На правах рукописи

ВЕСЕЛОВСКИЙ Роман Витальевич

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ МЕЗОПРОТЕРОЗОЙСКИХ И ПЕРМО-ТРИАСОВЫХ ПОРОД СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ: ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ И ГЕОМАГНИТНЫЕ СЛЕДСТВИЯ

Специальность 25.00.03 – геотектоника и геодинамика

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание ученой степени

кандидата геолого-минералогических наук

Научные руководители:

доктор геолого-минералогических наук, профессор

КОРОНОВСКИЙ Николай Владимирович (МГУ)

кандидат физико-математических наук, доцент

ПАВЛОВ Владимир Эммануилович (ИФЗ РАН)

Москва

2006

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ 4

ЧАСТЬ 1.
МЕТОДИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Глава 1. Методика и техника палеомагнитных исследований
§1. Отбор палеомагнитных коллекций 11
§2. Лабораторная обработка 13

Глава 2. Новые палеомагнитные данные по пермо-триасовым траппам Сибирской платформы и оценка дипольности геомагнитного поля на границе палеозоя и мезозоя
§1. Современное состояние проблемы и постановка задачи 15
§2. Используемая методика и объекты исследований 22
§3. Результаты палеомагнитных исследований в долинах рек Котуй, Большая Нирунда и Столбовая 24
§4. Селекция палеомагнитных данных для Стабильной Европы и Сибирской платформы. 38
§5. Оценка морфологии геомагнитного поля на границе перми и триаса 44
§6. Заключение 59

ЧАСТЬ 2.
РЕЗУЛЬТАТЫ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ МЕЗОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ПОРОД СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Глава 1. Сибирская платформа в системе палео-мезопротерозойских палеотектонических реконструкций
1.1. Введение 61
1.2. Докембрийские суперконтиненты в истории Земли 62
1.3. Сибирская платформа в докембрии 64

Глава 2. Анализ имеющихся палеомагнитных данных для Сибирской платформы (с конца раннего протерозоя до начала позднего рифея)
2.1. Исторический аспект 75
2.2. Анализ и селекция имеющихся палеомагнитных данных 77

Глава 3. Геологическое описание районов работ и объектов исследований
3.1. Анабарское поднятие 87
3.1.1. Стратиграфия 88
3.1.2. Магматизм 94
3.1.3. Результаты изотопных исследований интрузивного тела долины реки Фомич 97
3.2. Учуро-Майский район
3.2.1. Стратиграфия 98
3.2.2. Магматизм и тектоника 104

Глава 4. Палеомагнетизм рифейских пород Северного и Западного склонов Анабарского поднятия
4.1. Западный склон Анабарского поднятия 105
4.2. Северный склон Анабарского поднятия 108

Глава 5. Палеомагнетизм рифейских объектов Учуро-Майского района (Алданский щит)
5.1. Объекты исследований 122
5.2. Гонамская свита 124
5.3. Омахтинская свита –
5.4. Эннинская свита 127
5.5. Кондёрская свита –

Глава 6. Палеотектоническая интерпретация результатов палеомагнитных исследований.
6.1. Оценка надежности полученных результатов 136
6.2. Сегмент КМП Сибирской платформы с конца раннего протерозоя по начало позднего рифея 138
6.3. Основные черты миграции палеомагнитного полюса Лаврентии в протерозое: сопоставление взглядов и компиляция данных 143
6.4. Сибирская платформа и Лаврентия в позднем протерозое 152

ЗАКЛЮЧЕНИЕ 161

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ 163

Приложение А. Алгоритм пересчета палеомагнитных полюсов (изначально полученных исходя из GAD-гипотезы) в соответствии с предположением о вкладе недипольных составляющих G2 и G3 в геомагнитное поле.

Приложение Б. Список исследованных объектов (точек наблюдений)

Приложение В. Фотографии исследованных обнажений. (отдельный файл)

Светлой памяти

Всеволода Николаевича Вадковского

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность проблемы.

Построение кривой кажущейся миграции полюса (КМП) Сибирской платформы является важной задачей, решение которой внесет существенный вклад в понимание тектонической эволюции Сибири на протяжении всей ее геологической истории. К настоящему времени относительно подробно разработана модель фанерозойского участка кривой КМП Сибири [Храмов, 1991; Печерский и Диденко, 1995; Smethurst et al., 1998]. Результаты работ последних лет позволили получить существенные ограничения на конфигурацию позднерифейско-раннекембрийского отрезка кривой КМП [Павлов и др., 2002; Shatsillo et al., 2006]. Участок кривой КМП, охватывающий интервал 1.9-1.0 млрд. лет назад, до недавнего времени оставался «белым пятном» на «палеомагнитной карте» Сибирской платформы в силу малого количества, фрагментарности (временного разброса) и, зачастую, невысокого качества имеющихся палеомагнитных данных.

В последние годы выполнено несколько надежных палеомагнитных определений по палео- и мезопротерозойским объектам Сибирской платформы, сопровождавшихся изотопным датированием этих объектов [Ernst et al., 2000; Диденко и др., 2004]. Синтез новых данных и результатов предыдущих исследований позволил сделать первую попытку наметить тренд миграции палеомагнитного полюса Сибири в доверхнерифейское время [Диденко и др., 2004]. Предложенный тренд базируется пока на единичных надежных полюсах и для его уточнения (статистического наполнения), необходимо получить новые палеомагнитные полюсы по мезопротерозойским объектам с современными датировками абсолютного возраста. С этой точки зрения перспективными объектами для исследования являются нижне-среднерифейские красноцветные осадочные породы Учуро-Майского района и Анабарского поднятия, а также докембрийские (среднерифейские?) дайки и силлы основного состава, широко распространенные на территории Западного и Северного Прианабарья.

