печерский, Диденко, 1995], которая была установлена по результатам экспериментов и на основе данных по природным объектам. Используя эту зависимость, вместе с определенным по точкам Кюри составом титаноматемитов (относительным содержанием титана), мы попытались оценить глубины образования магм для образцов разрезов оз. Дюпкун и скважины ХС-59 (рисунки 4.13 (а) и (б) соответственно). Глубины образования для разреза оз. Дюпкун изменяются в пределах 12-42 км, для скважины ХС-59, соответственно, 5-22 км. Получается, что базальты более высоких стратиграфических подразделений траппов (разрез оз. Дюпкун) сформировались из более глубинного расплава. Кроме того, в разрезе оз. Дюпкун наблюдается тренд состава титаноматемитов, и в особенности титаноматемитов: значения точек Кюри в целом уменьшаются снизу вверх по разрезу. В скважине ХС-59, такого четкого тренда не обнаружилось.

4.2. Исследование связи петромагнитных параметров пород с положением внутри различных вулканических тел

4.2.1. Типизация коэрцитивных спектров

Как было показано в параграфе 4.1.2, коэрцитивные спектры всех исследованных образцов имеют, в общем-то, ограниченный набор из нескольких, хорошо распознаваемых форм. Благодаря этому, на качественном уровне, т.е. по характерному виду кривых, их можно разделить на несколько типов. В качестве основных критериев будем использовать: а) относительное положение (по шкале величин магнитного поля) главного максимума восходящей ветви спектра, и б) степень расхождения пиков восходящей и нисходящей ветвей. Кроме того, поскольку некоторое количество образцов имеют в спектре дополнительный «подъем» в области экстремально высоких полей (> 200 мТл), имеет смысл также разделить их на несколько типов по характерному виду этого второго, высококоэрцитивного пика. Таким

образом, будем выделять *пять* основных типов по характерному виду главной части спектра, и *пять* типов по поведению высококоэрцитивной части:

по 1-му (главному) пику:

- 1) максимум восходящей ветви в окрестности 100 мТл или более, кривые 1 и 2 сближены (преимущественно жесткая SD-фракция);
- 2) пик в интервале от 20 до 60 мТл, кривые 1 и 2 сближены (относительно «мягкая» фракция при незначительном разбросе размеров зерен);
- 3) максимум при значениях поля 50 мТл или меньше, кривые 1 и 2 сильно расходятся, спектр «расползается» (преимущественное влияние MD-фракции);
- 4) то же, что и (3), но пик восходящей ветви смещён вверх, в область 50-100 мТл;
- 5) «аномальное» поведение спектра, не вписывающееся в предыдущие 4 варианта;

по 2-му (высококоэрцитивному) пику:

- 1) подъем спектральной функции в предельных значениях поля, без достижения максимума;
- 2) максимум выражен явно (виден спад функции в конечном поле), имеет сравнимую с основным спектром (но меньшую) величину и не пересекается с ним;
- 3) максимум выражен слабо, но также не пересекается с основным пиком;
- 4) присутствие явно, но вторая мода спектра имеет значительное перекрытие с основной модой;
- 5) особый случай, когда 2-ая мода по величине значительно перекрывает 1-ю.

Анализ по приведенным выше критериям всей коллекции показал, что типы спектров представлены весьма неравномерно: наибольшее количество образцов по главному пику попадает в 3-й и 4-й типы, в половину меньше образцов относится к 1-му типу, 2-й тип почти не встречается среди базальтов (таблица 4.3). В туфах, напротив, почти не представлен наиболее распространенный в базальтах 3-й тип, поскольку они отличаются более высокой коэрцитивностью. Также видно, что достаточно много образцов занимает промежуточные позиции, их с равными правами можно отнести к двум типам одновременно. Нет пересечения только между 1-м и 3-м типами (невозможно по определению, в силу выбора критериев). В таблице 4.3 также приведены мощности вулканических тел и относительные «глубины» образцов в них - расстояния от подошвы и кровли, поскольку именно от положения образца внутри потока, как показали палеомагнитные исследования, зависят многие свойства естественной остаточной намагниченности (см. главу 3, раздел 3.2).

Таблица 4.3 – Распределение образцов по типам коэрцитивных спектров в разрезе ХС-59.

свита	глубина образца	мощность тела	расст. от кровли	расст. до подошвы	min.. расст. от границ	тип по 1-му пику	тип по 2-му пику
1	2	3	4	5	6	7	8
базальты							
mk	42.0	3.3	1.8	1.5	1.5	3–4	3
mk	47.4	22.3	3.9	18.4	3.9	4	
mk	74.5	10.5	8.7	1.8	1.8	4	3
mk	85.0	11.3	8.7	2.6	2.6	3	
mk	88.5	3.4	0.9	2.5	0.9	3–4	
mk	91.2	23.1	0.2	22.9	0.2	2–3	4
mk	92.2	23.1	1.2	21.9	1.2	1–2	2–5
mk	92.2	23.1	1.2	21.9	1.2	1–4	4
mk	107.0	23.1	16.0	7.1	7.1	5	
mr	119.4	6.8	1.3	5.5	1.3	4–3	
mr	141.8	34.1	16.9	17.2	16.9	4	
mr	153.2	34.1	28.3	5.8	5.8	4	
mr	164.4	6.2	5.4	0.8	0.8	1–4	
mr	166.3	2.5	1.1	1.4	1.1	1–4	
mr	172.1	8.8	4.4	4.4	4.4	2–4	
mr	183.9	8.4	7.4	1.0	1	3	1
mr	188.0	4.5	3.1	1.4	1.4	3	
mr	197.8	9.8	8.4	1.4	1.4	3	
mr	205.0	6.4	5.8	0.6	0.6	3	
mr	210.1	9.9	4.5	5.4	4.5	3	3
mr	214.3	9.9	8.7	1.2	1.2	3	
mr	219.3	6.5	3.8	2.7	2.7	3	
mr	226.7	6.8	4.7	2.1	2.1	3	
mr	228.4	6.8	6.4	0.4	0.4	3	
mr	232.4	1.6	1.6	0.0	0	3	
mr	234.8	3.0	2.4	0.6	0.6	3	
mr	235.9	0.7	0.5	0.2	0.2	3	
mr	242.0	11.9	5.9	6.0	5.9	3	
mr	248.0	11.9	11.9	0.0	0	3	
mr	249.8	72.9	0.0	72.9	0	3	
mr	273.3	72.9	23.5	49.4	23.5	3	
mr	288.5	72.9	38.7	34.2	34.2	3	
mr	315.7	72.9	65.9	7.0	7	3	
mr	322.7	72.9	72.9	0.0	0	3	
mr	339.2	38.7	12.8	25.9	12.8	3	
mr	352.2	38.7	25.8	12.9	12.9	3	
mr	385.0	27.8	7.4	20.4	7.4	3–4	
mr	401.3	27.8	23.7	4.1	4.1	3	
mr	456.7	40.7	30.1	10.6	10.6	4	
mr	491.5	23.4	23.4	0.0	0	3	5
mr	514.5	16.3	13.4	2.9	2.9	2–3	
mr	521.6	4.2	4.2	0.0	0	3	
mr	537.8	3.4	3.3	0.1	0.1	1–2	3
mr	543.0	6.4	5.1	1.3	1.3	4	2
mr	557.4	14.4	13.1	1.3	1.3	4	4

Таблица 4.3 – (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8
nd	594.1	32.3	31.1	1.2	1.2	4	
nd	634.7	15.0	5.2	9.8	5.2	3–4	
nd	746.3	6.5	5.1	1.4	1.4	3	
nd	819.8	4.3	3.2	1.1	1.1	1	1
nd	828.3	5.3	4.8	0.5	0.5	3	
nd	835.1	6.7	3.3	3.4	3.3	3	
nd	842.0	5.4	3.5	1.9	1.9	2	
nd	853.4	14.4	9.5	4.9	4.9	3	
nd	880.3	21.8	20.7	1.1	1.1	3	
nd	902.9	24.1	21.5	2.6	2.6	3	3
nd	921.5	16.5	16.0	0.5	0.5	3	
nd	930.3	18.6	1.9	16.7	1.9	3–4	1
tk	967.2	4.5	3.2	1.3	1.3	2	
tk	1029.1	4.9	3.4	1.5	1.5	1	
tk	1035.5	4.9	4.9	0.0	0	1	
tk	1041.4	12.9	5.9	7.0	5.9	4	
tk	1062.3	13.9	13.9	0.0	0	3–4	
hk	1079.9	8.3	8.2	0.1	0.1	3	
hk	1082.3	5.4	2.3	3.1	2.3	4	
gd	1100.8	5.1	3.3	1.8	1.8	4	
gd	1110.5	4.8	4.8	0.0	0	1	
gd	1110.5	4.8	4.8	0.0	0	4	4
gd	1113.8	3.4	3.3	0.1	0.1	4	
gd	1129.0	7.1	5.0	2.1	2.1	2–4	
gd	1141.9	11.5	10.8	0.7	0.7	2–3	
gd	1147.0	1.0	1.0	0.0	0	4	
gd	1157.2	3.6	2.2	1.4	1.4	2–3	
gd	1169.3	3.7	2.0	1.7	1.7	2	
gd	1188.7	2.2	1.9	0.3	0.3	1–4	3
gd	1191.7	3.4	2.7	0.7	0.7	3	
gd	1203.0	1.3	1.3	0.0	0	4	
gd	1206.7	4.8	3.7	1.1	1.1	4	4
gd	1211.2	5.3	3.4	1.9	1.9	2–4	4
gd	1225.8	8.3	7.5	0.8	0.8	3	
gd	1226.6	8.3	8.3	0.0	0	4	
sv	1229.2	3.1	2.5	0.6	0.6	4	
sv	1234.5	5.9	4.7	1.2	1.2	3	
sv	1275.0	4.6	3.3	1.3	1.3	1	1–2
sv	1276.8	0.5	0.5	0.0	0	1	4
sv	1282.4	10.0	4.9	5.1	4.9	3–4	
sv	1306.1	9.4	7.5	1.9	1.9	3	
iv	1310.0	21.8	0.3	21.5	0.3	5	
iv	1330.4	21.8	20.7	1.1	1.1	3	
iv	1385.7	58.3	19.7	38.6	19.7	3	
iv	1442.9	13.1	11.7	1.4	1.4	1	
iv	1471.5	8.2	7.3	0.9	0.9	4	
iv	1487.0	3.8	3.1	0.7	0.7	3–4	
iv	1498.9	11.2	11.2	0.0	0	1–2	
iv	1513.1	1.8	1.2	0.6	0.6	3	
iv	1514.0	2.6	0.3	2.3	0.3	3	
iv	1519.8	67.6	2.4	65.2	2.4	4	
iv	1580.9	67.6	63.5	4.1	4.1	5	
iv	1585.0	67.6	67.6	0.0	0	5	
iv	1585.0	1.5	0.0	1.5	0	1	

Таблица 4.3 – (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8
туфы							
mr	115.5	4.0	1.4	2.6	1.4	2-4	
mr	228.8	2.0	0.0	2.0	0	3-4	
mr	229.6	2.0	0.8	1.2	0.8	1-4	
mr	248.0	1.8	0.0	1.8	0	4-2	
mr	323.8	3.7	1.1	2.6	1.1	1-3	2-3
mr	365.8	1.3	0.7	0.6	0.6	2-4	2
mr	369.0	8.3	2.6	5.7	2.6	1	3
mr	375.9	2.9	1.2	1.7	1.2	2	
mr	405.5	21.2	0.1	21.1	0.1	4	
mr	414.3	21.2	8.9	12.3	8.9	2-4	
mr	521.6	2.9	0.0	2.9	0	4	
nd	595.3	1.0	0.0	1.0	0	2	2
hk	1097.0	7.7	7.2	0.5	0.5	2	

Примечание: глубины, мощности и все расстояния приведены в метрах.

3-й тип спектров (по главному пику) чаще всего встречается в базальтах моронговской свиты. По-видимому, это связано с высокой интенсивностью вулканической деятельности в период, соответствующий этому стратиграфическому уровню. Из-за незначительных временных промежутков между последовательными излияниями лавы, базальтовые потоки не успевали остыть к моменту следующего излияния [Рябов и др., 2000]. В результате породы длительное время находились при повышенных температурах, что приводило к формированию более крупных кристаллов магнитных минералов, приобретающих многодоменную структуру.

Наблюдается слабая тенденция зависимости коэрцитивных спектров базальтов от местоположения внутри потока: для образцов из прикровельной и приподошвенной части чаще встречаются спектры с преимущественно однодоменными ансамблями зерен, а для срединной части потока наблюдаются в основном многодоменные зерна. Такая закономерность сильнее проявляется в потоках большой мощности (десятки метров). В маломощных потоках образцы показывают спектры 1-го — 4-го типов, независимо от положения внутри потока, за исключением только образцов непосредственно из зон закалки.

4.2.2. Понижение наблюдаемых деблокирующих температур в мощных потоках

В Главе 3 уже говорилось о том, что наблюдаемые в базальтах деблокирующие температуры (таблица 4.4) для потоков большой мощности характеризуются пониженными значениями по сравнению с основной массой образцов, и общий характер поведения намагниченности в ходе чистки также отличается от потоков малой мощности. Как показывают исследования, изменение свойств намагниченности связано не только с увеличением «глубины» образца в потоке (т.е. расстоянием от кровли или подошвы), но и напрямую зависит

от самой мощности потока. Чтобы изучить эту особенность более подробно и определить возможные тренды в численном выражении, нужно подобрать некий *параметр*, который бы «удачно» описывал положение образца внутри потока. «Удачность» параметра в данном случае означает, что в нем будет «спрятана» сложная функциональная зависимость деблокирующей температуры от всех возможных причин, а зависимость от самого параметра будет близка к линейной.

Таблица 4.4 – Деблокирующие температуры в базальтах скважины ХС-59

свита	глубина образца	мощность потока	расстояние от кровли	T _{db}
mk	42.0	3.3	1.8	590
mk	47.4	22.3	3.9	585
mk	74.5	10.5	8.7	570
mk	85.0	11.3	8.7	520
mk	88.5	3.4	0.9	550
mk	107.0	23.1	16.0	550
mr	226.7	6.8	4.7	560
mr	228.4	6.8	6.4	540
mr	232.4	1.6	1.6	580
mr	234.8	3.0	2.4	540
mr	235.9	0.7	0.5	585
mr	242.0	11.9	5.9	580
mr	273.3	72.9	23.5	550
mr	288.5	72.9	38.7	470
mr	315.7	72.9	65.9	460
mr	322.7	72.9	72.9	520
mr	339.2	38.7	12.8	550
mr	352.2	38.7	25.8	510
mr	385.0	27.8	7.4	540
mr	401.3	27.8	23.7	520
mr	456.7	40.7	30.1	550
mr	491.5	23.4	23.4	560
mr	514.5	16.3	13.4	560
mr	521.6	4.2	4.2	570
mr	537.8	3.4	3.3	580
mr	543.0	6.4	5.1	570
nd	746.3	6.5	5.1	575
nd	819.8	4.3	3.2	580
nd	828.3	5.3	4.8	560
nd	835.1	6.7	3.3	530
nd	842.0	5.4	3.5	530
nd	853.4	14.4	9.5	550

свита	глубина образца	мощность потока	расстояние от кровли	T _{db}
nd	880.3	21.8	20.7	560
nd	902.9	24.1	21.5	550
nd	921.5	16.5	16.0	570
nd	930.3	18.6	1.9	560
tk	967.2	4.5	3.2	530
gd	1100.8	5.1	3.3	580
gd	1110.5	4.8	4.8	580
gd	1110.5	4.8	4.8	575
gd	1113.8	3.4	3.3	585
gd	1129.0	7.1	5.0	585
gd	1141.9	11.5	10.8	585
sv	1271.7	19.6	19.6	560
sv	1305.5	9.4	6.9	550
iv	1317.8	21.8	8.1	560
iv	1330.4	21.8	20.7	500
iv	1339.7	34.5	8.2	550
iv	1352.1	34.5	20.6	560
iv	1361.8	34.5	30.3	550
iv	1376.5	58.3	10.5	510
iv	1385.7	58.3	19.7	500
iv	1427.3	6.6	2.7	585
iv	1433.6	13.1	2.4	570
iv	1442.9	13.1	11.7	580
iv	1449.1	11.4	4.8	585
iv	1454.7	11.4	10.4	585
iv	1460.1	7.9	4.4	570
iv	1471.5	8.2	7.3	510
iv	1487.0	3.8	3.1	560
iv	1498.9	11.2	11.2	540
iv	1513.1	1.8	1.2	540
iv	1514.0	2.6	0.3	570
iv	1519.8	67.6	2.4	570