В настоящее время в науках о Земле активно обсуждаются гипотезы (квази)периодического образования и распада суперконтинентов [Трубицин, 2000; и

др.], существования палео-мезопротерозойского суперконтинента Колумбия [Rogers, 1996; и др.] или Пангея-1 [Хаин, 2001] и его гигантских обломков – суперкратонов Арктика (включавшего, в том числе, Сибирский кратон) и Атлантика [Condie, 2002]. Разработка мезопротерозойского сегмента кривой КМП имеет принципиальное значение для тестирования этих гипотез.

Сегодня палеотектонические реконструкции строятся на основании гипотезы центрального осевого диполя (ЦОД), справедливость которой для некоторых интервалов времени, в частности для границы палеозоя и мезозоя, подвергается сомнению [Van der Voo & Torsvik, 2001; и др.]. Возможности для проверки гипотезы ЦОД для протерозоя в настоящее время ограничены и эта задача не ставилась перед настоящей работой. Однако на территории Сибирской платформы широко развиты пермо-триасовые траппы (~250 млн. лет), палеомагнитные данные по которым могут быть использованы для тестирования гипотезы ЦОД для границы палеозоя и мезозоя. Это тестирование может показать, насколько устойчивой была дипольная конфигурация геомагнитного поля в течение геологического времени и существенно уточнить наши представления о том, в какой мере гипотеза ЦОД может быть применима для палеотектонических и палеогеографических интерпретаций древнего (в том числе протерозойского) палеомагнитного сигнала.

Цели и задачи исследования.

Цели настоящей работы могут быть сформулированы следующим образом:

1. Тестирование гипотезы центрального осевого диполя для границы палеозоя и мезозоя, оценка возможного вклада недипольных компонент.
2. Получение ограничений на характер перемещения палеомагнитного полюса Сибирского кратона в мезопротерозое; построение (на основе полученных и имеющихся данных) модели соответствующего участка кривой кажущейся миграции полюса.
3. Выполнение палеомагнитного тестирования гипотезы вхождения Сибири и Лаврентии в состав палео-мезопротерозойского суперконтинента.

Для достижения поставленных целей предстояло решить следующие **задачи**:

1. Получить новые палеомагнитные определения для пермо-триасовых траппов Сибирской платформы. На основе полученных и имеющихся данных, отвечающих современным критериям палеомагнитной надежности, рассчитать средний полюс Сибири, отвечающий границе перми и триаса.

2. Провести сравнение одновозрастных пермо-триасовых палеомагнитных полюсов Сибири и Стабильной (внеальпийской) Европы и, в случае их статистически значимого различия, рассмотреть и оценить его возможные источники.
3. Провести палеомагнитные исследования мезопротерозойских отложений Анабарского поднятия и Учуро-Майского района.
4. Выполнить палеомагнитные исследования, а также изотопное датирование позднепротерозойских интрузивных тел Северного и Западного Прианабарья.

Фактический материал и методика исследований.

Основу диссертации составляет фактический материал, полученный автором в ходе экспедиционных исследований в различных районах Сибирской платформы.

На западе центральной части Сибирской платформы, в нижнем течении р.Подкаменная Тунгуска (в долинах ее правых притоков – рек Большая Нирунда и Столбовая), были опробованы практически полностью перемагниченные пермо-триасовыми траппами разрезы ордовикских осадочных отложений [Веселовский и др., 2003], а также интрузивные тела P_2-T_1 возраста. Лавовые покровы и субвулканические тела того же возраста были опробованы на западном склоне Анабарского поднятия, в долине р.Котуй.

На северо-западе платформы, в долинах рек Маган, Джогджо, Котуйкан (Западное Прианабарье) и Фомич (Северное Прианабарье), на протяжении более 600 км, были исследованы докембрийские интрузивные комплексы, а также вмещающие их нижнерифейские (R_1) осадочные породы бурдурской, лабазтахской, усть-ильинской и котуйканской свит.

На юго-восточной окраине Сибирской платформы, на территории Учуро-Майского региона, в долинах рек Мулам, Идюм, Алгама, Гонам, Учур, Аим, были изучены раннерифейские гонамская, омахтинская и эннинская свиты, слагающие нижнюю часть сибирского гипостратотипа рифея. В ряде обнажений была опробована также кондёрская свита [Неволин, Потапов, Ставцев, 1978], относимая в настоящее время к нижней части среднерифейской (R_2) тоттинской свиты [Серебряков, Семихатов, 1983]. Общая протяженность выполненных маршрутов превышает 1500 км.

В общей сложности обработано около 1600 ориентированных образцов, отобранных в 90 обнажениях (сайтах). Лабораторная обработка коллекций производилась в лаборатории Главного геомагнитного поля и петромагнетизма ИФЗ РАН (г.Москва), в палеомагнитных лабораториях Парижского института физики Земли и Мюнхенского университета. Минералогические исследования проводились в

геофизической обсерватории «Борок» (Ярославская область) при непосредственном участии В.А.Цельмовича. Изотопные исследования выполнены совместно с С.Ф.Карпенко и Ю.А.Костицыным (Лаборатория изотопной геохимии, космохимии и геохронологии Института геохимии и аналитической химии им. В.И.Вернадского РАН).

Научная новизна работы.

На основе палеомагнитных определений последних лет, отвечающим современным критериям надежности (включая данные, полученные в настоящей работе) рассчитан новый средний пермо-триасовый полюс Сибирской платформы.

Показано, что средние P_2-T_1 палеомагнитные полюсы Стабильной Европы и Сибири значимо отличаются друг от друга, выполнен анализ вероятных причин их различия. Проведена количественная оценка вклада квадрупольной и октупольной компонент, а также занижения наклонения, которые могли бы объяснить расхождение средних палеомагнитных полюсов Сибирской платформы и Стабильной Европы.

Впервые проведены площадные палеомагнитные исследования ранне- и среднерифейских магматических и осадочных пород северного и западного склонов Анабарского поднятия Сибирской платформы. Впервые получен палеомагнитный полюс котуйканской свиты (R_1), а также полюс интрузивных тел долин рек Джогджо и Котуйкан (R_2?). Переопределено положение палеомагнитного полюса интрузивного комплекса долины реки Фомич, а проведенное изотопное датирование и выполненный тест обжига позволили вывести этот полюс в ранг ключевых палеомагнитных полюсов Сибирской платформы. Получены новые, отвечающие современным требованиям, палеомагнитные данные по гонамской (R_1), омахтинской (R_1), кондёрской (R_2?) и бурдурской (R_1) свитам, значительно дополняющие и уточняющие результаты предыдущих исследований.

На основании результатов настоящей работы и опубликованных ранее данных [Диденко и др., 2004; Ernst et al., 2000] предложен вариант конфигурации палео-мезопротерозойского сегмента кривой КМП Сибирской платформы, который позволяет описать генеральные черты ее дрейфа в интервале времени 1.9-1.1 млрд. лет. Сопоставление соответствующих участков кривых КМП Сибири и Лаврентии поддерживает гипотезу о вхождении указанных кратонов с конца раннего протерозоя по начало позднего рифея в состав единого континентального образования, что является серьезным аргументом в пользу существования палео-мезопротерозойского суперконтинента (суперкратона) Арктика [Rogers and Santosh, 2003; Condie, 2002].

Результаты, полученные в данной работе, значимо пополняют базу палеомагнитных данных по рифею Сибири и позволяют существенно продвинуться в решении вопроса построения кривой КМП Сибирской платформы, в частности ее рифейского сегмента.

Защищаемые положения.

1. С начала раннего рифея (гонамское время) по конец среднего рифея (малгинское время) Сибирская платформа испытала значительные горизонтальные перемещения, следствием которых явилось ее смещение из приэкваториальных широт южного полушария к средним широтам северного полушария. При этом Сибирская платформа повернулась относительно меридиана на угол ~50° против часовой стрелки.
2. С конца палеопротерозоя [Диденко, Водовозов, 2005] по начало неопротерозоя фиксируется согласованность в генеральном тренде перемещений Сибирского и Лаврентийского древних кратонов, что поддерживает гипотезу о существовании на протяжении всего мезопротерозоя единого суперкратона Арктика [Condie, 2002]. В составе этого суперкратона Сибирь должна была быть обращена современной юго-юго-восточной окраиной к современным северным территориям Лаврентии.
3. Полученные данные указывают на неодновременность образования изученных анабарских и учуро-майских рифейских отложений и, в частности, на существенную разницу в возрасте пород учурской серии (R_1) и нижнерифейских пород склонов Анабарского поднятия. Внедрение основных интрузий севера и юго-запада Анабарского поднятия происходило неодновременно, хотя и в относительно близкие интервалы геологической истории около 1.5 млрд. лет назад.
4. Средний пермо-триасовый палеомагнитный полюс Сибирской платформы значимо отличается от соответствующего среднего палеомагнитного полюса Стабильной Европы. Наиболее вероятными причинами различия полюсов следует считать: 1) занижение наклонений в европейских данных; 2) умеренный вклад недипольных зональных компонент в геомагнитное поле на границе палеозоя и мезозоя.

Теоретическое и практическое значение.

Результаты палеомагнитных исследований, полученные в ходе настоящей работы, могут быть использованы при создании геодинамических карт, палеогеографических, палеоклиматических и других реконструкций. Исключительно важным представляется использование полученных данных для выяснения положения

Сибирского кратона в системе глобальных палеореконструкций для мезопротерозойского времени. Результаты, полученные в настоящей работе, важны, в частности, для восстановления структуры геомагнитного поля на рубеже палеозоя и мезозоя и развития представлений о магнитном поле Земли в целом.

Апробация работы.

Результаты, полученные в ходе настоящей работы, были представлены на 11-ти Всероссийских и Международных научных конференциях, совещаниях и семинарах: совещания «Палеомагнетизм и магнетизм горных пород», 2001, 2002, 2003 (пос. Борок), 2004 (г. Казань); Тектонические совещания «Области активного тектоногенеза в современной и древней истории Земли» (г. Москва), 2003, 2006; 32 Международный Геологический Конгресс (г. Флоренция), 2004; XVI конференция молодых ученых, посвященная памяти профессора К.О. Кратца (г. Апатиты), 2005; XIII Международная конференция студентов, аспирантов и молодых ученых «Ломоносов» (г. Москва), 2006; конференция «Problems of geocosmos» (г. Санкт-Петербург), 2006; конференция Европейского Геофизического Общества (г. Вена), 2006. Результаты работы регулярно докладывались и обсуждались на Общемосковском семинаре по магнетизму и палеомагнетизму в ИФЗ РАН.

Публикации.

В общей сложности по теме диссертационной работы подготовлено 16 публикаций: из них 3 статьи в реферируемых журналах, 13 – тезисы конференций и статьи в сборниках по материалам конференций; подготовлена 1 статья для публикации в международном издании.

Структура и объем диссертации.

Диссертация состоит из введения, 2 частей, содержащих в себе 8 глав, заключения, списка литературы и трех приложений. Объем работы составляет 190 страниц машинописного текста, из них 45 иллюстраций, 18 таблиц. Библиографический список включает 242 наименования.

Благодарности.