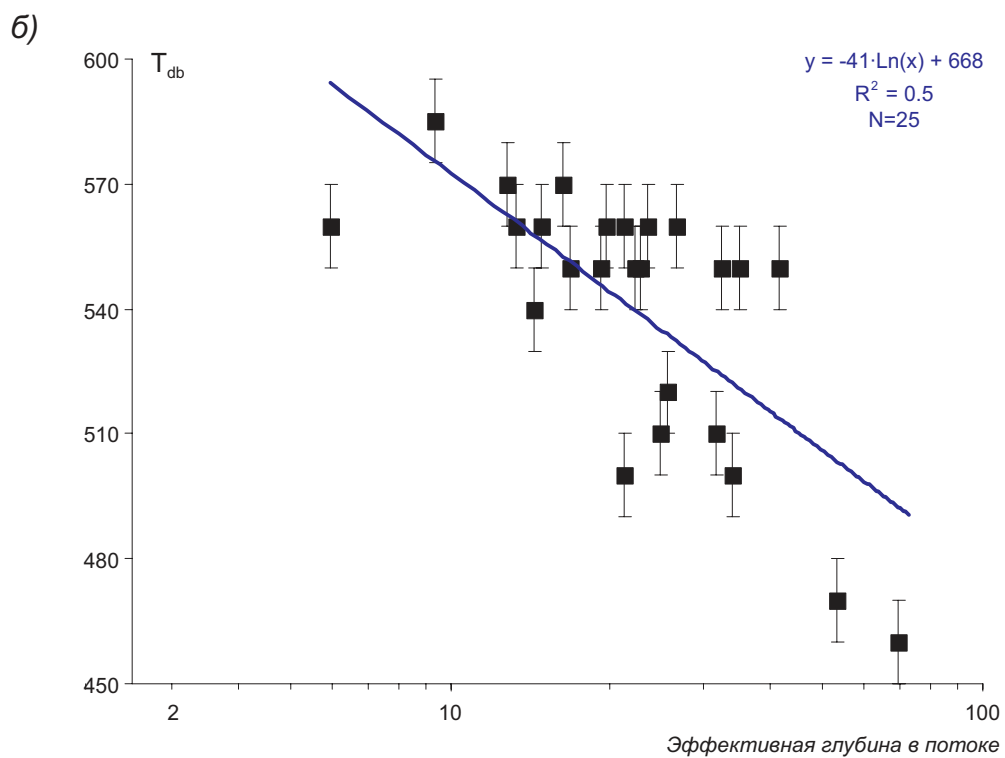
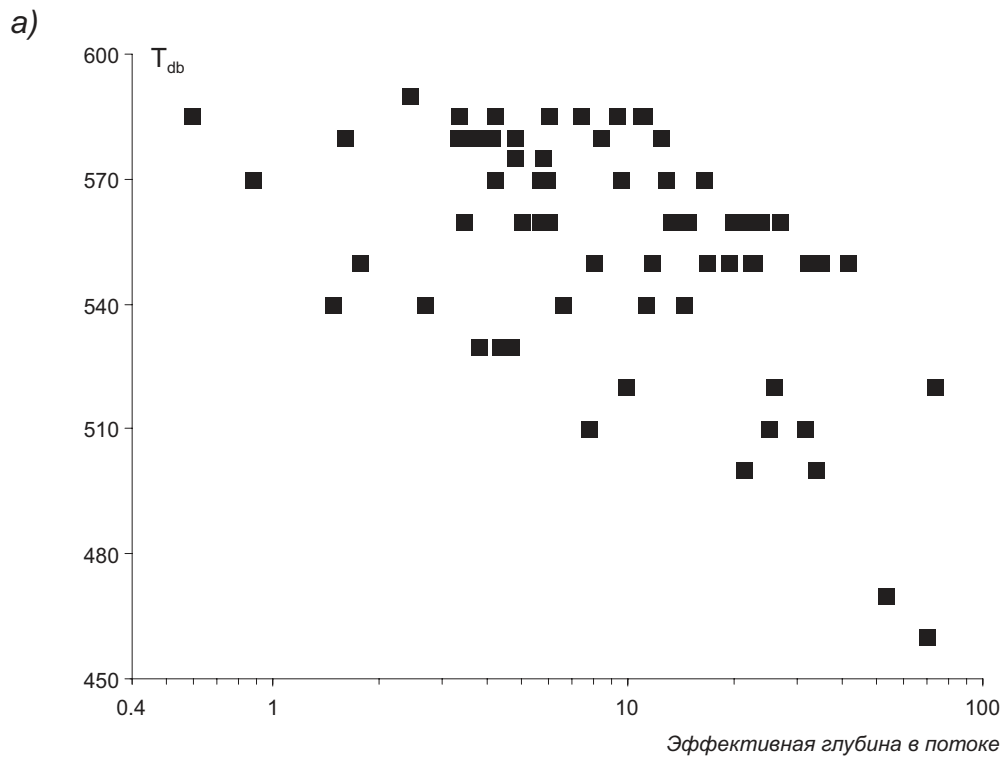
Примечание к таблице: значения в колонках 2-4 приведены в метрах, T_{db} - в градусах Цельсия.

Обозначения свит в Табл.1.1

В результате поисков, наиболее удачным выбором такого параметра для базальтов оказалось среднее геометрическое Мощности потока и Расстояния от кровли (колонки №3 и

№4 таблицы 4.4 соответственно). Полученную величину можно назвать «*эффективной глубиной*» образца в потоке. Она достаточно хорошо описывает ту зависимость, которая наблюдалась на качественном уровне: понижение деблокирующих температур с глубиной в потоке происходило тем сильнее и быстрее, чем более мощным был сам поток. На рисунке 4.14 (а) показана корреляционная зависимость деблокирующих температур в базальтах от *эффективной глубины* в логарифмическом масштабе (имеется в виду T_{db} основного компонента *естественной* намагниченности, определенная по результатам температурной чистки – колонка №5 таблицы 4.4). Коэффициент корреляции равен -0.64 и является значимым (критическое значение по уровню 0.05 равно 0.39 , $n=64$). Тем не менее, совершенно ясно, что «полезный сигнал» сильно зашумлён: $r^2=0.41$, т.е. разброс деблокирующих температур обусловлен предполагаемой причиной не более, чем в 41% случаев. Также нужно принять во внимание, что в данной выборке мощность потока и глубина образца в нем сильно скоррелированы, особенно за счет потоков малой мощности в силу тактики отбора образцов: предпочтение отдавалось нижней части потока для исключения возможного перемагничивания от вышележащего. Если из анализируемой выборки исключить потоки мощностью менее 15 метров, а также исключить образцы, взятые непосредственно из подошвы и кровли (вблизи зон закалки, где минеральный состав может значительно отличаться от основной массы потока), то зависимость T_{db} от *эффективной глубины* приобретает более «стройный» вид. В данном случае коэффициент корреляции принимает значение -0.77 и является значимым даже по уровню 0.001 ($n=25$). Связь явно имеет место, а в логарифмическом масштабе близка к линейной, что показано на рисунке 4.14 (б). Но уровень «шума» все же велик: значительное количество точек отстоит далеко от аппроксимирующей линии (см. рисунок 4.14 (б)), даже с учетом погрешности определения T_{db} , которая не превышает 10°C . Тем не менее, в пределах одного потока понижение T_{db} с глубиной имеет место в подавляющем большинстве случаев (см. таблицу 4.4), и такую зависимость можно использовать на практике для выделения в разрезе потоков большой мощности.

Естественно предположить, что наблюдаемая зависимость каким-то образом обусловлена более долгим остыванием внутренних зон мощного потока по сравнению с прикровельной и приподошвенной зонами и с потоками малой мощности. С увеличением мощности потока растет общее количество запасенного в нем тепла (пропорционально объему вещества). Средняя скорость теплоотдачи при этом практически не должна существенно меняться, поскольку зависит (при прочих равных условиях) от площади поверхности подошвы и кровли. В то же время, быстрое остывание лавы в приподошвенной и прикровельной областях приводит, как правило, к образованию «пористой массы», которая играет роль теплоизолирующих прослоек, что создает эффект «закупоривания» тепла внутри потока.



$$\text{Эффективная глубина} = (\text{Мощность потока} \cdot \text{расст. от кровли})^{1/2}$$

Рисунок 4.14 - Статистическая зависимость между деблокирующей температурой (T_{db}) и Эффективной глубиной для базальтов скважины ХС-59

Также, если верно предположение некоторых исследователей, что в наиболее активные периоды вулканизма новые потоки изливались на еще не до конца остывшую массу предыдущих излияний [Рябов и др., 2000], то становится ясно, что отдача тепла через кровлю должна была быть намного интенсивнее, чем через подошву. В результате вертикальный градиент температуры был направлен снизу вверх во всем потоке, исключая только непосредственно приподошвенную зону (толщина которой мало зависит от мощности потока). Таким образом, становится ясна физическая «подоплека» зависимости магнитных свойств и от мощности потока, и от глубины образца в нем: оба этих параметра предопределяют условия для дольшего пребывания вещества в «горячем» состоянии, что, в свою очередь, оказывает влияние на магнитные свойства, проявляющиеся в виде «понижения» T_{db} . *(Что интересно, для туфовых слоев, мощностью даже в несколько метров, понижение деблокирующей температуры также наблюдается, но в зависимости только от глубины образца внутри слоя (расстояния от кровли), независимо от его мощности. К сожалению, в исследованной коллекции слишком мало образцов туфов, в которых определены деблокирующие температуры, поэтому численный анализ этой зависимости в данное время не имеет смысла.)*

Если высказанная выше предположение верно, и снижение деблокирующей температуры обусловлено, к примеру, формированием более крупных кристаллов, то этот факт должен был бы отражаться и в гистерезисных характеристиках базальтов, проявляя аналогичную зависимость. Но как было показано в предыдущем параграфе (4.2.1.), такая зависимость если и есть, то очень слабая. Действительно, коэрцитивные спектры образцов из мощных потоков показывают доминирование магнитомягкой фракции, но *количественно* оценить этот эффект в настоящее время затруднительно (на момент написания работы автор не располагал программно-реализованными средствами для разложения коэрцитивных спектров на компоненты, вклад отдельных из которых можно было бы анализировать численно). С другой стороны, наблюдаемая вариация деблокирующей температуры может быть вызвана изменением не только размера зерна, но и химического состава магнитных минералов. Последнее может быть объяснено, в частности, неоднородностью окислительно-восстановительных условий в толще остывающего потока. В любом случае, несмотря на отсутствие возможности в рамках проведенных исследований однозначно объяснить причину изменения деблокирующей температуры, можно утверждать следующее:

1) снижение T_{db} в потоках большой мощности от кровли к подошве является объективно наблюдаемым фактом (см. таблицу 4.4 и рисунок 4.14);

2) значительный «шум» в наблюдаемой тенденции обусловлен в первую очередь разбросом абсолютных значений T_{db} для разных потоков (при равных значениях эффективной глубины), но внутри одного потока зависимость монотонна (исключая приконтактные зоны).

С учетом сказанного, установленная закономерность может быть использована для выделения мощных вулканических тел в разрезе там, где это затруднительно сделать другими методами.

4.3. Сравнение петромагнитных характеристик образцов, имеющих различную полярность остаточной намагниченности.

В конце 3-й главы указывались три возможные причины появления «нетипичного» для какого-либо участка разреза магнитного наклонения. Две из них - связаны с изменением состава и/или структуры ферромагнетика, несущего остаточную намагниченность в породе. На базе проведенных петромагнитных исследований обширной коллекции образцов туфолоавовой толщи сибирских траппов, можно попытаться ответить на вопрос, могли ли иметь место такие изменения в отдельных образцах, показывающих «аномальное» направление намагниченности.

Вновь появляющиеся в результате происходящих в породе химических реакций (в подавляющем большинстве случаев это однофазное и(или) гетерофазное окисление титаномagnetитов [Печерский, Диденко, 1995]) магнитные минералы (фазы), как уже говорилось, чаще всего имеют более высокие точки Кюри и деблокирующие температуры. Также изменение состава и структуры ферромагнетика неизбежно приведет к смещению коэрцитивных параметров. В том случае, если изменение направления наиболее стабильного компонента намагниченности в породе на противоположное связано со структурно-химическими превращениями ферромагнитных минералов, те образцы, где такое превращение произошло, должны отличаться по петромагнитным характеристикам от образцов, где подобные превращения отсутствовали или не достигли значительной степени. По интегральным магнитным параметрам, как было показано в разделе 4.1.1, не видно скольких-нибудь значимых отличий между образцами, проявляющими «нормальное» и «аномальное» поведение магнитного наклонения (см. рисунки 4.2 и 4.3). Также результаты наших исследований показывают, что не различаются между собой образцы с прямой и обратной полярностью ни по своему доменному состоянию (рисунок 4.4), ни по составу минералов носителей намагниченности (рисунок 4.15 (а, б)) по результатами термомагнитного анализа $J_s(T)$ -ДТМА. Наличие в некоторых образцах гематита и маггемита, косвенно свидетельствующее о происходившем интенсивном окислении, вероятно в приповерхностных условиях, никак не коррелирует с изменением магнитного наклонения. Присутствие гематита встречается как в прямо намагниченных, так и в обратно намагниченных образцах, что установлено как по спектрам ДТМА, так и по коэрцитивным спектрам (рисунки 4.15 (в, г)).