Хочется выразить глубокую признательность моему научному руководителю – Владимиру Эммануиловичу Павлову, заведующему лабораторией Главного геомагнитного поля и петромагнетизма Института физики Земли им. О.Ю.Шмидта

РАН, где был выполнен основной объем полевых работ и лабораторных исследований. Успешному выполнению этой работы способствовала дружественная творческая атмосфера, которая сложилась на кафедре динамической геологии МГУ им. М.В.Ломоносова. Заведующий кафедрой – профессор Николай Владимирович Короновский, уделял постоянное внимание работе, а на заключительном этапе стал вторым научным руководителем.

Удивительный мир полевой геологии для меня открыл П.Ю.Петров (ГИН РАН), оказавший также неоценимую помощь в отборе палеомагнитных коллекций. Значительный объем проведенных полевых исследований был бы невозможен без А.В.Шацилло (ИФЗ РАН), И.Галле (IPGP, Париж), В.Н.Подковырова (ИГГД РАН), С.С.Терентьева (ВСЕГЕИ, СПб), И.О.Зверева (МГУ). Спасибо также сотрудникам МГУ Н.В.Лубниной, В.С.Захарову, А.В.Тевелеву и Арк.В.Тевелеву, Д.И.Панову, а также Н.В.Правиковой за всестороннюю помощь и поддержку. Я благодарен коллективу палеомагнитной лаборатории ИФЗ РАН, в частности Д.М.Печерскому, Т.С.Гендлер, В.Ю.Водовозову; сотрудникам ГИН РАН – А.Н.Диденко, М.Л.Баженову, М.В.Алексютину; А.О.Волынец (ИВиС ДВО РАН), С.В.Шипунову (СПбГУ) за помощь и консультации на разных этапах работы. Искренне признателен первым палеомагнитологам Сибири из ВНИГРИ (СПб): А.Н.Храмову, Е.Л.Гуревичу, А.Г.Иосифиди и В.В.Попову за обсуждение результатов исследований.

Большое спасибо моим родителям и друзьям за создание всех условий для написания этой работы, постоянную поддержку, помощь и вдохновение.

Финансовая поддержка полевых и лабораторных исследований осуществлялась РФФИ (гранты №№ 98-05-65082, 01-05-64819, 04-05-65024), INTAS (грант № 03-51-5807), программой ОНЗ РАН «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)» и из бюджетных средств ИФЗ РАН.

Всеволод Николаевич Вадковский… На протяжении 8 лет я имел счастье общаться с этим замечательным человеком, учиться у него. Всеволод Николаевич ввел меня в мир палеомагнетизма; был взыскательным наставником в моем первом опыте преподавания. Постоянная поддержка со стороны Всеволода Николаевича и его оптимизм помогали мне в трудных жизненных ситуациях, решении научных проблем. На протяжении двух с половиной лет Всеволод Николаевич был научным руководителем этой работы. Невозможно выразить словами благодарность Всеволоду Николаевичу. Она безгранична.

Часть 1

МЕТОДИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Глава 1

Методика и техника исследований.

В этом разделе дано краткое описание методики полевых работ и лабораторных исследований изученных коллекций. Вопросы, касающиеся методики интерпретации полученных данных будут обсуждены в последующих разделах.

§1. Отбор палеомагнитных коллекций.

Поскольку изложенные в настоящей работе палеомагнитные исследования проводились примерно в равной степени**,** как на осадочных, так и на магматических объектах различных регионов Сибирской платформы (Учуро-Майский район, северный и западный склоны Анабарского поднятия, среднее течение реки Подкаменная Тунгуска), то использовались, по крайней мере, две методики отбора палеомагнитных коллекций, описанные ниже.

Сразу оговорим, что в настоящей работе термины «образец» и «штуф», распространенные в литературе, имеют одинаковое смысловое значение. В практике палеомагнитных работ под термином «штуф» подразумевается относительно крупный массив породы, ориентированный в пространстве, из которого в дальнейшем получают несколько «образцов». При этом при интерпретации результатов компонентного анализа, расчет среднего направления анализируемой компоненты намагниченности по обнажению (объекту) проводится сначала на уровне образцов для каждого штуфа, а затем на уровне средних по штуфам. В нашем случае объем «штуфа» соответствовал объему «образца». То есть отбирался кусок породы, из которого при распиловке получался 1 или 2 кубика с длиной ребра 1 или 2 см, из которых обычно один (в ряде случаев замеры дублировались) подвергался лабораторной обработке и участвовал (в благоприятном случае) в статистике при расчете среднего направления выделенных компонент намагниченности.

Таким образом, то, что в настоящей работе мы для простоты изложения называем палеомагнитным «образцом», по своей сути, представляет «штуф» в общем понимании. Отбор образцов малого объема был продиктован вполне конкретными обстоятельствами: с одной стороны, являлось крайне важным получение коллекций с максимальным количеством отдельно ориентированных образцов, представляющих

разные стратиграфические уровни обнажения; с другой стороны, эти коллекции должны были иметь минимальную массу, что играло, к сожалению, не последнюю роль при транспортировке груза из Сибири в Москву.

Отбор палеомагнитных коллекций производился по большей части вручную с помощью геологического молотка и зубила; при работе на притоках реки Подкаменная Тунгуска использовалась переносная бурильная установка. Для ориентировки образцов в пространстве использовался горный компас отечественного производства ГК-2; в ряде случаев применялся солнечный компас. Географические координаты точек отбора снимались с помощью GPS-приемника, а при его отсутствии с топографической карты 1:200 000 масштаба. Местное склонение определялось с использованием модели IGRF (10-ое поколение, редакция 2004 года) или при помощи солнечного компаса.

При работе на маломощных, но многочисленных обнажениях осадочных пород, применялась «сайтовая» схема отбора образцов по 10-15 штук из сайта при изученном стратиграфическом интервале в 1-4 метра по мощности. В случае многочисленных выходов одного магматического тела или близких тел одного магматического комплекса, использовалась эта же схема. По возможности, для того, чтобы обеспечить условия для выполнения теста складок, отбор проводился из сайтов с различающимися элементами залегания пород. При опробовании мощных разрезов осадочных горных пород, отбор ориентированных образцов обычно производился снизу-вверх по разрезу с фиксированным интервалом, составляющим чаще всего 0.5-1.0 метра.

Из удаленных друг от друга магматических тел или тел, заведомо принадлежащих к разным генерациям, отбиралось по 25-30 ориентированных образцов.

Согласно общей практике палеомагнитных исследований наиболее перспективными считались красно- и зеленоцветные терригенные и карбонатные породы, которые подвергались опробованию в первую очередь. В ряде случаев четкий палеомагнитный сигнал обнаруживался и в сероцветных карбонатных породах (котуйканская и омахтинская свиты (R_1)). Из каждого стратиграфического уровня (слоя) отбирался один образец, из которого впоследствии выпиливался кубический образец с ребром 2 см, пригодный для измерения остаточной намагниченности на магнитометре. В случае маломощных обнажений осадочных пород, из каждого из них отбиралось по 25-30 образцов. При наличии достаточно большого количества обнажений одного стратиграфического подразделения (омахтинской свиты, например), количество образцов, отобранных с одного обнажения, могло сокращаться до 20.

При опробовании магматических объектов, большая часть которых была представлена субвулканическими телами – дайками и силлами долеритов,

предпочтение отдавалось наиболее свежим и несильно магнитным телам: перед ориентировкой образца обычным горным компасом обязательно производилась проверка на отсутствие влияния опробуемых пород на стрелку компаса. Довольно часто из образцов пород основного состава выпиливались кубики с ребром 1 см, что позволяло экономить вес транспортируемых коллекций, но нисколько не влияло (в силу достаточно высокой величины намагниченности пород) на возможность измерения их намагниченности.

§2. **Лабораторная обработка**.

Лабораторная обработка коллекций проводилась в лаборатории Главного геомагнитного поля и петромагнетизма ИФЗ РАН (г.Москва), в Палеомагнитной лаборатории IPGP (г.Париж), в Лаборатории палеомагнетизма и магнетизма горных пород Мюнхенского университета.

Измерения остаточной намагниченности в процессе температурных чисток выполнялись на криогенных магнитометрах 2-G Enterprises и спин-магнитометре JR-4. Все образцы были подвергнуты ступенчатому температурному размагничиванию до температур 540-700ºС с числом шагов чистки от 10-15 до 18-20, в отдельных случаях число шагов увеличивалась. Температурная чистка проводилась до полного размагничивания образцов, или до того момента, когда величина намагниченности становилась соизмеримой с уровнем чувствительности измерительного прибора; чистка также прекращалась, когда становилось очевидным, что направление вектора намагниченности изменяется хаотически. Для размагничивания образцов использовались немагнитные печи TSD-2 “Schonstedt” и TD-48 ASC с величиной нескомпенсированного поля не более 5-10 нТ, а также печи оригинальной конструкции, изготовленные в лабораториях ИФЗ РАН и IPGP. В большинстве случаев измерения проводились в пространстве, экранированном от внешнего геомагнитного поля при помощи системы колец Гельмгольца или в условиях немагнитной комнаты.

Магнитоминералогические исследования пород частично выполнялись на термомагнитометре конструкции Ю.К.Виноградова. Минералогические исследования проводились в геофизической обсерватории «Борок» совместно с В.А.Цельмовичем, в том числе с использованием электронно-зондового рентгеноспектрального микроанализатора «Camebax».

При помощи А.К.Гапеева и С.К.Грибова, в обсерватории «Борок» были проведены магнитные исследования, позволяющие охарактеризовать состояние ферромагнетика в образцах долеритовой интрузии P_2-T_1 возраста (приустьевая часть

р.Столбовая – см. ниже), в большинстве из которых температурной чисткой выявлено до трех антиподальных компонент намагниченности. Изучались изменения температуры Кюри в процессе многократных нагревов, гистерезисные параметры, анализировалось поведение естественной остаточной намагниченности и созданной термоостаточной намагниченности.

Измерения магнитной восприимчивости пород и ее контрольные замеры в процессе температурных чисток проводились на приборе KLY-2.

Обработка результатов магнитных чисток выполнялась в соответствии со стандартной методикой с учетом методических разработок последних лет (Zijderveld, 1967; Halls, 1976; Kirschvink, 1980; Храмов, 1982; Collinson, 1980; McFadden,1988; McFadden and McElhinny, 1990; Watson and Enkin, 1993; Enkin, 1990, 1994, 2003; Шипунов, 1995, 1999; Шипунов и др., 1996) при помощи пакета программ Энкина (1994), использующего при выделении компонент намагниченности метод PCA (Kirschvink, 1980).

Для построения палеореконструкций при графическом представлении материала, использовалась программа Т. Торсвика и М. Сметарса GMAP2003. Для визуализации массивов данных использовалась программа Surfer 8 (©Golden Software), построение графиков и диаграмм производилось в программах Origin 7.5 (©OriginLab Corporation) и Excel 2003 (©Microsoft). Для иллюстрации результатов магнитных чисток использовалась программа М.Алексютина «Pmdviewer 1.1». При изучении морфологии геомагнитного поля на границе перми-триаса (см. главу 8), автором, специально для этих исследований, был написан пакет программ обработки используемых палеомагнитных данных.

Методический и аппаратурный уровень исследований соответствует современным мировым стандартам. Соответствие результатов магнитных чисток, полученных в разных лабораториях, подтверждено измерениями дублей образцов из одного штуфа в каждой из них.