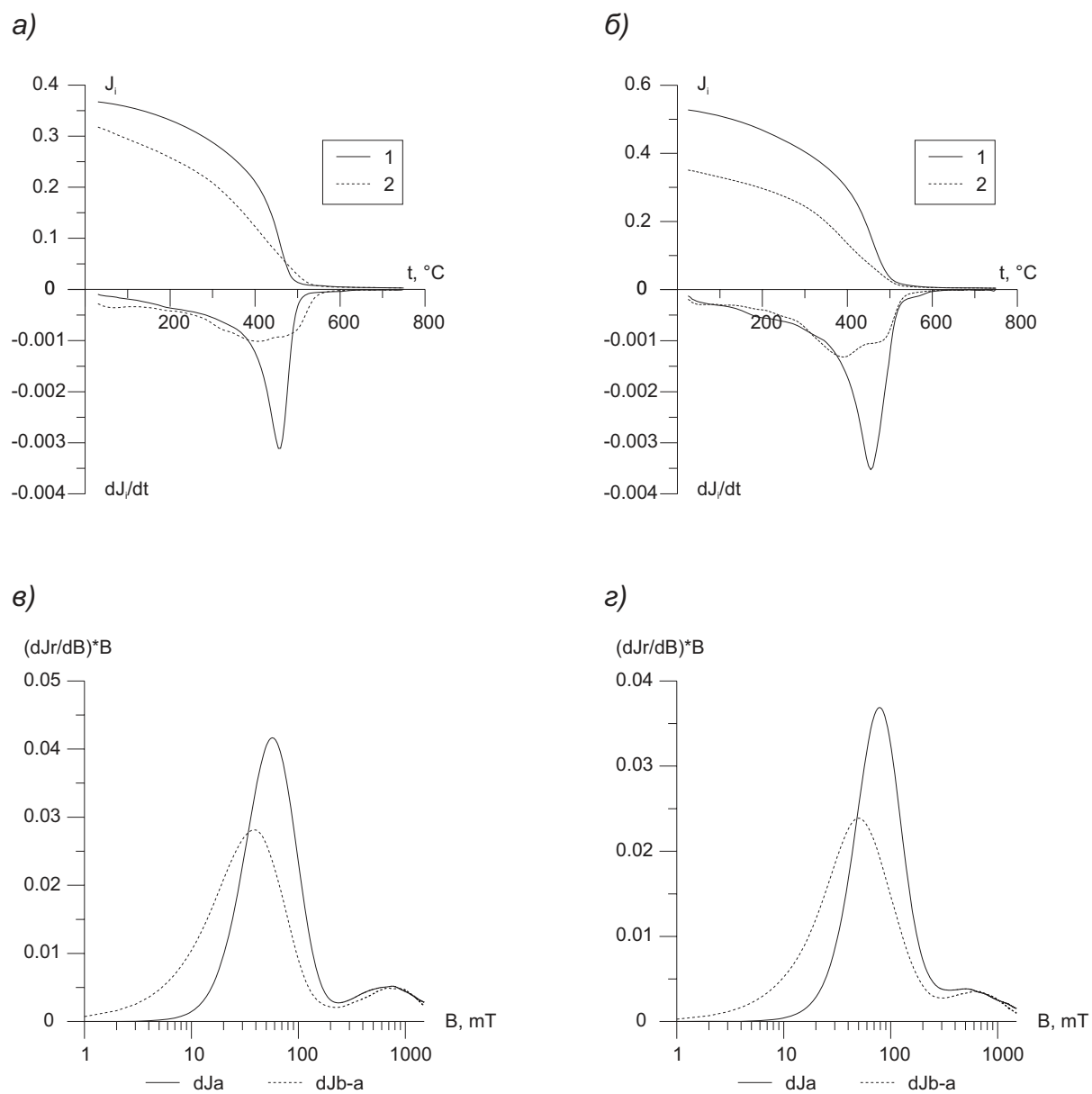


Рисунок 4.15 - Сравнение магнитных характеристик образцов с положительным (а, в) и отрицательным (б, з) наклонением ChRM

а, б - кривые ДТМА базальтов: а - XC59/219.3 (верх моронговской свиты), б - XC59/85.0 (низ мокулаевской свиты); в, з - коэрцитивные спектры туфов, содержащих гематит (подъем графика на высоких полях): в - XC59/365.8, з - XC59/323.8 (моронговская свита)

Также для экспериментальной проверки возможности самообращения образцы из интервалов ПМА и несколько «контрольных» образцов из других интервалов были подвергнуты термонамагничиванию при охлаждении от температуры 740 С° до комнатной в естественном поле лаборатории (~0.5 мТл). Как «прямые», так и «обратные» образцы приобрели намагниченность в соответствии с направлением магнитного поля лаборатории. Самообращение не наблюдалось ни сразу после охлаждения, ни в течение продолжительного времени (около года) после того (образцы в лаборатории сохраняли своё положение относительно присутствующего магнитного поля). Тогда как в образцах Маймеча-Котуйской провинции, по результатам Б. Гусева, самообращение наблюдалось уже спустя месяц [Гусев, 1962].

Возможность намагничивания «против» направления геомагнитного поля под действием намагниченности соседних тел, подробно рассмотренная в работах С.С. Лапина [Лапин, 1968-а, 1968-б, 1968-в], в данной геологической ситуации представляется маловероятной, поскольку описанный механизм перемангничивания не эффективен при крутых (60-90°) углах между направлением магнитного поля и падением тела.

Таким образом, полученные петромагнитные результаты не дают оснований утверждать, что «аномальная» для традиционной магнитостратиграфии норильских траппов магнитная полярность в отдельных участках разреза является продуктом наложенных физико-химических процессов. Следовательно, мы должны принять последнюю из трёх указанных в конце 3-ей главы причину появления ПМА, а именно, кратковременные изменения полярности естественного магнитного поля Земли.

4.4. Общие выводы по главе 4

Анализ всей совокупности полученных в настоящей работе данных о петромагнетизме траппов Норильского района и плато Путорана позволяет сформулировать три взаимодополняющих блока выводов.

А. Наблюдаются в разной степени проявленные различия между исследованными объектами и типами пород.

1. Изученные объекты различаются: а) относительным содержанием в базальтах «магнитомягкой» (многодоменной) магнитной фракции: в разрезе оз.Дюпкун её больше, чем в скважинах; б) составом носителей намагниченности: титаномагнетиты (титаномаггемиты) в образцах разреза оз. Дюпкун отличаются более высоким содержанием титана, и, следовательно, более глубоким очагом образования.

2. Туфы во всех исследованных разрезах отличаются от базальтов как по гистерезисным характеристикам, так и по составу магнитной фракции (температурным кривым), но сами при этом характеризуются однотипным набором петромагнитных свойств.

Б. Есть тенденции в распределении магнитных свойств траппов, не связанные ни с составом исходного расплава, ни со стратиграфическим положением исследуемых пород.

1. По коэрцитивным спектрам выделяются несколько типов пород, наиболее «контрастными» и уверенно опознаваемыми из них являются три: с преимущественно однодоменной, «жесткой», магнитной фракцией, содержащие значительное количество многодоменной (магнитомягкой) магнитной фракции и содержащие значительное количество высококоэрцитивной магнитной фракции.

2. Существуют закономерные изменения магнитных свойств базальтов в зависимости от положения образца внутри потоков большой мощности. Наиболее четко проявлена тенденция уменьшения деблокирующей температуры от кровли к подошве.

В. Зависимость свойств от положения в потоке создает значительный «шум» при исследовании петромагнетизма разнородно отобранной коллекции образцов на предмет установления связи магнитных свойств с петрологией, геохимией или стратиграфическим положением базальтов в трапповом разрезе. Построение петромагнитной классификации траппов, отвечающей их генетическим различиям, возможно только при условии «однородности» коллекции: имеет смысл сравнивать образцы, взятые из одних и тех же зон в потоках, близких по мощности.

Другим, не менее важным выводом является то, что образцы с «аномальным» поведением наклонения не отличаются от остальных ни по интегральным магнитным параметрам, ни по минеральному составу, ни по размеру зерна. Также в лабораторных условиях они не подвержены самообращению после создания искусственной термоостаточной намагниченности. Это позволяет считать выявленные ПМА записью тонкой структуры геомагнитного поля, предположительно экскурсами, и использовать их в магнитостратиграфических построениях, чему посвящена следующая глава.

Глава 5. МАГНИТОСТРАТИГРАФИЯ ТРАПОВ НОРИЛЬСКОГО РАЙОНА

5.1. Построение магнитостратиграфических разрезов по скважинам

Основой для построения магнитостратиграфических разрезов являются направления характеристических компонентов (ChRM), выделенные в процессе магнитных чисток. Несколько образцов, в которых выделить ChRM не удалось, исключены из рассмотрения, и соответствующий им интервал считается «пропущенным», поскольку использование в таком случае исходной полярности NRM являлось бы нарушением общего методического подхода, применяемого в настоящей работе.

Построение магнитостратиграфического разреза, упрощенно говоря, сводится к присвоению каждому участку исследуемого геологического разреза прямой (соответствующей современной) либо обратной полярности магнитного поля. В отличие от разрезов осадочных пород, где полярность может меняться внутри одного слоя, в туфолоавовой толще она присваивается магматическому телу целиком. Если внутри потока в разных образцах присутствует неодинаковая полярность, одна из них принимается за истинную, другая - за ложную. В магнитостратиграфической колонке потоку будет соответствовать вертикальный отрезок, пропорциональный его мощности в разрезе. Границы зон прямой и обратной полярности также будут привязаны к границам тел, а не к положению самих образцов. При этом относительная ширина зон той или иной полярности в магнитостратиграфическом разрезе напрямую не связана с их продолжительностью во времени.

5.1.1. Скважина ХС-59

Разрез состоит из двух крупных магнитозон: зона обратной полярности в нижней части, стратиграфически полностью совпадающая с ивакинской свитой, и крупная зона прямой полярности, соответствующая всей вышележащей части разреза (рисунок 5.1). Особый интерес представляет изменение полярности в единичных потоках либо туфовых прослоях. В главе 4, в разделе 4.3 было показано, что нет оснований считать выявленные «аномальные» участки магнитной записи результатом вторичных процессов, «помехой» в общем полезном сигнале, поэтому мы утверждаем, что они имеют геофизическую природу и представляют собой серию экскурсов геомагнитного поля. В ивакинской свите есть несколько образцов, где фиксируется положительная полярность. Но только в одном случае можно считать её надежно установленной для потока в целом (сплошной узкий интервал в середине зоны обратной

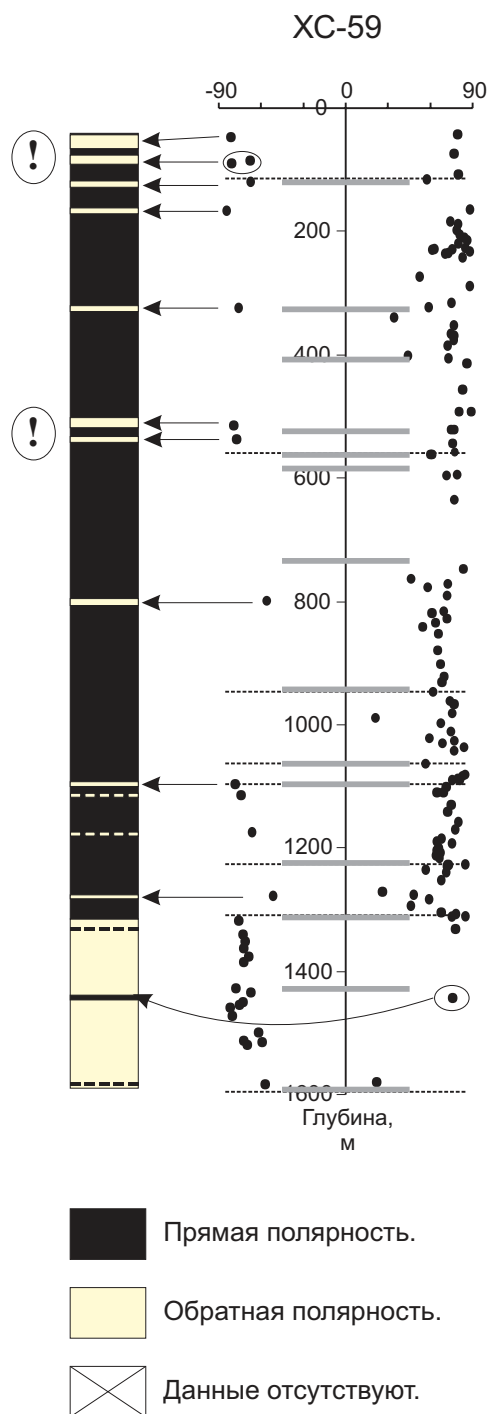


Рисунок 5.1 - Построение магнитостратиграфического разреза по скважине XC-59; тонкие пунктирные линии обозначают границы свит, жирные серые - положения туфовых горизонтов в разрезе; стрелками показаны наиболее надежно установленные случаи изменения полярности, толстым пунктиром в колонке магнитной полярности - случаи только предполагаемого или «ложного» обращения; восклицательные знаки обозначают положения маркирующих покровов в основаниях моронговской и мокулаевской свит

полярности на рисунке 5.1). В двух других случаях в потоках сосуществуют образцы разной полярности, и за основную, на наш взгляд, следует принять общую полярность ивакинской свиты, то есть обратную (на рисунке 5.1 эти случаи показаны черными пунктирными линиями в колонке магнитной полярности).

Выше ивакинской свиты, в зоне преимущественно прямой полярности, «экскурсами», т.е. действительными узкими интервалами обратной полярности, также следует считать не все случаи изменения направления ChRM в отдельных образцах. Два таких «сомнительных» случая встретились в гудчихинской свите - они также не подтверждаются в соседних (в пределах тех же потоков) образцах. Они показаны в колонке пунктиром. Мы не исключаем их из рассмотрения полностью, поскольку для этих потоков, в принципе, мало образцов, и не исключено, что имеющие прямую полярность образцы могут быть перемагничены от вышележащих потоков. Узкая зона обратной полярности в сыверминской свите установлена надежно, и мы включаем её в магнитостратиграфический разрез, но вряд ли её можно считать записью экскурса. Магнитное поле в этом интервале разреза, вскоре после инверсии, было еще не устойчивым, и неполные «обращения» его направления могли происходить довольно часто и нерегулярно. Первый кратковременный интервал обратной полярности, который может служить стратиграфическим «репером», находится в маркирующем туфовом горизонте в основании хаканчанской свиты (по этому горизонту, собственно, граница свиты и проводится). Следующий - в средней части надеждинской свиты, в потоке базальтов мощностью 11 метров. В нижней части моронговской свиты есть два близко расположенных потока, мощностями 3.5 и 16 метров, где также установлена обратная полярность. Следующий такой интервал - в горизонте туфов, по которому моронговская свита подразделяется на верхнюю и нижнюю подсвиты. Выше по разрезу частота встречаемости зон обратной полярности возрастает, и также растет их относительная мощность в разрезе. В районе границы моронговской и мокулаевской свит есть четыре узких обратных магнитозоны, разделенные очень небольшими промежутками. Вполне возможно, что эта «серия» является отражением единого палеомагнитного события.

5.1.2. Скважины ССВ-15 и ССВ-19

В скважине ССВ-15 смена преимущественной магнитной полярности с обратной на прямую, в отличие от ХС-59, не совпадает с границей стратиграфических подразделений - ивакинской и сыверминской свит (рисунок 5.2). Три самых верхних тела ивакинской свиты характеризуются прямой полярностью: горизонт туфов (1.5 м), поток базальтов (8 м) и поверх него слой лавобрекчии с линзами базальтов (8 м). По всем признакам эти горизонты отвечают

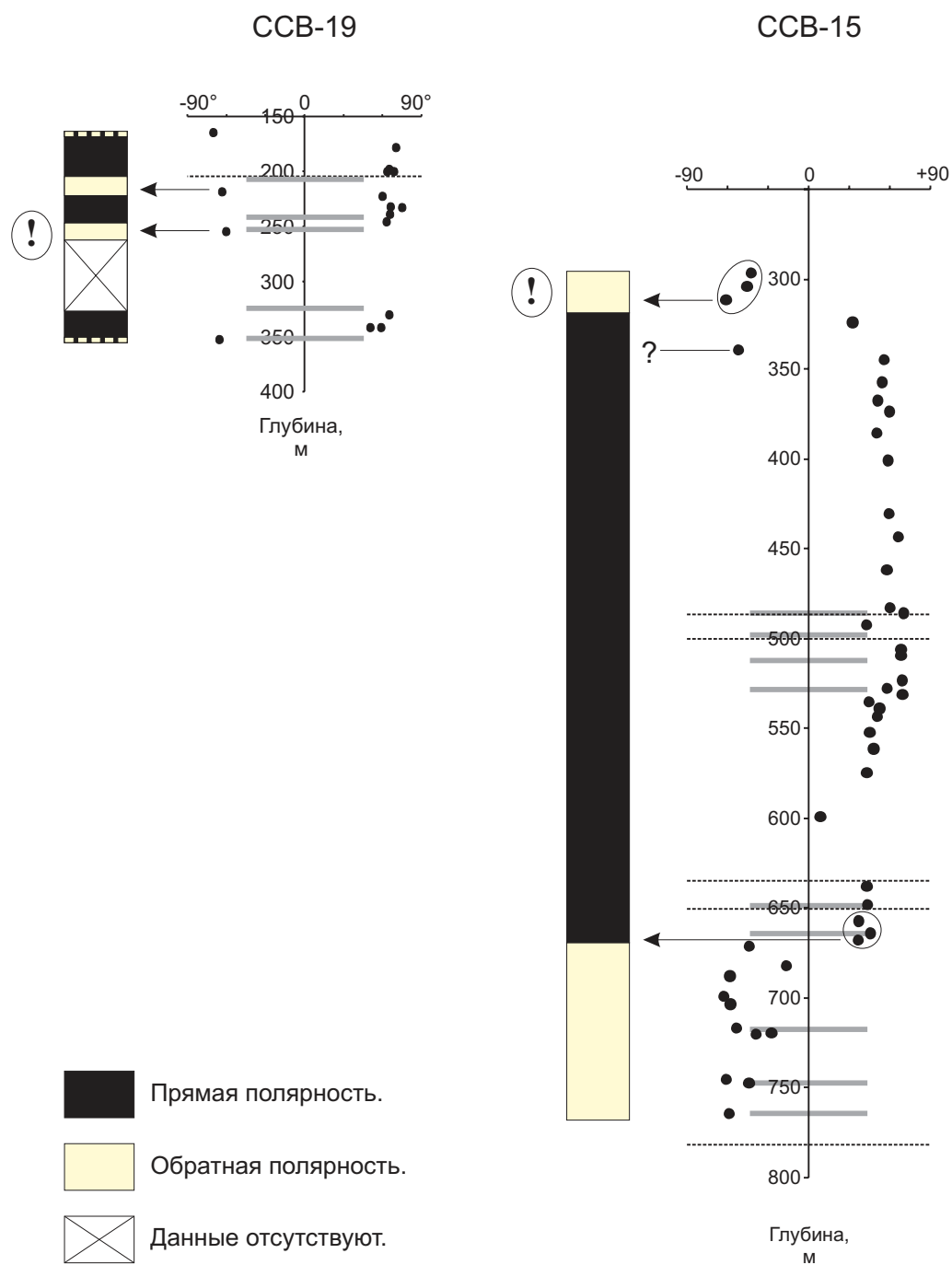


Рисунок 5.2 - Построение магнитостратиграфических разрезов по скважинам ССВ-15 и ССВ-19; восклицательными знаками отмечены наиболее надежно установленные микрозоны (условные обозначения те же, что на рисунке. 5.1)

завершающей стадии раннего этапа вулканизма, которому в разрезе соответствует ивакинская свита. Тот факт, что верхняя часть ивакинской свиты в разрезе ССВ-15 имеет прямую полярность, вместе с заниженными наклонениями в этом интервале, свидетельствует, что образование туфоластовой толщи происходило непосредственно в «переходный период», во время смены полярности магнитного поля Земли. Из этого следует важный вывод, что между «обратно-» и «прямомагнитной» частями разреза нет существенного перерыва. Это имеет решающее значение для корреляции траппового разреза с другими объектами пермо-триасового возраста и международной магнитостратиграфической шкалой.