Глава 2
Новые палеомагнитные данные по пермо-триасовым траппам Сибирской платформы и оценка дипольности геомагнитного поля на границе палеозоя и мезозоя.

§1. Современное состояние проблемы и постановка задачи.

Несмотря на то, что гипотеза центрального осевого диполя (ЦОД; Geocentric Axial Dipole – GAD) широко используется при палеотектонических интерпретациях палеомагнитных данных и, более того, является их "краеугольным камнем", в настоящее время невозможно с уверенностью утверждать, что магнитное поле Земли (осредненное за период времени порядка 10^4-10^5 лет) на протяжении большей части геологической истории представляло собой поле диполя, помещенного в центр Земли и ориентированного по оси ее вращения. Очевидно, что необходимо искать подтверждения справедливости этой гипотезы для всех интервалов геологического времени, для которых она используется. Особенно это важно для таких древних времен как палеозой и докембрий, для которых применение актуалистического подхода представляется достаточно проблематичным.

Хосперс [Hospers, 1954] был первый кто показал, что виртуальный полюс, осредненный за несколько последних тысяч лет, с высокой точностью совпадает с географическим полюсом. Этот результат, наряду со многими другими [Irving, 1964; Opdyke and Henry, 1969; и др.], послужил основой для выдвижения гипотезы ЦОД, которая впоследствии тестировалась неоднократно.

Рядом исследователей [McElhinny, 1973; Merrill and McElhinny, 1977, 1983; Quidelleur et al., 1994] и, в первую очередь, Вильсоном [Wilson, 1970] было показано, что помимо дипольной компоненты в осредненном за последние несколько миллионов лет поле могут присутствовать также недипольные члены второго порядка, чей суммарный вклад, однако, не превышает 5% от величины дипольной составляющей поля. МакЭлхинни с соавторами [McElhinny et al., 1996] изучили в деталях, какие члены (гармонического разложения геомагнитного поля) второго порядка могут быть уверенно установлены исходя из палеомагнитных данных для последних 5 млн. лет. Их анализ показал, во-первых, что никаких уверенных указаний на существование в осредненном поле незональных (секториальных, тессеральных) компонент не существует и, во-вторых, что только геоцентрический аксиальный квадрупольный член может быть сколько-нибудь надежно установлен. Этот результат был независимо подтвержден в работе [Quidelleur и Courtillot, 1996].

В этой связи важно напомнить, что в ряде работ [Храмов и др., 1982; Яновский, 1978] высказывалось предположение о возможной асимметрии палеомагнитного поля с карбона по триас, связанной, по мнению авторов этих работ, со смещением ориентированного по оси вращения Земли диполя в сторону западной части Тихого океана. Рассмотрим этот вопрос более подробно.

А. Н. Храмов с соавторами [Храмов и др., 1982], отмечая возможность некоторого смещения диполя относительно центра Земли (что равнозначно присутствию в сферическом гармоническом разложении палеомагнитного поля незональных членов), ссылается на 2 работы: [Adam et al., 1975] и [Benkova et al., 1973]. В этих работах авторы используют несферическое гармоническое представление осредненного поля, предполагая, по-видимому, что используемая ими модель, пусть даже сильно идеализированная, имеет большее физическое содержание, чем сферическая модель. Однако, как отмечает [Merrill, 1996], ни одна из моделей, предусматривающих несферическое разложение, не является сколько-нибудь реально удовлетворительной при описании физической картины внутренних источников поля. Более того, современная динамо-теория предполагает, что ”реальные” источники должны быть значительно более сложными и многочисленными, чем предусматривает любая из физических моделей, опирающаяся на несферическое разложение. Поэтому, исходя из удобств математического описания, большинство исследователей, в настоящее время, предпочитают описывать поле в терминах сферического гармонического разложения. В этом случае, упомянутое смещение центра диполя будет означать, что в сферическом гармоническом разложении, как уже сказано выше, появятся незональные члены. Помимо названных авторов мнение о существовании незональных членов высказывалось также Крир и Джоржи [Creer et al., 1973; Georgi, 1974], предполагавших, что величина незональных составляющих может быть сравнима с величиной зональных членов разложения. Однако Веллс [Wells, 1973] строго доказал, что только зональные члены реально значимы, а определенные незональные составляющие есть результат неравномерного пространственного распределения анализируемых данных. В дальнейшем на основе анализа гораздо более широкой базы данных [McElhinny et al., 1996] показали, что для объяснения наблюдаемых данных нет нужды привлекать незональные коэффициенты.

Все вышесказанное касается интервала времени, отвечающего четвертичному времени и, отчасти, неогену, когда движениями литосферных плит при анализе палеомагнитных данных можно пренебречь. Очевидно, что предположение о существенном вкладе незональных компонент в палеомагнитное поле в более древние

времена становится еще менее доказательным в связи с все возрастающими в глубь времени неопределенностями палеогеографических реконструкций и пространственно-временной неравномерности распределения данных.

В некоторых моделях, построенных на основе анализа плиоцен-плейстоцен-голоценовых данных, помимо дипольного и квадрупольного, предполагается также существование октупольного зонального члена. Аксиальный октуполь в этих моделях всегда меньше 3% (между 1 и 1.6% в работах [Johnson and Constable, 1997; Carlut and Courtillot, 1998]; 2.9% в модели [Kelly and Gubbins, 1997]; [McElhinny et al, 1996] определили величину октупольного члена между 1 и 3%, отметив при этом, что точность имеющихся данных не позволяет считать эти результаты статистически значимыми).

Ряд авторов [Johnson and Constable, 1995, 1997; Gubbins and Kelly, 1993; Kelly and Gubbins, 1997] интерпретируют результаты выполненного ими полного сферического гармонического анализа геомагнитного поля, усредненного за последние 5 млн. лет, как свидетельство существования малых, но статистически значимых незональных членов. Этот вывод был детально рассмотрен в работах [Carlut and Courtillot, 1998; McElhinny and McFadden, 2000], которые показали, что в силу малости предполагаемых недипольных членов, сам факт их обнаружения сильно зависит от возможных мелких неточностей палеомагнитной записи и может являться, например, следствием использования данных, полученных при не полностью отвечающей современным требованиям лабораторной обработке.

Таким образом, на настоящий момент можно более или менее уверенно говорить о том, что геомагнитное поле последних 5 млн. лет достаточно хорошо описывается полем аксиального геоцентрического диполя с небольшим вкладом аксиального геоцентрического квадруполя. Меррилл с соавторами [Merrill et al., 1996] оценивают этот вклад отношением $g_2^0 / g_1^0 = 0.038 \pm 0.012$. Присутствие квадрупольного члена может приводить к ошибке вычисления палеомагнитного полюса в пределах 3-4° по сравнению с чисто дипольной моделью. Принимая во внимание, что эта величина меньше типичной ошибки определения положения палеомагнитного полюса, определяемой 95-%-м доверительным интервалом (кругом доверия), можно считать, что модель ЦОД достаточно точно описывает геометрию геомагнитного поля за последние 5 млн. лет [Merrill and McFadden, 2003].

Данные о напряженности геомагнитного поля последних 10 млн. лет также находятся в хорошем соответствии с моделью центрального осевого диполя [Tanaka et al., 1995].

Анализ планетарных закономерностей геометрии геомагнитного поля в более древние эпохи осложняется тем обстоятельством, что приходится определяться относительно возможности или невозможности крупных движений литосферных плит. В том случае, если такие движения действительно имели место (мнение, разделяемое в настоящее время подавляющим большинством геологов и геофизиков), необходимо первоначально на основе независимых данных (например, морские аномалии, батиметрия) построить на интересующий момент времени плитотектоническую реконструкцию, а затем изучить распределение палеомагнитных направлений в “древней системе координат”. Для мелового периода и более молодых эпох такой анализ показывает малую вероятность того, что недипольные члены когда-либо превышали величину в несколько процентов от центрального осевого диполя [Coupland and Van der Voo, 1980; Livermore et al., 1983, 1984]. Недавно Бесс и Куртийо [Besse and Courtillot, 2002, 2003, in press] выполнили детальный анализ палеомагнитных данных для периода 0-200 млн. лет, содержащихся в одной из самых последних версий Мировой палеомагнитной базы данных (МПБД). На основе современных кинематических моделей [Royer and Sandwell, 1989; Royer et al., 1992; Nurnberg and Muller, 1991; Muller et al., 1993] все данные были пересчитаны на одну плиту (Африканскую) и затем, используя метод общей долготы [Wilson, 1971], ими были рассчитаны палеомагнитные полюсы для каждого временного окна в 20 млн. лет. Эти полюсы почти всегда находятся в противоположной, по отношению к референтной точке, полусфере на угловом расстоянии от географического полюса, обычно не превышающим 2°. При этом географический полюс всегда оказывается внутри 95%-го доверительного интервала, отвечающего каждому из рассчитанных палеомагнитных полюсов. И только когда в расчет принимаются данные за весь интервал времени (200 млн. лет), отклонение среднего палеомагнитного полюса от географического в противоположную полусферу (относительно референтной точки) становится статистически значимо, что можно рассматривать как реальное указание на существования «far-side» эффекта, который может являться следствием присутствия в составе геомагнитного поля квадрупольной компоненты с величиной около 3±2% от диполя. Эта величина не имеет практического значения при построении палеотектонических реконструкций на основе палеомагнитных данных и в этом смысле результаты, полученные Бессом и Куртийо, являются сильным подтверждением гипотезы ЦОД для интервала 0-200 млн. лет.

Для более древних времен неопределенность плитотектонических реконструкций быстро нарастает, что требует привлечения других методов для оценки геометрии магнитного поля Земли.

В 1976 г. для тестирования гипотезы ЦОД применительно к докембрию и фанерозою, Эванс [Evans, 1976] предложил метод, основанный на сравнении фактического распределения палеомагнитных наклонений, определенных для достаточно длинного интервала времени, с теоретическим, рассчитанным исходя из предположения дипольного характера поля и равномерного распределения "палеомагнитных замеров" по поверхности земного шара. Статистическое совпадение наблюденных и расчетных данных рассматривалось как доказательство дипольности поля, в противном случае эта гипотеза отвергалась. Необходимо отметить, однако, что корректное применение этого метода требует, по крайней мере, использования большого количества надежных палеомагнитных данных – требование, не соблюдаемое, строго говоря, ни для позднего протерозоя, ни для раннего палеозоя.

Будучи применен к докембрию и раннему палеозою [Piper and Grant, 1986; Kent and Smethurst, 1998] метод Эванса показывает аномальное распределение палеонаклонений, что может указывать на существенный вклад в геомагнитное поле недипольных источников. Не исключая возможности того, что наблюдаемые распределения палеонаклонений могут отражать неравномерное (низкоширотное) распределение континентов в рассматриваемый период времени, обусловленное, например, их вхождением в состав суперконтинента, Кент и Сметарс высказали предположение, что в течение протерозоя вклад недипольных компонент был значительно выше, чем в последующие периоды геологической истории, и что интенсивность зонального октупольного поля в это время могла составлять до 25% от дипольного.

Однако, совсем недавно Макфадденом и Миртом с соавторами [McFadden, 2004; Meert et al., 2003] было показано, что базовое предположение о равномерном распределении палеомагнитных определений по поверхности земного шара, лежащее в основе метода Эванса, не является надежным и, таким образом, результаты анализа Пайпера и Гранта, Кента и Сметарса должны рассматриваться с крайней осторожностью.