В отличие от других скважин, в ССВ-15 нет случаев изменения полярности на обратную в единичных магматических телах (рисунок 5.2). Один образец в надеждинской свите показывает отрицательное наклонение, которое, по-видимому, является «ложным», и имеет происхождение, аналогичное такому же случаю в ивакинской свите ХС-59. С другой стороны, три последовательных потока базальтов в самой верхней части разреза, характеризующиеся отрицательным наклонением намагниченности, образуют R-интервал очень высокой надежности, который в стратиграфическом делении разреза соответствует границе нижней и верхней подсвит надеждинской свиты. Разрез ССВ-19 (рисунок 5.2), охватывающий верхнюю половину моронговской свиты и начало мокулаевской, на фоне преимущественно прямой полярности содержит две R-зоны, представленные туфами. Нижняя из них, несмотря на отсутствующий в разрезе интервал непосредственно под ней, установлена наиболее надежно, что подтверждено повторными исследованиями намагниченности в дублирующих образцах. Отрицательное наклонение в единичных образцах в крайних нижней и верхней частях разреза не дает основания выделять в этих интервалах самостоятельные магнитозоны, поскольку разрез «оборван» в обоих случаях в середине магматических тел.

5.1.3. Сводный магнитостратиграфический разрез

Построение сводного разреза по трем скважинам показано на рисунке 5.3. Мы считаем, что ивакинская свита должна *полностью* принадлежать крупной зоне обратной полярности, поскольку это соответствует многочисленным результатам других авторов [Lind et al., 1994; Gurevitch et al., 1995; Westphal et al., 1998; Gurevitch et al., 2004 и др.]. «Смещенное» положение, установленное пока только в одном объекте (ССВ-15), тем не менее, будем использовать для обоснования непрерывности разреза на границе эпох магнитной полярности. Во всех остальных случаях корреляция между скважинами базируется, прежде всего, на положении границ между свитами, установленном по геологическим данным.

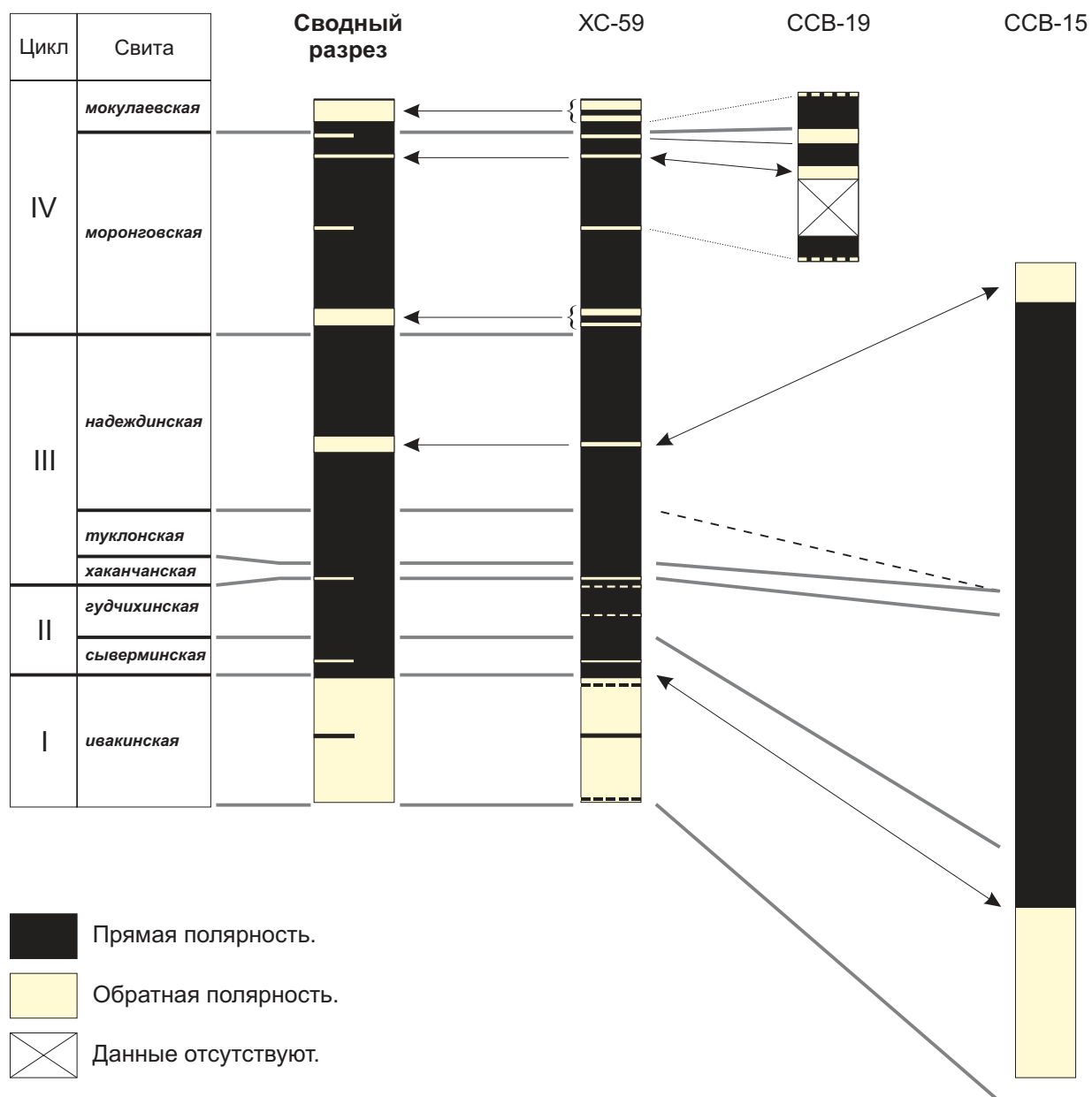


Рисунок 5.3 - Построение сводного магнитостратиграфического разреза по трем скважинам Норильского района

Из всех выявленных кратковременных интервалов смены полярности наиболее надежно установленными можно считать четыре. R-интервал в верхней части ССВ-15 вполне может быть сопоставлен узкой обратной зоне в разрезе ХС-59, поскольку они находятся почти на одном «стратиграфическом» уровне (по геологическим данным) - на границе раздела нижней и верхней подсвет надеждинской свиты. Таким образом, этот интервал можно считать независимо подтвержденным, и включить его в сводный разрез. Также подтверждена по двум объектам узкая магнитозона (одна из двух) в верхней части моронговской свиты. Исключением из общего правила являются две субзоны обратной полярности в основаниях моронговской и мокулаевской свит. В данной работе они выявлены только в разрезе ХС-59, но по серии образцов в нескольких последовательных магматических телах. С другой стороны, они присутствуют в скважинах CD-24 и Т-5 в исследованиях Е. Гуревича и К. Хойнемана [Gurevitch et al., 2004]. Это позволяет утверждать, что палеомагнитная надежность моронговского и мокулаевского интервалов обратной полярности удовлетворяет 6 из 9 критериев, принятых в магнитостратиграфии [Дополнения ..., 2000]. Поэтому их также можно внести в сводный разрез как «полноценные» узкие магнитозоны. Остальные кратковременные изменения наклонения, фиксируемые в единичных потоках базальтов либо туфовых прослоях, по-видимому, следует условно считать экскурсами, пока для них не будет получена более полная информация по другим разрезам.

Можно отметить одно обстоятельство, объясняющее, почему кратковременные эпизоды изменения полярности, установленные в настоящей работе, редко обнаруживались в трапповых разрезах предыдущими исследователями. Существует мнение [Gubbins, 1999], что экскурсы происходят при инверсиях магнитного поля, генерируемого во внешнем, жидком, ядре (а не во внутреннем), процессы в котором определяются конвективными течениями с характерными временами ~500 лет. Также, согласно этой гипотезе, полная инверсия геомагнитного поля может последовать только если обращенное поле во внешнем ядре сохраняется в течение периода, превышающего характерное время диффузионных процессов во внутреннем ядре порядка 3000 лет [Hollerbach, Jones, 1993]. В поддержку этой гипотезы говорят, в частности, результаты недавних исследований, показавших, что продолжительность экскурсов Лашамп [Laj et al., 2000; Channell, 2006; Wagner et al., 2000] и Iceland Basin [Laj et al., 2006] составляла около 2 тыс. лет, что значительно меньше, чем расчетная средняя продолжительность полных инверсий 7.0 ± 1.1 тыс. лет согласно [Clement, 2004]. Таким образом, предполагаются две совершенно разные схемы поведения магнитного поля в переходный период: короткие экскурсы (~2 тыс. лет) вызваны обращением поля только во внешнем ядре, тогда как

полноценные инверсии, обусловленные обращением поля и во внешнем, и во внутреннем ядрах, имеют значительно большую продолжительность.

С другой стороны, как было сказано в методической главе (пункт 2.3.1), разрез туфолавовой толщи, с точки зрения фиксации направления магнитного поля Земли, представляет собой серию «вспышек», разделенных перерывами неизвестной продолжительности. Учитывая кратковременность экскурсов и подобных им элементов тонкой структуры магнитного поля Земли, вероятность «удачного» совпадения двух кратковременных событий - излияния лавового потока и геомагнитного экскурса - представляется чрезвычайно малой. Поэтому, на наш взгляд, является нормальным, что даже в пределах одного района геомагнитное событие может быть зафиксировано в одном разрезе, но отсутствовать в другом.

5.1.4. Общий анализ динамики изменений магнитного поля на рубеже перми и триаса и возможная связь с магматической активностью

Хочется отметить несколько наблюдаемых закономерностей поведения магнитного наклонения в изученных разрезах, в той или иной степени коррелирующие с геологическими особенностями трапповой формации в целом.

Первое. Как известно, расчленение трапповой толщи на стратиграфические подразделения проводится по маркирующим горизонтам, как правило, туфовым прослоям различной мощности [Рябов и др., 2000]. Наличие этих туфовых горизонтов связывают с периодами затухания и последующего возобновления вулканической активности. Экскурсы, фиксируемые в изученных скважинах, в большинстве случаев находятся в разрезе вблизи маркирующих горизонтов [Михальцов и др., 2012], хотя лишь в половине случаев образцы, показывающие противоположную полярность, взяты непосредственно из туфовых прослоев (показаны на рисунках 5.1 и 5.2 серыми полосами). Два уверенно выделяемых интервала смены полярности в основаниях мокулаевской и моронговской свит соответствуют надаянскому и шадринскому маркирующим покровам, имеющим распространение по всему Норильскому району. Это косвенно указывает на существование связи между процессами активизации и затухания вулканической активности и глубинными процессами, оказывающими влияние на поведение магнитного поля Земли [Добрецов, 1997].

Другая закономерность также связана с выделяемыми крупными тектономагматическими циклами: они показаны римскими цифрами слева от колонки на рисунках 3.7 и 5.3. Помимо давно известного факта, что первый цикл, включающий ивакинскую свиту, в точности совпадает с продолжительным периодом обратной полярности магнитного поля Земли (хотя сам цикл выделен исключительно по геологическим и петролого-

геохимическим данным), последующие циклы также отличаются характером поведения магнитного поля. Второму циклу соответствует период относительно неустойчивого поля, что проявляется в частых «обращениях» на фоне преимущественно прямой полярности и заниженных наклонений, особенно в сыверминской свите. Значительно более продолжительный третий цикл, напротив, почти не содержит обращений и характеризуется стабильной прямой полярностью. В четвертом цикле на фоне также стабильной прямой полярности, тем не менее, случаи «обращения» наблюдаются часто, если не сказать регулярно. Это хорошо видно (см. рисунки 3.7 и 5.3) и в наших данных по разрезам ХС-59 и ССВ-15, и в разрезе CD-24, исследованном Е.Гуревичем с соавторами [Gurevitch et al., 2004].

Также наблюдаются закономерности изменения по разрезу и для *абсолютной* величины наклонения, что показано на рисунке 5.4. Понижение абсолютной величины наклонения по сравнению с ожидаемой для данной географической точки более чем на 15 градусов свидетельствует о «неустойчивом» состоянии магнитного поля Земли (экскурс, период перехода между сменяющими друг друга полярностями, уменьшение дипольной составляющей и т.д.). В разрезах скважин ХС-59 и ССВ-15 виден такой «провал» - во время и после инверсии - в самых верхних участках ивакинской свиты, в сыверминской и нижней части гудчихинской свит. Это также свидетельствует о том, что в разрезе «записан» непосредственно сам переход между отрицательной и положительной полярностями без существенных лагун. Также для обеих скважин наблюдается тенденция постепенного (от подошвы к кровле) повышения наклонения в гудчихинской свите, достижение «максимума» в нижней части хаканчанской и снова постепенное понижение к середине надеждинской свиты. Подобные особенности в магнитной записи могут служить «реперами» для детальной корреляции между собой пространственно удаленных участков трапповой формации, поскольку «обычная» магнитостратиграфия здесь работает плохо - в силу чрезвычайной краткости времени образования большая часть траппов на Сибирской платформе попадает в один и тот же крупный интервал прямой полярности. В этом случае нужно опираться на «тонкие» и существенно более быстрые (но тем не менее фиксируемые в базальтах) изменения магнитного поля.

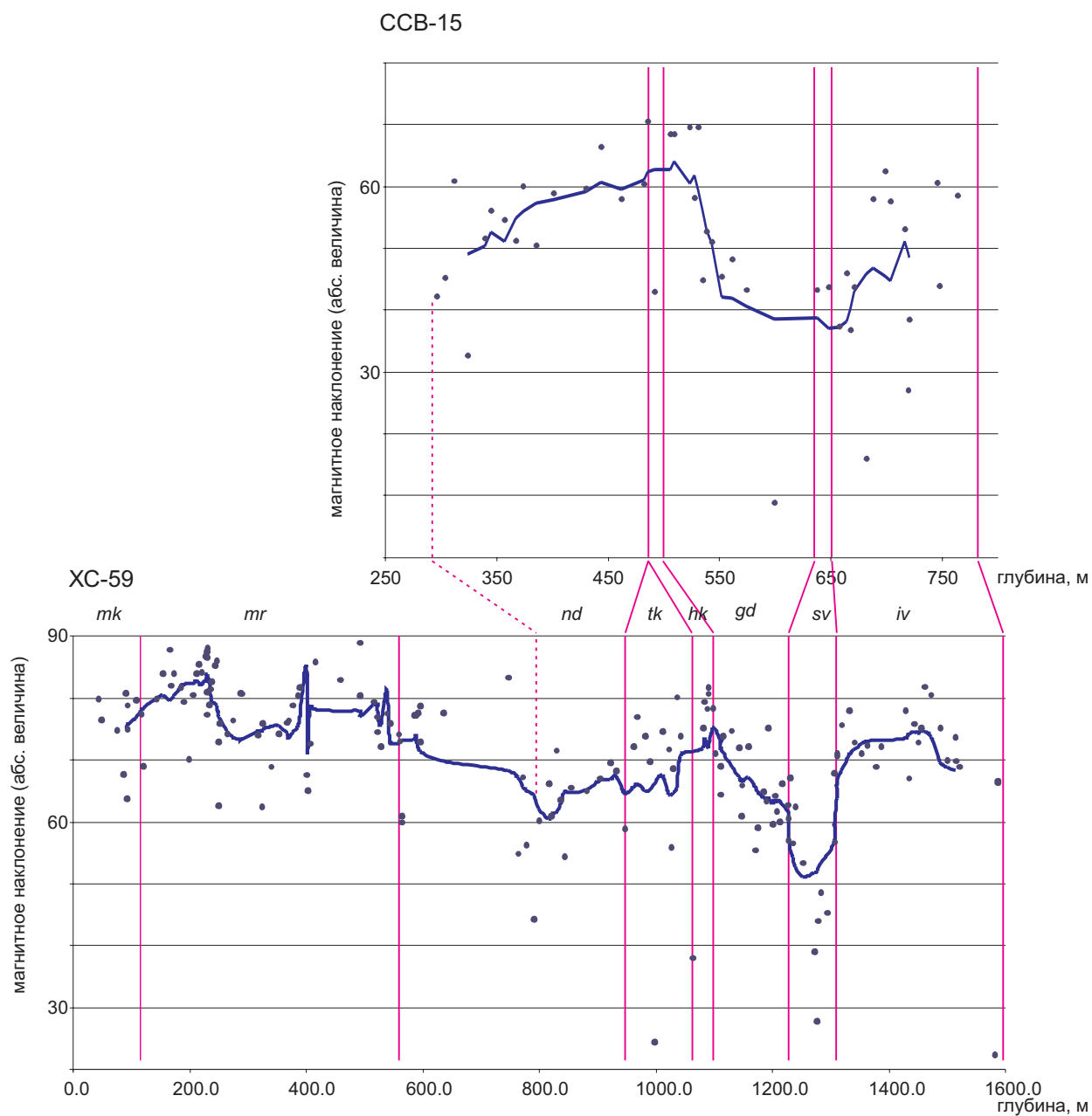


Рисунок 5.4 - Корреляция трендов абсолютной величины магнитного наклонения в разрезах скважин ССВ-15 и ХС-59 (аппроксимация методом скользящего среднего);
 свиты: iv - ивакинская, sv - сыверминская, gd - гудчихинская, hk - хаканчанская, tk - туклонская,
 nd - надеждинская, mr - моронговская, mk - мокулаевская

5.2. Корреляция сводного разреза с магнитостратиграфическими шкалами и результатами предыдущих исследований

Прежде чем перейти к сопоставлению полученного разреза с другими магнитостратиграфическими последовательностями необходимо заметить, что в скважинах ХС-59 и ССВ-15 отложения тунгусской серии, подстилающие ивакинскую свиту, не изучались ввиду их физического разрушения в процессе извлечения керна. Поэтому корреляция нижней границы ивакинской свиты с аналогичными зонами обратной полярности в других разрезах и магнитостратиграфических шкалах может быть проведена только условно. Также следует иметь в виду, что хотя весь разрез выше ивакинской свиты принадлежит зоне прямой полярности, он не достигает её верхней границы, и прямые корреляции с другими разрезами только по магнитной полярности здесь также невозможны.

Очевидно, что отправной точкой корреляции сибирских траппов с мировыми шкалами магнитной полярности является инверсионный переход на границе ивакинской и сыверминской свит. Другим определяющим фактором служит давно известная информация о том, что биостратиграфическая граница пермской и триасовой систем должна находиться внутри трапповой формации, потому как в последней есть находки и пермской и триасовой флоры [Пуртова, 1996]. Многочисленные определения абсолютного возраста также существенно ограничивают набор вариантов магнитостратиграфического «датирования» траппов, хотя и допускают смещения по временной шкале в пределах 1-2 млн. лет.

5.2.1. Минимально возможная продолжительность формирования траппов Норильского района

Исходя из предположения, что общий характер поведения магнитного поля Земли 250 млн лет назад не отличался значительно от современного [Печерский и др., 2010; Диденко, 2011], можно дать приблизительную оценку продолжительности магматизма в изученном районе. К.Хойнеман [Heunemann, 2003] на основе расчета времени, занимаемого инверсионным переходом, оценил минимально возможную продолжительность формирования трапповой толщи ~15 тыс. лет., что подразумевает экстремальную интенсивность геологических процессов. Наша оценка базируется на частоте встречаемости геомагнитных экскурсов. В хроне Брюнес, по данным разных авторов, выделяется от 15 [Поспелова, 2002] до 21 [Thouveny, et al, 2008] экскурса, т.е. средняя частота встречаемости экскурсов в четвертичное время составляет ~ 40-50 тыс. лет. Для интервала 300-1000 тыс.лет частота встречаемости

экскурсов уменьшается до ~ 80-100 тыс лет. Мы будем использовать *максимальную* (100 тыс. лет) оценку промежутков между экскурсами, соответствующую началу эпохи стабильной полярности после инверсии, для *верхней* части изученного разреза, и *минимальную* (40 тыс. лет) для *нижней* части разреза, в период, предшествовавший инверсии. На основе этого мы оценим *нижний* предел возможной продолжительности формирования трапповой толщи в исследуемом районе. Всего в изученных нами разрезах, выше ивакинской свиты, присутствует 8 эпизодов обратной полярности, без учета их относительной «ширины». При этом два из них, в сыверминской свите и основании хаканчанской, по всей видимости, соответствует периоду неустойчивого поля непосредственно после инверсии (включающему интервал от начала сыверминской свиты по туклонскую включительно), что детально было показано [Heunemann et al., 2004]. Также представляется вероятным, что два близких по времени эпизода в самом верху моронговской свиты также являются следствием неустойчивого поведения поля и, по сути, представляют запись одного события в истории магнитного поля Земли вместе с интервалом обратной полярности в нижней части мокулаевской свиты. Таким образом, мы имеем четыре палеомагнитных события, не связанных непосредственно со сменой основных эпох магнитной полярности. Если принять, что средняя частота экскурсов в эпоху установившегося поля прямой полярности в раннем триасе была близка к таковой в четвертичном периоде, т.е. около 100 тыс. лет, то можно считать, что интервал разреза от низов надеждинской до низов мокулаевской свит по продолжительности соответствует ~400 тысячам лет. Также если считать, что продолжительность самой инверсии составляла до 10 тыс.лет [Merrill, McFadden, 1999; Петрова, 2002], и примерно столько же времени занимала последующая стабилизация магнитного поля, то соответствующий этим периодам интервал в разрезе (сыверминская - туклонская свиты) можно оценить в 20 тыс. лет. Таким образом, вся часть разреза выше ивакинской свиты укладывается в 420 тыс. лет. Продолжительность формирования ивакинской свиты, по наличию в ней одного экскурса и с учетом минимальной их периодичности в 40 тыс. лет, можно принять равной 80 тыс.лет. В результате получаем, что минимально возможная продолжительность формирования *всего* изученного нами разреза составляет 500 тыс. лет.

Эта оценка минимальной продолжительности траппового магматизма представляется более реальной, нежели предложенная К.Хойнеманном [Heunemann, 2003], и хорошо согласуется с оценками продолжительности траппового магматизма в Норильском районе по результатам абсолютного датирования: 800-900 тыс. лет по [Renne, Basu, 1991] и 600 тыс. лет по [Campbell et al., 1992]. Следует еще раз подчеркнуть, что полученное значение в 500 тыс. лет - это минимум (!), предполагающий, что в изученном разрезе зафиксированы все экскурсы, реально происходившие в то время. Действительная продолжительность магматизма может

быть значительно больше из-за спорадического характера излияний и связанных с этим перерывов в разрезе. Также надо иметь в виду, что здесь речь идет о времени образования только эффузивных траппов в Норильском районе. Общая длительность существования магматической системы, согласно последним исследованиям U-Pb возраста цирконов и бадделеитов норильских интрузий [Малич и др., 2012], имела совершенно другой масштаб времени, до десятков миллионов лет.

В соответствии с рекомендациями стратиграфического кодекса [Стратиграфический..., 2006], а также с учетом сделанных временных оценок, выделенные в сводном разрезе 3 узкие магнитозоны обратной полярности следует называть «микрizonaми». Также имеет смысл в дальнейшем обозначать их собственными именами, в соответствии с названиями свит, где они встречаются, а именно: Надеждинская, Моронговская и Мокулаевская микрizonaы.

5.2.2. Положение границы перми и триаса в разрезе сибирских траппов

Поскольку возраст Сибирских траппов очень близок к возрастной оценке границы перми и триаса (*см. обзор определений возраста в главе 1, пункт 1.1.2 настоящей работы*), новые палеомагнитные данные позволяют уточнить положение этой границы в пределах трапповой толщи, где палеомагнитная запись достаточно полная (фиксируются экскурсы геомагнитного поля), а предполагаемые перерывы не превышают 10 тыс. лет. Традиционно граница перми и триаса (РТВ) в разрезе траппов Норильского района помещалась между ивакинской и сыверминской свитами, т.е. по границе магнитозон обратной и прямой полярностей [Lind et al. 1994]. Такое положение было принято в мировых шкалах магнитной полярности, прежде всего отечественных [Решения..., 1981; Молостовский, Храмов, 1984; Stratotypes..., 1998] вплоть до начала 21 века [Дополнения..., 2000]. Однако, к настоящему времени, представления о положении РТВ относительно зон магнитной полярности по ряду причин изменились. Во-первых, был утвержден Глобальный стратотипический разрез (GSSP) границы перми и триаса [Yin et al., 2001]. Во-вторых, повысилась детальность и «разрешающая способность» магнитостратиграфических исследований по осадочным разрезам для этого временного интервала. В частности, для Мейшаньского разреза, принятого в качестве GSSP, по результатам магнитостратиграфических исследований, установлено, что РТВ должна находиться внутри зоны прямой полярности, в нижней её части. Это же подтверждается многочисленными исследованиями по всему миру, результаты которых сведены и обобщены в работе М.Штейнер [Steiner, 2006]. В связи с этим, традиционное деление трапповой толщи Норильского района на «пермскую», намагниченную отрицательно, и «триасовую», намагниченную положительно, не соответствует современным магнитостратиграфическим данным и требует пересмотра.

Теоретически, существуют два варианта разрешения возникшего несоответствия. Первый из них предполагает, что после формирования ивакинской свиты (и её стратиграфических аналогов в других районах) в пермское время до инверсии магнитного поля, наступило значительное по времени (несколько сотен тысяч лет) «затишье» магматической активности, и возобновился магматизм уже в триасе. При таком варианте схема возрастного деления, остается практически без изменений. С той лишь поправкой, что между «пермской» и «триасовой» частями разреза обязательно должен быть «перерыв» - стратиграфическое несогласие. Но, как уже говорилось раньше, полученные в настоящей работе данные по скважине ССВ-15 свидетельствуют о том, что такого перерыва не было. Таким образом, остается второй вариант, предполагающий, что РТВ в трапповой толще Сибирской платформы должна проходить внутри «прямомагнитной» части разреза выше ивакинской свиты. Вопрос может быть только в том, «где именно?».

В Мейшаньском стратотипическом разрезе пермотриасовой границе соответствует очень узкая зона обратной полярности [Yin et al., 2001], установленная в группе из четырех слоев известняков, общей мощностью 16 см. На наш взгляд, представляется логичным сопоставить этой зоне одну из выявленных нами в Норильских траппах микрозон.

Вопрос о существовании короткого интервала обратной полярности внутри *моронговской* свиты уже возникал и обсуждался, например, в работе Е.Линда с соавторами [Lind et al. 1994]. Обратная полярность (наряду с прямой) была обнаружена в породах нижнеталнахской интрузии, стратиграфически сопоставляемой со средней частью моронговской свиты [Fedorenko, 1994], но тогда в результирующую магнитостратиграфическую колонку он не был включен [Lind et al. 1994] (см. рисунок 1.6). Позже М.Вестфаль с соавторами [Westphal et al., 1998], проводя корреляцию между магнитостратиграфическими разрезами скважины СГ-6 и траппами Сибирской платформы и Западного Таймыра, использовал другой вариант интерпретации данных Линда, где упомянутый короткий R-интервал учтен. Таким образом, представляется логичным сопоставить границе перми и триаса, отмеченной в стратотипическом разрезе узкой R-зоной, именно *Моронговскую* микрозону. Она совпадает с началом IV крупного магматического цикла, знаменующего наиболее активную стадию вулканизма на Сибирской платформе. Кроме того, исходя из представленных оценок продолжительности магматизма, интервалу разреза между ивакинской и моронговской свитами соответствует временной промежуток около 200 тыс. лет, что хорошо согласуется с положением РТВ относительно начала ортозоны прямой полярности в магнитостратиграфических шкалах [Stratotypes..., 1998; Steiner, 2006].

На рисунке 5.5 приведен наш вариант корреляции траппов Норильского района с магнитостратиграфическими шкалами: сводной мировой [Steiner, 2006], Восточноевропейской [Stratotypes..., 1998] и Мейшаньского стратотипического разреза [Yin et al., 2001]. В этой схеме обратномагнитическая ивакинская свита соответствует верхнему интервалу обратной полярности Чансиньского (Вяткинского) яруса верхней перми – как и было принято большинством исследователей до недавнего времени [Lind et al., 1994; Gurevitch et al., 1995; Westphal et al., 1998; Gurevitch et al., 2004]. Изменилось лишь положение РТВ внутри разреза траппов в соответствии с изменениями в мировых магнитных шкалах. Несмотря на то, что в нашем варианте смещение РТВ по разрезу весьма значительно (не менее 800 м), во временном масштабе оно (согласно приведенным в пункте 5.2.1 оценкам продолжительности траппового магматизма) не превышает 200-300 тыс. лет. То есть смещение границы по времени не выходит за пределы разрешающей способности современных изотопно-геохронологических методов и, следовательно, не противоречит имеющимся абсолютным датировкам сибирских траппов.

Предлагаемое положение границы перми и триаса подразумевает, что нижняя часть разреза трапповой толщи (от ивакинской до надеждинской свиты) имеет верхнепермский возраст. Эта интерпретация является промежуточным вариантом между традиционной схемой корреляции для Сибирских траппов [Lind et al., 1994; Gurevitch et al., 2004] и схемой, предложенной М.Штейнер (показана на рисунке 5.5 на врезке) [Steiner, 2006], где весь разрез Норильского района помещается в верхнюю пермь. Мы считаем такое удревнение недостаточно обоснованным, поскольку, во-первых, оно не согласуется с изотопно-геохронологическими определениями возраста Сибирских траппов. Во-вторых, оно предполагает значительное увеличение оцениваемой продолжительности магматизма, до 8–9 млн. лет и более, в то время как большинство исследований абсолютного возраста Сибирских траппов свидетельствуют о кратковременности этого события: не более 1–2 млн. лет (см. сводные данные в [Reichow et al., 2009; Kamo et al., 2003]).

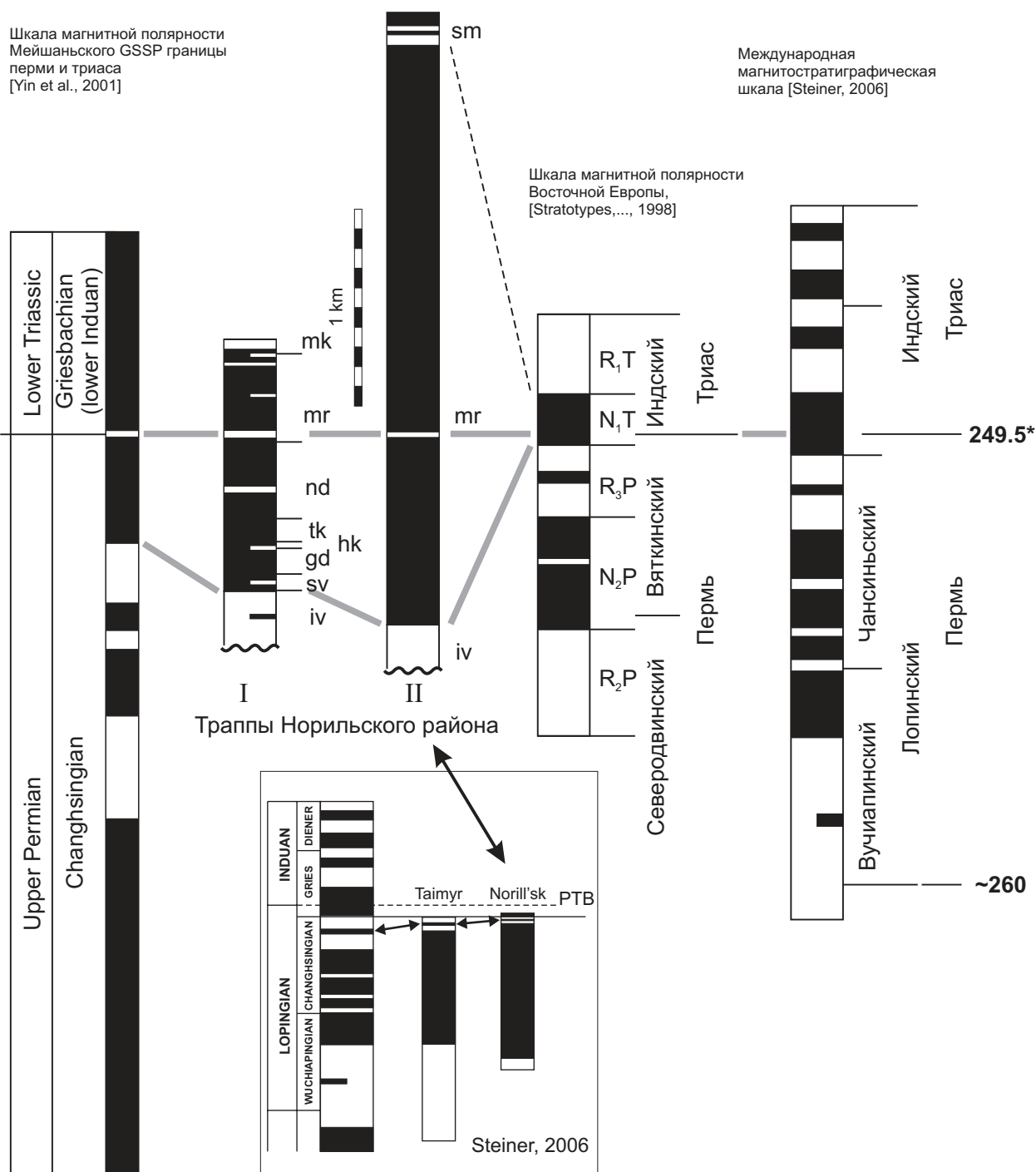


Рисунок 5.5 – Сопоставление сводного разреза по скважинам с магнитостратиграфическими шкалами и результатами предыдущих исследований траппов Норильского района: I - наст. работа, II - Lind et al., 1994 в интерпретации Westphal et al., 1998 (разрезы I и II приведены в одном масштабе);

sm - самоедская свита, обозначения остальных свит - на рисунке 5.4;

на врезке показан вариант корреляции по Steiner, 2006

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящей работе изложены и систематизированы результаты исследований, проводимых автором на протяжении последних десяти лет совместно с коллегами палеомагнитологами и геологами. Принципиально новым в исследовании сибирских траппов является обнаружение и обоснование присутствия в них записи т.н. «тонкой структуры» геомагнитного поля, что открывает дорогу для количественных оценок динамики формирования трапповой толщи с помощью палеомагнитных методов. В частности, как сделано в данной работе, позволяет оценивать продолжительность траппового магматизма не только «сверху», но и «снизу», опираясь на данные о частоте геомагнитных экскурсов. Полученная здесь оценка ~500 тыс. лет существенно ограничивает допустимые рамки предположений об экстремальной краткости всего магматического «события» в целом. Во всяком случае, верхняя часть разреза, от моронговской свиты и выше, не могла сформироваться быстрее, чем за 200-300 тыс. лет, что уже нельзя считать «экстремальной» скоростью.

Результаты настоящей работы существенно меняют представления о магнитостратиграфически «немой» вулканогенной толще на Сибирской платформе, где по сравнению с другими областями распространения пермо-триасовых траппов (а в особенности, Западной Сибири) наблюдается наименьшее количество магнитозон (на большей части площади - одна). Примечательно, что новая картина магнитной записи в норильских траппах хорошо согласуется с геологическими представлениями о ритмичности магматизма. Полученная информация позволит целенаправленно искать «следы» кратковременных инверсий (экскурсов) в конкретных интервалах разреза туфолавовой толщи, вблизи структурно-стратиграфических границ. С другой стороны, палеомагнитная запись, содержащая «реперы» в виде экскурсов, поможет структурировать разрез там, где это проблематично для традиционных подходов.

На примере изученных объектов показан общий характер влияния локальных условий формирования породы на приобретаемые ею магнитные свойства. Выявленные закономерности в достаточной (хотя и далеко не полной) мере объясняют причины значительной изменчивости петромагнитных параметров, типично наблюдаемой для обширных коллекций образцов траппов. Более того, обнаруженная закономерность в поведении деблокирующих температур внутри крупных (мощных) потоков, а именно разница между прикровельной и приподожвенной областями, может использоваться как критерий в разрешении давних споров о генетической природе базальтовых тел в трапповой толще - являются ли они потоками или

силлами? Петромагнитные особенности таких тел также могут служить реперами, наряду с палеомагнитной записью, для структурного и стратиграфического расчленения толщи.

Опираясь на результаты настоящих исследований предложен новый вариант корреляции Сибирских траппов с другими разрезами пермотриасового возраста, в котором до половины вулканической толщи принадлежит пермской системе. Это представляется весьма логичным, если верны предположения о причинной связи позднепермского массового вымирания биоты с активной вулканической деятельностью на Сибирской платформе [Reichow et al., 2009; Saunders and Reichow, 2009].

Для автора очевидно, что дальнейшее развитие исследований, начатых в настоящей работе, должно быть связано, прежде всего, с их распространением на другие разрезы трапповой толщи в пределах Сибирской платформы. На данном этапе пока еще необходимо накапливать информацию, усиливать количественную базу, что, возможно, в будущем позволит выйти на качественно новый уровень как в понимании процессов изменения магнитного поля и механизмов его фиксации в вулканических породах, так и в представлениях о динамике формирования крупных магматических провинций. Хотя первый качественный сдвиг в этом направлении уже сделан.

ЛИТЕРАТУРА

1. Альмухамедов А.И. Сравнительный анализ геодинамики пермотриасового магматизма Восточной и Западной Сибири / А.И. Альмухамедов, А.Я. Медведев, Н.П. Кирда // Геология и геофизика. – 1999. – Т.40. – №11. – С. 1575–1587.
2. Аплонов С.В. Палеогеодинамика Западно-Сибирской плиты / С.В. Аплонов // Сов. геология. – 1989. – №7. – С.27-36.
3. Багин В.И. Магнетизм α -окислов и гидроокислов железа / В.И. Багин, Т.С. Гендлер, Т.Е. Авилова. – М: Изд-во ИФЗ АН СССР, 1988. – 179 с.
4. Буров Б.В., Ясонов П.Г. Введение в дифференциальный термомагнитный анализ горных пород / Б.В. Буров, П.Г. Ясонов. – Изд-во Казанского ун-та, 1979. – 160 с.
5. Васильев Ю.Р. Оценка объемов и некоторые проблемы генезиса Р-Т траппового магматизма Сибирской платформы / Ю.Р. Васильев, В.В. Золотухин, Г.Д. Феоктистов, С.Н. Прусская // Геология и геофизика. – 2000. – Т.41. – №12. – С.48-61.
6. Васильев Ю.Р., Прусская С.Н. Новые данные о крупнообъемных проявлениях пермотриасовых интрузивных траппов в чехле Сибирской платформы / Ю.Р. Васильев, С.Н. Прусская // Докл. РАН. – 1997. – Т.354. – № 2. – С. 216-219.
7. Веселовский Р.В. Палеомагнетизм траппов долин рек Подкаменная Тунгуска и Котуй: к вопросу о реальности послепалеозойских относительных перемещений Сибирской и Восточно-Европейской платформ / Р.В. Веселовский, И. Галле, В.Э. Павлов // Физ. Земли. – 2003. – № 10. – С. 78-94.
8. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Сибирская платформа. – Л.: Недра, 1987. – Т.4. – 448 с.
9. Горбачев Н.С., Некрасов А.Н. Геохимия лав Норильского района с различной полярностью магнитного поля / Н.С. Горбачев, А.Н. Некрасов // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород, материалы международного семинара, г. Казань, 3-7 ноября 2004 г. – Казань: Изд-во Казанск. ун-та, 2004. – С. 152-157.
10. Гордиенко И.В., Михальцов Н.Э. Положение венд- раннекембрийских офиолитовых и островодужных комплексов Джидинской зоны каледонид в структурах палеоазиатского океана по палеомагнитным данным / И.В. Гордиенко, Н.Э. Михальцов // ДАН. – 2001. – Т.379. – № 4. – С. 508-513.
11. Гордиенко И.В., Михальцов Н.Э. Состав и положение офиолитовых, островодужных и окраинноморских комплексов Джидинской зоны каледонид в структурах Палеоазиатского и

Монголо-Охотского океанов по палеомагнитным данным / И.В. Гордиенко, Н.Э. Михальцов // Материалы XXXVI Тектонического совещания «Тектоника и геодинамика континентальной литосферы». – М.: ГЕОС, 2003. – С. 150-155.

12. Гордиенко И.В. Состав и структурное положение урминской толщи позднего девона в складчатом обрамлении юга Сибирской платформы по палеомагнитным данным / И.В. Гордиенко, Н.Э. Михальцов, А.В. Филимонов // ДАН. – 2003. – Т.388. – № 5. – С. 651-655.

13. Гусев Б.В. Возраст щелочно-ультраосновных пород Маймеча-Котуйского района по палеомагнитным данным / Б.В. Гусев // Инф. бюлл. Ин-та геол. Арктики. – 1959. – вып. 14. – С. 30-33.

14. Гусев Б.В. Палеомагнитная корреляция эффузивных образований на севере Сибирской платформы / Б.В. Гусев // Инф. бюлл. Ин-та геол. Арктики. – 1962 (а). – вып. 29. – С. 30-34.

15. Гусев Б.В. Причины отрицательных магнитных аномалий Маймеча-Котуйского района / Б.В. Гусев // Геофизические методы разведки в Арктике; под ред. Р.М. Деменицкой. – Л.: Гостоптехиздат, 1962 (б). – Т. 132. – вып. 4. – С. 35-52.

16. Гусев Б.В. Магнетизм пород трапповой формации западной части Сибирской платформы / Б.В. Гусев, В.В. Металлова, Ф.С. Файнберг // Тр. НИИГА. – Л.: Недра, 1967. – Т.152. – 84 с.

17. Гусев Б.В. Переходная палеомагнитная зона в базальтах коготокской свиты на севере Сибирской платформы / Б.В. Гусев // В кн.: Геофизические методы разведки в Арктике. – Л., 1968. – вып. 5. – С. 67-71.

18. Гусев Б.В. Стратификация эффузивных толщ северо-запада Сибирской платформы по палеомагнитным данным / Б.В. Гусев // В кн.: Геология и полезные ископаемые северо-запада Сибирской платформы (правобережье р. Енисей). – М., 1970. – Т.162. – вып.2. – С. 116-124.

19. Диденко А.Н. О возможной причине квазипериодических колебаний частоты геомагнитных инверсий и величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морских карбонатных породах в фанерозое / А.Н. Диденко // Геология и геофизика. – 2011. – Т.52. – № 12. – С. 1945–1956.

20. Добрецов Н.Л. Мантийные суперплюмы как причина главной геологической периодичности и глобальных перестроек / Н.Л. Добрецов // Доклады академии наук. – 1997. – Т.357. – № 6. – С. 797-800.

21. Дополнения к стратиграфическому кодексу России. – Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ, 2000. – 107 с.

22. Золотухин В.В. Тепловой эффект внедрения траппов Сибирской платформы в связи с концепцией плюмов / В.В. Золотухин // Геология и геофизика. – 1998. – Т.39. – № 8 – С.1059–1063.
23. Золотухин В.В. Базальты Сибирской платформы / В.В. Золотухин, А.М. Виленский, О.А. Дюжиков. – Новосибирск: Наука, 1986. – 246 с.
24. Золотухин В.В. Эволюция пермотриасового магматизма севера Сибирской платформы по Ag/Ag данным / В.В. Золотухин, В.А. Пономарчук, А.В. Травин, Ю.Р. Васильев, А.И. Альмухамедов // Проблемы петрологии и минерогенеза мафит-ультрамафитовых комплексов Сибири. – Томск: Томский гос.ун-т, 1998. – вып.1. – С.58-61.
25. Ивлиев К.А. Расчленение недифференцированных траппов пермотриаса по данным петромагнитных исследований и крупномасштабной аэромагнитной съемки в Алакит-Мархинском кимберлитовом поле / К.А. Ивлиев, Г.Г. Камышева, Ю.М. Эринчек // Применение геофизических методов при поисках кимберлитовых тел в Якутской провинции. – Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1976. – С.47-64.
26. Казанский А.Ю. Палеомагнитный возраст траппов по сверхглубокой скважине СГ-7 Ен-Яхинской севера Западной Сибири / А.Ю. Казанский, В.С. Бочкарев, А.М. Брехунцов, К.Г. Лукомская, Н.Э. Михальцов // Горные ведомости. – 2009. – №9. – С.24-35.
27. Казанский А.Ю. Граница перми и триаса в вулканогенно-осадочном разрезе Западно-Сибирской плиты по палеомагнитным данным (по материалам изучения керна Тюменской сверхглубокой скважины СГ-6) / А.Ю. Казанский, Ю.П. Казанский, С.В. Сараев, В.И. Москвин // Геология и геофизика. – 2000. – Т.41. – № 3. – С. 327-339.
28. Казанский А.Ю. Палеомагнетизм пермотриасового траппового комплекса Кузнецкого прогиба (Южная Сибирь) / А.Ю. Казанский, Д.В. Метелкин, В.Ю. Брагин, Л.В. Кунгурцев // Геология и геофизика. – 2005. – Т.46. – № 11. – С.1107-1120.
29. Константинов К.М. Петрофизическая модель кимберлитовой трубки Комсомольская / К.М. Константинов, Н.В. Иванюшин и др. // Геофизика. – 2004(а). – № 6. – С. 50-53.
30. Константинов К.М. Петромагнитные неоднородности пермо-триасовых траппов Далдыно-Алакитского района и их значение при поисках коренных месторождений алмазов / К.М. Константинов, С.Г. Мишенин и др. // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: теория, практика, эксперимент. Материалы семинара. – Борок, 18-21 октября 2007 г. – М.: ГЕОС, 2007. – С. 63-69.

31. Константинов К.М. Распределение векторов естественной намагниченности пермотриасовых траппов Далдыно-Алакитского алмазоносного района / К.М. Константинов, С.Г. Мишенин и др. // Геофизика. – 2004(б). – № 1. – С. 49-53.
32. Кропотов С.В. Связь латеральной изменчивости физических свойств траппов Норильского района с тектоническим режимом магматизма / С.В. Кропотов // Актуал. пробл. регион. геол. Сибири (стратигр., тектон., палеогеогр., минерагения), Тез. докл. науч.-практ. совещ., Новосибирск, 16-18 дек. 1992 г. – С. 92-94.
33. Кузнецов А.А. Некоторые черты эффузивных траппов северо-запада Сибирской платформы в свете экспериментальных данных / А.А. Кузнецов // Уч. зап. НИИГА. – 1965. – Регионал. геол., вып. 5. – 161-170.
34. Кузнецов А.А. Тектономагматический процесс / А.А. Кузнецов. – Л.: Недра, 1977. – 118 с.
35. Кутолин В.А. Трапповая формация Кузбасса / В.А. Кутолин. – Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1963. – 117 с.
36. Лавренчук А.В. Черносопкинский тешенит-сиенитовый комплекс северо-западной части Восточного Саяна - одно из проявлений раннедевонского плюмового магматизма / А.В. Лавренчук, А.Э. Изох, Г.В. Поляков, Д.В. Метелкин, Н.Э. Михальцов, А.В. Травин // Геология и геофизика. – 2004. – Т.45. – № 6. – С.663-677.
37. Лапин Б.Н. Траппы оз. Лама / Б.Н. Лапин // Палеовулканизм Алтае-Саянской складчатой области и Сибирской платформы. Сборник научных трудов. – Новосибирск: Наука, 1991. – С. 121-138.
38. Лапин С.С. Влияние магнитной восприимчивости окружающей среды на знак полярности при намагничивании формирующихся горных пород / С.С. Лапин // Геология и геофизика. – 1968(а). – № 4. – С.13-22.
39. Лапин С.С. О механизме обратной намагниченности горных пород без инверсии магнитного поля Земли / С.С. Лапин // Геология и геофизика. – 1968(б). – № 2. – С.86-93.
40. Лапин С.С. О причинах обратной намагниченности горных пород без инверсии магнитных полюсов Земли / С.С. Лапин // В кн. Геологические результаты прикладной геофизики. Междунар. геол. конгр. XXIII сессии. Докл. сов. Геологов. Проблема 5. – М.: Наука, 1968(в). – С.68-73.
41. Линд Э.Н. К методике поисков рудоносных интрузий по физическим свойствам вмещающих пород / Э.Н. Линд // Тр. СНИИГиМСа. – 1976. – вып.241. – С. 32-38.

42. Линд Э.Н. Определение № 7-40 / Э.Н. Линд // В кн. Палеомагнитные направления и палеомагнитные полюса. Справочные данные по СССР. – М.: Межвед. геофиз. ком. при Презид. АН СССР., 1973. – Вып. 2. – 89 с.
43. Линд Э.Н. Решение проблемы границы Палеозойской и Мезозойской систем на основе магнитостратиграфии туфолавовых образований Маймеча-Котуйского и Норильского районов / Э.Н. Линд // Геология и полезные ископаемые Красноярского края. – 1998. – С.145-151.
44. Линд Э.Н. Сравнительная характеристика состава и структурных параметров ферромагнитных минералов в интрузивных траппах / Э.Н. Линд, В.В. Металлова // Минералогия и петрография рудных формаций Красноярского края. – Красноярск, 1974. – С. 17-26.
45. Люлько В.А. Геология и рудные месторождения Норильского района: Путеводитель VII Международного симпозиума по платине / В.А. Люлько, В.А. Федоренко, В.В. Дистлер и др. – М.: Изд-во Московский контакт, 1994. – 43 с.
46. Малич К.Н. U-Pb результаты датирования циркона и бадделеита ультрамафит-мафитового интрузива Норильск-1 (Россия) / К.Н. Малич, И.Ю. Баданина, Е.А. Белоусова, Е.В. Туганова // Геология и геофизика. – 2012. – Т.53. – № 2. – С. 163–172.
47. Медведев А.Я. Пермотриасовый вулканизм Северо-Азиатского кратона (Западно-Сибирская плита и Тунгусская синеклиза): Геохимия, петрология и геодинамика. Автореф. докт. геолог.-минер. наук / А.Я. Медведев. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2004. – 32 с.
48. Метелкин Д.В. Внутриплитные сдвиговые перемещения и магматизм в обрамлении Сибирской платформы в мезозое: палеомагнитный аспект / Д.В. Метелкин, Н.Э. Михальцов, В.Ю. Брагин // Материалы III конференции молодых ученых, посвященной М.А.Лаврентьеву, Ч.П. – Новосибирск: Изд. РИЦ “Прайс-Курьер”, 2003. – С. 182-186.
49. Метелкин Д.В. Геологическое строение и палеомагнетизм вендских и нижнекембрийских отложений Аргунского террейна (восточное Забайкалье) / Д.В. Метелкин, И.В. Гордиенко, Л.И. Ветлужских, Н.Э. Михальцов // ДАН. – 2013. – Т. 449. – № 2. – С. 189.
50. Метелкин Д.В. Мезозойский этап тектономагматической активности в обрамлении Сибирской платформы: палеомагнитный аспект / Д.В. Метелкин, В.Ю. Брагин, Н.Э. Михальцов // Материалы IV конференции молодых ученых, посвященной М.А.Лаврентьеву, ч.П. – Новосибирск: Изд. НГУ, 2004. – С. 185-189.
51. Методические рекомендации по изучению петромагнитных и магнитных свойств пород, вскрытых сверхглубокими скважинами / Под редакцией Ю.И. Кузнецова, Д.М. Печерского. – Тверь: НПП «ГЕРС», 1992. – 86 с.

52. Михальцов Н.Э. Возраст и масштабы пермо-триасового магматизма Сибири по палеомагнитным данным / Н.Э. Михальцов, В.В. Рябов, А.Ю. Казанский, А.Я. Шевко, О.В. Куприш // Фундамент, структуры обрамления Западно-Сибирского мезозойско-кайнозойского осадочного бассейна, их геодинамическая эволюция и проблемы газонасности: Материалы всероссийской научной конференции с участием иностранных ученых, Тюмень, 29 сентября - 2 октября 2008 г. – Новосибирск: СибНАЦ, 2008. – С. 152-156.

53. Михальцов Н.Э. Палеомагнетизм траппов северо-западной части Сибирской платформы по результатам исследований керна скважин / Н.Э. Михальцов, А.Ю. Казанский, В.В. Рябов, А.Я. Шевко, О.В. Куприш, В.Ю. Брагин // Геология и геофизика. – 2012. – Т.53. – № 11. – С. 1595-1613.

54. Мишенин С.Г. Петромагнетизм трапповых пород северо-востока Тунгусской синеклизы. Автореф. канд. геолог.-минер. наук. / С.Г. Мишенин. – Казань: Казанский Государственный Университет, 2002. – 29 с.

55. Мишенин С.Г. Петрофизические параметры кимберлитов, траппов и осадочных горных пород Далдыно-Алакитского района Якутии / С.Г. Мишенин, Н.Н. Зинчук, А.Т. Бондаренко // Проблемы алмазной геологии и некоторые пути их решения. – Воронеж: Воронежский госун-тет, 2001. – С. 297-323.

56. Молостовский Э.А., Храмов А.Н. Магнитостратиграфия и её значение в геологии / Э.А. Молостовский, А.Н. Храмов. – Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 1997. – 180 с.

57. Молостовский Э.А., Храмов А.Н. Палеомагнитная шкала фанерозоя и проблемы магниостратиграфии / Э.А. Молостовский, А.Н. Храмов // 27 МГК Стратиграфия, секция С01, Доклады. – М.: Наука, 1984. – Т.1. – С. 16-23.

58. Нагата Т. Магнетизм горных пород / Т. Нагата. – М.: Мир, 1965. – 347 с.

59. Павлов В.Э. Вековые вариации геомагнитного поля и вулканические пульсы в пермо-триасовых траппах Норильской и Маймеча-Котуйской провинций / В.Э. Павлов, Ф. Флуто, Р.В. Веселовский, А.М. Фетисова, А.В. Латышев // Физика Земли. – 2011. – №5. – С. 35-50.

60. Павлов Г.Ф. Верхний палеозой Тунгусского бассейна / Г.Ф. Павлов. – Н.: Наука, 1974. – 170 с.

61. Палеомагнитология / А.Н. Храмов, Г.И. Гончаров, Р.А. Комиссарова и др.; Под ред. А.Н. Храмова. – Л.: Недра, 1982. – 312 с.

62. Парначев В.П. Массив горы Черная Сопка эталон черносопкинского сиенит-щелочногабброидного комплекса (Восточный Саян) / В.П. Парначев, Н.А. Макаренко, А.Э.

Динер, А.И. Изох, А.П. Косоруков, А.В. Лавренчук, Д.В. Метелкин, Н.Э. Михальцов. – Красноярск: КНИИГиМС, 2002. – 139 с.

63. Петрова Г.Н. Лабораторные методы при палеомагнитных исследованиях / Г.Н. Петрова // Геомагнитные исследования. – М.: Сов. Радио, 1977. – № 19. – С.40-49.

64. Петрова Г.Н. Циклические изменения магнитного поля Земли / Г.Н. Петрова // Физика Земли. – 2002. – №5. – С. 5-15.

65. Петрология и перспективы рудоносности траппов севера Сибирской платформы / Ред. В.В. Золотухин, А.М. Виленский. – Новосибирск: Наука, 1978. – 287 с.

66. Печерский Д.М. Палеомагнитология, петромагнитология и геология. Словарь-справочник для соседей по специальности / Д.М. Печерский. – М.: ИФЗ, 2006. – <http://paleomag.ifz.ru/>.

67. Печерский Д.М. Петромагнетизм и палеомагнетизм: справочное пособие для специалистов из смежных областей науки / Д.М. Печерский. – М.: Наука, 1985. – 128 с.

68. Печерский Д.М., Диденко А.Н. Палеоазиатский океан / Д.М. Печерский, А.Н. Диденко. – М.: ОИФЗ РАН, 1995. – 298 с.

69. Печерский Д.М. О синхронности событий в ядре и на поверхности Земли: изменения в органическом мире и полярности геомагнитного поля в фанерозое / Д.М. Печерский, А.А. Любушин, З.В. Шаронова // Физика Земли. – 2010. – № 7. – С. 64—74.

70. Пospelова Г.А. О геомагнитных экскурсах / Г.А. Пospelова // Физика Земли. – 2002. – №5. – С.30-41.

71. Пуртова С.И. Детальное обоснование возраста раннего мезозоя и перми в разрезе Тюменской сверхглубокой скважины; Тюменская сверхглубокая скважина (интервал 0-7502м). Результаты бурения и исследования / С.И. Пуртова // Научное бурение в России. – Пермь: КамНИИКИГС, 1996. – Вып.4. – С. 94-100.

72. Решения 3-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозою и кайнозою Средней Сибири, 1978. – Новосибирск, 1981. – 91 с.

73. Румянцева Н.А. О классификации эффузивных пород / Н.А. Румянцева // Зап. ВМО. – 1977. – Ч.CVI. – Вып.1. – С. 53-61.

74. Рябов В.В. "Аномальные образования" в траппах Сибирской платформы - показатели геодинамической обстановки формирования платобазальтов / В.В. Рябов, А.Я. Шевко, С.Н. Затеева // Литосфера. – 2005. – № 4. – С. 165-177.

75. Рябов В.В. Магматические образования Норильского района / В.В. Рябов, А.Я. Шевко, М.П. Гора. – Новосибирск: Нонпарель, 2000. – Т.1. – 408 с.

76. Сидорас С.Д. Магнетизм вулканогенных образований Тунгусской синеклизы и его значение при геологических исследованиях. Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук / С.Д. Сидорас. – Новосибирск, 1984. – 17 с.
77. Старосельцев В.С. Тектоника базальтовых плато и нефтегазоносность подстилающих отложений / В.С. Старосельцев. М.: Недра, 1989. – 158 с.
78. Старосельцев В.С. Тектонические основы прогноза нефтегазоносности осадочных толщ под базальтовым плато древних платформ: Автореф. дис. докт. геол.-мин. наук / В.С. Старосельцев. – М., 1982. – 25 с.
79. Стратиграфический кодекс России. Издание третье. – СПб.: Издательство ВСЕГЕИ, 2006. – 96 с.
80. Трухин В.И. Введение в магнетизм горных пород / В.И. Трухин. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1973. – 275 с.
81. Фадеев В.А. Ритмичность вулканических процессов как основа расчленения лавовой толщи / В.А. Фадеев // Информ. сборник НИИГА. – 1962. – Вып.31. – С.23.
82. Эринчек Ю.М. Пространственно-временная структура раннемезозойских интрузивных траппов восточного борта Тунгусской синеклизы / Ю.М. Эринчек, Е.Д. Мильштейн, Б.С. Парасотка // Советская геология. – 1993. – №3. – С. 36-45.
83. Яновский Б.М. Земной магнетизм / Б.М. Яновский. – Л.: Изд-во ЛГУ, 1978. – 592 с.
84. Ярмолук В.В. Изотопная неоднородность источников позднепалеозойского внутриплитного магматизма Центральной Азии (на основе данных по изотопам Sr и Nd базальтов бимодальных ассоциаций) / В.В. Ярмолук, А.А. Воронцов, В.И. Коваленко, Д.З. Журавлев // Геология и геофизика. – 1997. – Т.38. – № 6. – С. 1142–1147.
85. Arndt N.T., Lehnert K., Vasil'ev Y. Meimechites: highly magnesian alkaline magmas from the subcontinental lithosphere? / N.T. Arndt, K. Lehnert, Y. Vasil'ev // Lithos. – 1995. – V.34. – P. 41-59.
86. Baksi A.K., Farrar E. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of whole-rock basalts (Siberian Traps) in the Tunguska and Noril'sk regions, USSR / A.K. Baksi, E. Farrar // Eos (Transactions of the American Geophysical Union). – 1991. – V.72. – P. 570.
87. Butler R.F. Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes / R.F. Butler. – Blackwell Sciences, Malden, Mass., 1992.
88. Campbell I.H. Synchronism of the Siberian Trapps and the Permian-Triassic boundary / I.H. Campbell, G.K. Czamanske, V.A. Fedorenko, R.I. Hill, V. Stepanov // Science. – 1992. – V.258. – P.1760-1763.

89. Campbell I.H., Griffiths R.W. Implications of mantle plume structure for the evolution of flood basalts / I.H. Campbell, R.W.Griffiths // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1990. – V.99.– P. 79-93.
90. Channell J.E.T. Late Brunhes polarity excursions (Mono Lake, Laschamp, Iceland Basin and Pringle Falls) recorded at ODP Site 919 (Irminger Basin) / J.E.T. Channell // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 2006. – V.244. – P. 378– 393.
91. Chenet A-L. $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ dating of the main Deccan Large Igneous Province: Further Evidence of KTB Age and Short Duration / A-L. Chenet, X. Quidelleur, F. Fluteau, V. Courtillot // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 2007. – V.263. – P. 1-15.
92. Chenet A-L. Determination of rapid Deccan eruptions across the Cretaceous-Tertiary boundary using paleomagnetic secular variation: Results from a 1200-m-thick section in the Mahabaleshwar escarpment / A-L. Chenet, F. Fluteau, V. Courtillot, et al. // *J Geophys Res.* – 2008. – V.113(B4). – doi: 10.1029/2006JB004635
93. Claou'e-Long J. The age of the Permian-Triassic boundary / J. Claou'e-Long, G. Zhang, G. Ma, S. Du // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 1991. – V.105. – P. 182–190.
94. Clement B.M. Dependence of the duration of geomagnetic polarity reversals on site latitude / B.M. Clement // *Nature*. – 2004. – V.428. – P. 637–640.
95. Courtillot V. Cosmic markers, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating and Paleomagnetism of the KT sections in the Anjar area of the Deccan large igneous province / V. Courtillot, Y. Gallet, R. Rocchia, G. Féraud, E. Robin, C. Hofmann, N. Bhandari, Z.G. Ghevariya // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 2000. – V.182. – P. 137-156.
96. Cox K.G. The Karoo Province / K.G. Cox // In: *Continental Flood Basalts*; ed. J.D. Macdougall. – Kluwer Academic, Dordrecht, The Netherlands, 1988. – P. 239-271.
97. Czamanske G., Fedorenko V. The demise of the Siberian Plume / G. Czamanske, V. Fedorenko // abstract in *The Hotspot handbook, Proceedings of Penrose Conference Plume IV: Beyond the Plume Hypothesis*, Hveragerdi, Iceland, 2002.
98. Dalrymple G.B. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages from samples from Noril'sk-Talnakh ore bearing intrusions and the Siberian flood basalts, Siberia / G.B. Dalrymple, G.K. Czamanske, M.A. Lanphere, V. Stepanov, V. Federenko // *EOS*. – 1991. – V.72. – P. 570.
99. Day R. Hysteresis properties of titanomagnetites: Grain size and composition dependence / R. Day, M. Fuller, V.A. Schmidt // *Phys. Earth Planet. Int.* – 1977. – V. 13. – P. 260–267.
100. Deenen M.H.L. Geomagnetic secular variation and the statistics of palaeomagnetic directions / M.H.L. Deenen, C.G.Langereis, D.J.J. van Hinsbergen, A.J. Biggin // *Geophys. J. Int.* – 2011. – V.186. – Iss.2. – P. 509–520.

101. Dobretsov N.L., Vernikovskiy V.A. Mantle plumes and their geological manifestations / N.L. Dobretsov, V.A. Vernikovskiy // *Int. Geol. Rev.* – 2001. – V.43. – P. 771–787.
102. Dunlop D.J. Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc): 1. Theoretical curves and tests using titanomagnetite data / D.J. Dunlop // *J. Geophys. Res.* – 2002. – V.107. – P. EPM 4-1 - EPM 4-22.
103. Dunlop D.J., Özdemir Ö. *Rock Magnetism: Fundamentals and Frontiers* / D.J. Dunlop, Ö. Özdemir // *Cambridge Studies in Magnetism.* – Cambridge University Press, 1997.
104. Dunlop D.J., Özdemir Ö. Beyond Néel theories: Thermal demagnetization of narrow-band partial thermoremanent magnetizations / D.J. Dunlop, Ö. Özdemir // *Phys. Earth Planet. Inter.* – 2001. – V.126. – P. 43-57.
105. Enkin R.J. A computer program package for Analysis and presentation of paleomagnetic data / R.J. Enkin. – Pacific Geoscience Centre, Geological Survey of Canada. – 1994. – 16 p.
106. Erwin D.H. The Permo-Triassic extinction / D.H. Erwin // *Nature.* – 1994. – V.231. – P. 231-236.
107. Fedorenko V.A. Evolution of magmatism as reflected in the volcanic sequence of the Noril'sk region / V.A. Fedorenko // In: P.C. Lightfoot, A.J. Naldrett. (eds), *Proc. Sudbury-Noril'sk Symp.* – Ontario Geological Survey Special Vol. – 1994. – V.5. – P. 171-184.
108. Fisher N.I. *Statistical Analysis of Spherical Data* / N.I. Fisher, T. Lewis, B.J.J. Embleton. – Cambridge University Press, Cambridge, 1987.
109. Gradstein F.M. A Mesozoic time scale / F.M. Gradstein, F.P. Agterberg, J.G. Ogg, J. Hardenbol, P. van Veen, T. Thierry, Z. Huang // *Journal of Geophysical Research.* – 1994. – V.99 (B12). – P. 24051-24074.
110. Gubbins D. The distinction between geomagnetic excursions and reversals / D. Gubbins // *Geophys. J. Int.* – 1999. – V.137. – P. F1–F3.
111. Guillou H. K–Ar, ^{40}Ar – ^{39}Ar ages and magnetostratigraphy of Brunhes and Matuyama lava sequences from La Palma Island / H. Guillou, J.C. Carracedo, R.A. Duncan // *Journal of Volcanology and Geothermal Research.* – 2001. – V.106. – Iss. 3-4. – P. 175-194.
112. Gurevitch E.L. Palaeomagnetism and magnetostratigraphy of the Permian–Triassic northwest central Siberian Trap Basalts / E.L. Gurevitch, C. Heunemann, V. Rad'ko, M. Westphal, V. Bachtadse, J.P. Pozzi, H. Feinberg // *Earth and Planetary Science Letters.* – 2004. – P. 461-473.
113. Gurevitch E.L. Paleomagnetism and magnetostratigraphy of the traps from Western Taimyr (Northern Siberia) and the Permo-Triassic crisis / E.L. Gurevitch, M. Westphal, J. Daragan-Suchov, H. Feinberg, J.P. Pozzi, A.N. Khramov // *Earth Plan. Sci. Let.* – 1995. – V.136. – P. 461-473.

114. Haag M., Heller H. Late Permian to Early Triassic magnetostratigraphy / M. Haag, H. Heller // *Earth Planet Sci. Lett.* – 1991. – V.107. – P. 42-54.
115. Herrero-Bervera E., Browne E.J., Valet J.P., Singer B.S., Jicha B.R. Cryptochron C2r.2r-1 recorded 2.51 Ma in the Koolau Volcano at Halawa, Oahu, Hawaii, USA: Paleomagnetic and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ evidence / E. Herrero-Bervera, E.J. Browne, J.P. Valet, B.S. Singer, B.R. Jicha // *Earth and Planetary Science Letters.* – 2007. – V.254. – P. 256–271.
116. Herrero-Bervera E., Walker G.P.L., Harrison C.G.A., Guerrero Garcia J.C. Reversal Records From Eastern Icelandic Lava Flows And Their Geodynamic Significance / E. Herrero-Bervera, G.P.L. Walker, C.G.A. Harrison, J.C. Guerrero Garcia // *Surveys in Geophysics.* – 1996. – V.17. – P. 197-206.
117. Heunemann C. Direction and intensity of Earth's magnetic field at the Permo-Triassic boundary: A geomagnetic reversal recorded by the Siberian Trap Basalts, Russia / C. Heunemann. – Inaugural-Dissertation zur Erlangung des Doktorgrades der Fakultät für Geowissenschaften der Ludwig-Maximilians-Universität München. – 2003. – 118 p.
118. Heunemann C. Directions and intensities of the Earth magnetic field during a reversal: results from the Permo-Triassic Siberian trap basalts. Russia / C. Heunemann, D. Krasa, C. Soffel, Heirich, E. Gurevitch, V. Bachladse // *Earth and Planetary Science Letters.* – 2004. – P. 197-213.
119. Hollerbach R., Jones C.A. Influence of the Earth's inner core on geomagnetic fluctuations and reversals / R. Hollerbach, C.A. Jones // *Nature.* – 1993. – V.365. – P. 541– 543.
120. Jasonov P.G. A modernized coercivity spectrometer / P.G. Jasonov, D.K. Nurgaliev, B.V. Burov, F. Heller // *Geologica Carpatica.* – 1998/ – V.49. – P. 224-225.
121. Kamo S.L. Rapid eruption of Siberian flood-volcanic rocks and evidence for coincidence with the Permian-Triassic boundary and mass extinction at 251Ma / S.L. Kamo, G.K. Czamanske, Y. Amelin, V.A. Fedorenko, D.W. Davis, V.R. Trofimov // *Earth and Planetary Science Letters.* – 2003. – V.214. – P. 75-91.
122. Kirschvink J.L. The least squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data / J.L. Kirschvink // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* – 1980. – V.62. – P. 699-718.
123. Krása D. Self-reversal of remanent magnetisation in basalts due to partially oxidised titanomagnetites / D. Krása, V.P. Shcherbakov, T. Kunzmann, N. Petersen // *Geophys. J. Int.* – 2005. – V.162(1). – P. 115-136. (doi:10.1111/j.1365-246X.2005.02656.x).
124. Kravchinsky V.A. Palaeomagnetism of East Siberian traps and kimberlites: two new poles and palaeogeographic reconstructions at about 360 and 250 Ma / V.A. Kravchinsky, K.M. Konstantinov, V. Courtillot, J.I. Savrasov, J-P Valet, S.D. Cherniy, S.G. Mishenin, B.S. Parasotka // *Geophys. J. Int.* – 2002. – V.148. – P. 1–33.

125. Kristjansson L. Stratigraphy and paleomagnetism of a 2.9-km composite lava section in Eyjafjrdur, Northern Iceland: a reconnaissance study / L. Kristjansson, A. Gudmundsson, B.S. Hardarson // *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)*. – 2004. – V.93. – P. 582–595.
126. Kristjansson L., Johannesson H. Secular variation and reversals in a composite 2.5 km thick lava section in central Western Iceland / L. Kristjansson, H. Johannesson // *Earth Planets Space*. – 1999. – V.51. – P. 261–276.
127. Laj C. North Atlantic palaeointensity stack since 75 ka (NAPIS-75) and the duration of the Laschamp event / C. Laj, C. Kissel, A. Mazaud, J. E. T. Channell, J. Beer // *Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A*. – 2000. – V.358. – P. 1009– 1025.
128. Laj, C. Geomagnetic field behavior during the Iceland Basin and Laschamp geomagnetic excursions: A simple transitional field geometry? / C. Laj, C. Kissel, A.P. Roberts // *Geochem. Geophys. Geosyst.* – 2006. – V.7. – Q03004. – doi:10.1029/2005GC001122.
129. Larsen R.B., Tegner C. Pressure conditions for the solidification of the Skaergaard intrusion: Eruption of East Greenland flood basalts in less than 300,000 years / R.B. Larsen, C. Tegner // *Lithos*. – 2006. – V.92. – P. 181—197.
130. Lind E.N. Paleomagnetism of Siberian flood basalts of the Noril'sk area: a constraint on eruption duration / E.N. Lind, S.V. Kropotov, G.K. Czamanske, S.C. Gromme, V.A. Fedorenko // *Intern. Geology Review*. – 1994. – V.36. – № 12. – P. 1139-1151.
131. McElhinny M.W., McFadden P.L. Paleomagnetism. Continents and Oceans / M.W. McElhinny, P.L. McFadden // *International Geophysics Series*, v.73. – Academic Press. San Diego, 2000. – 386 p.
132. McKee E.H., Elston D.P. Reversal chronology from a 7.9- to 11.5-M.Y.-old volcanic sequence in central Arizona: Comparison with ocean floor polarity record / E.H. McKee, D.P. Elston // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. – 1980. V.85. – Iss. B1. – P. 327–337.
133. Merrill R.T., McFadden P.L., Geomagnetic polarity transitions / R.T. Merrill, P.L. McFadden // *Rev. Geophys.* – 1999. – V.37. – P. 201–226.
134. Morgan W.J. Deep mantle convection plumes and plate motions / W.J. Morgan // *Bull. Am. Assoc. Pet. Geol.* – 1972. – V.56. – P. 203–213.
135. Nicoll R.S. New species of the conodont Genus *Hindeodus* and the conodont biostratigraphy of the Permian–Triassic boundary interval / R.S. Nicoll, I. Metcalfe, W. Cheng-Yuan // *J. Asian Earth Sci.* – 2002. – V.20. – P. 609–631.
136. Nowaczyk, N.R., Antonow M. High-resolution magnetostratigraphy of four sediment cores from the Greenland Sea: I. Identification of the Mono Lake excursion, Laschamp and Biwa

I/Jamaica geomagnetic polarity events / N.R. Nowaczyk, M. Antonow // *Geophys. J. Int.* – 1997. – V.131. – P. 310–324.

137. Opdyke N.D., Channel J.E.T. *Magnetic stratigraphy* / N.D. Opdyke, J.E.T. Channel. – Academic Press., NY, 1996. – 346 p.

138. Poornachandra Rao G.V.S. *Mantle Plumes, Continental Flood Basalt Volcanism and Palaeomagnetism* / Rao G.V.S. Poornachandra, M. Venkateswarlu, Rao B. Srinivasa, S. Ravi Prakash // *J.Ind. Geophys.Union.* – 2003. – V. 7. – № 3. – P. 135-144.

139. Reichow M.K. The timing and extent of the eruption of the Siberian Traps large igneous province: Implications for the end-Permian environmental crisis / M.K. Reichow, M.S. Pringle, A.I. Al'Mukhamedov, et al. // *Earth and Planetary Science Letters.* – 2009. – V.277. – P. 9-20.

140. Renne P.R. Synchrony and causal relations between Permian-Triassic boundary crises and Siberian flood volcanism / P.R. Renne, Z. Zichao, M.A. Richards, et al. // *Science.* – 1995. – V.269. – P. 1413—1416.

141. Renne P.R., Basu A.R. Rapid eruption of the Siberian traps flood basalts at Permo-Triassic Boundary / P.R. Renne, A.R. Basu // *Science.* – 1991. – V.253. – P. 176-179.

142. Sharma M. *Siberian Traps* / M. Sharma // In: J. J. Mahoney and M. F. Coffin (eds.), *Large igneous provinces: Continental, oceanic, and planetary flood volcanism*, *Geophysical Monograph Series*, vol. 100. – American Geophysical Union. – 1997. – P. 273–295.

143. Solodovnikov G.M. Palaeointensity of the Early Triassic geomagnetic field / G.M. Solodovnikov // *Izv. Acad. Sci. Phys. Solid Earth.* – 1995. – V.30. – P. 815-821.

144. Steiner M.B. The magnetic polarity time scale across the Permian–Triassic boundary / M.B. Steiner // *Non-Marine Permian Biostratigraphy and Biochronology.* – Geological Society, London, Special Publications. – 2006. – V.265. – P. 15–38.

145. *Stratotypes and Referens Sections of the Upper Permian in the Regions of the Volga and Kama Rivers.* – Moscow: GEOS. – 1998. – 302 p.

146. Tauxe L. *Paleomagnetic Principles and Practice* / L. Tauxe. – Kluwer Academic Press. Dordrecht, Netherlands. – 2002. – 284 p.

147. Tauxe L. *Essentials of Paleomagnetism*, 2nd Web Edition / L. Tauxe, S.K. Banerjee, R.F. Butler, R. van der Voo // 2012. – http://magician.ucsd.edu/Essentials_2/

148. Thouveny N. Paleoclimatic context of geomagnetic dipole lows and excursions in the Brunhes, clue for an orbital influence on the geodynamo? / N. Thouveny, L. Didier, D.L. Bourles // *Earth and Planetary Science Letters.* – 2008. – V.275. – P. 269–284.

149. Vyssotski A.V. Evolution of the West Siberian Basin / A.V. Vyssotski, V.N. Vyssotski, A.A. Nezhdanov // *Mar. Petrol. Geol.* – 2006. – V.23. – P. 93-126.

150. Wagner G. Chlorine-36 evidence for the Mono Lake event in the Summit GRIP ice core / G. Wagner, J. Beer, C. Laj, C. Kissel, J. Masarik, R. Muscheler, H.-A. Synal // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 2000. – V.181. – P. 1–6.
151. Westphal M. Magnetostratigraphy of the Lower Triassic volcanics from deep drill SG in Western Siberia: evidence of long-lasting Permo-Triassic activity / M. Westphal, E.L. Gurevich, B.V. Samsonov, H. Feinberg, J.P. Pozzi // *Geophys. J. Int.* – 1998. – V.134. – P. 254-266.
152. Worm H.-U., Jackson M. The superparamagnetism of Yucca Mountain Tuff / H.-U. Worm, M. Jackson // *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth.* – 1999. – V.104 (B11). – P. 25,415-25,425.
153. Yin H. The global stratotype section and point of the Permo-Triassic boundary / H. Yin, K. Zhang, J. Tong, S. Wu // *Episodes.* – 2001. – V.24. – P. 102—114.
154. Yin H. A proposal to the biostratigraphic criterion of the Permian/Triassic boundary / H. Yin, F. Yang, K. Zhang, et al. // *Mem Soci Geol Ital.* – 1986. – V.34. – P. 329—344.
155. Yoshida M. Magnetic Approaches to Geological Sciences / *Geoscience Lecture Series Monograph: Part I: Geomagnetism and Rock Magnetism, Part II: Methods in rock Magnetism and Paleomagnetism, Part III: Paleomagnetism and its Application* / M. Yoshida, Y. Fujiwara, I.M. Khadim, et al. – Geoscience Lab., GSP and JIGA, Islamabad, Pakistan, 1994. – (No1) 244 p., (No2) 238 p., (No3) 284 p.
156. Zolotukhin V.V., Al'mukhamedov A.I. Traps of the Siberian platform / V.V. Zolotukhin, A.I. Al'mukhamedov // In: Macdougall (ed.), *Continental Flood Basalts*. Kluwer Academic Publishers: New York, 1988. – P. 273–310.