Между тем в ряде недавно опубликованных статей [Van der Voo and Torsvik, 2001; Torsvik and Van der Voo, 2002; Si and Van der Voo, 2001; и др.] приводятся результаты расчетов, которые представляют собой довольно серьезный вызов гипотезе центрального осевого диполя.

Используя оригинальный метод, подробно описанный в работе [Van der Voo and Torsvik, 2001], авторы выполнили анализ базы европейских и североамериканских палеомагнитных данных, отобранных Торсвиком [Torsvik et al., 2001] для интервала времени 300-40 млн. лет. Полученные в ходе этого анализа результаты могут рассматриваться как указание на существование в составе суммарного геомагнитного поля в периоды 120-40 и 300-200 млн. лет заметной зональной октупольной компоненты, чей вклад может доходить до 10% от дипольной составляющей. Каких-либо явных свидетельств присутствия квадрупольной компоненты в этом интервале времени не отмечено. При этом в интервале 200-120 млн. лет значимых отклонений от дипольной модели не обнаружено,

Допущение существования октупольной компоненты с $g_3^0 / g_1^0 \approx 0.1$ позволяет разрешить ряд проблем, таких как широко известное противоречие между центральноазиатскими и евроазиатскими палеомагнитными данными для мела и палеогена, требующих, при прямолинейном их применении, значительного сокращения земной коры между центральноазиатскими континентальными блоками и Северной Евразией, совершенно не приемлемого с геологической точки зрения. Заметим, однако, что упомянутая проблема, кажется, уже нашла свое разрешение и без привлечения гипотезы о существенной недипольности поля. Баженов и Миколайчук [Bazhenov and Mikolaichuk, 2003] показали, что изученные ими палеогеновые базальты Тянь-Шаня содержат первичную намагниченность, наклонение которой достаточно хорошо согласуется с кривой кажущейся миграции полюса Северной Евразии. Этот результат является сильным доводом в пользу того, что в изученных ранее палеогеновых осадочных породах (преимущественно континентальных красноцветах) Средней Азии широко распространено явление занижения наклонения, что ограничивает возможность их применения для палеотектонических реконструкций.

В том случае, если для времени 300-200 млн. лет осредненное геомагнитное поле действительно может быть представлено как сумма дипольного и октупольного полей, это позволит снять некоторые существенные противоречия между геологическими и палеомагнитными данными, возникающими при реконструкции Пангеи. Для того, чтобы добиться наилучшего схождения палеомагнитных полюсов Лавруссии и Гондваны, совмещенных согласно модели Пангеи-А, рассматриваемой авторами как наиболее обоснованной, Торсвик и Ван дер Ву [Torsvik and Van der Voo, 2002] предполагают, что вклад октупольного источника менялся в течение времени**.**

Важно отметить, что допущение заметного вклада зональных компонент в осредненное поле несколько (но незначительно) усложняет необходимые вычисления,

однако ни в коем случае не отменяет возможность применения палеомагнитных данных для выполнения палеогеографических и палеотектонических реконструкций.

Гипотеза Ван дер Ву и Торсвика активно обсуждалась в течение последних 2-3 лет. В марте 2003 года на конференции, посвященной юбилею Н. Опдайка, по этому вопросу выступил М.МакЭлхинни [McElhinny, 2003], который отметил, что полученные в работах Ван дер Ву и Торсвика результаты не могут считаться доказательством существования в прошлом существенной недипольной компоненты и могут быть вполне объяснены в рамках гипотезы ЦОД. [Courtillot and Besse, 2004] посвятили специальную статью проблеме, поднятой названными авторами, и показали на основе анализа более широкой базы данных, что для рассмотренного ими интервала времени 0-200 млн. лет возможный вклад октупольного источника не превышает 3%, при этом погрешность определения существенно превышает эту величину, что делает ее статистически незначимой. Одновременно ими отмечено, что по результатам анализа выделяется слабый (3%), но достоверный квадрупольный сигнал.

Таким образом, многочисленные исследования, выполненные к настоящему времени, с большой долей вероятности указывают на то, что в течение геологической истории существенно преобладало дипольное поле, при этом не исключено, что в отдельные интервалы времени проявлялись зональные (осесимметричные) источники.

Большинство авторов приходят к выводу, что вклад недипольных зональных источников был настолько мал, что не мог сколько-нибудь заметно исказить результаты, получаемые в допущении выполнения гипотезы ЦОД. В то же время имеются данные (см. табл. 2.1), которые могут рассматриваться как указание на существование заметных недипольных составляющих в отдельные периоды геологической истории и это обстоятельство выдвигает задачу тестирования гипотезы ЦОД в ряд важных задач современной палеомагнитологии.

Во второй части настоящей работы основой для палеотектонических построений являются палеомагнитные данные, используемые исходя из предположения о применимости гипотезы центрального осевого диполя к докембрию. В настоящее время возможности тестирования гипотезы ЦОД для протерозоя крайне ограничены и такая задача не ставилась перед этой работой. Однако, тестирование гипотезы ЦОД для границы палеозоя и мезозоя может показать, насколько устойчивой была дипольная конфигурация геомагнитного поля в течение геологического времени и существенно уточнить наши представления о том, в какой мере эта гипотеза может быть применима для палеотектонических и палеогеографических интерпретаций древнего (в том числе протерозойского) палеомагнитного сигнала.

Таблица 2.1.
Оценки вклада недипольных компонент в геомагнитное поле на протяжении геологического времени (из опубликованных данных).

Время (млн. лет)	G2 (%)	G3 (%)	Источник
0-5	2.6–5.0	< 3	Johnson and Constable, 1997; Carlut and Courtillot, 1998; Kelly and Gubbins, 1997; McElhinny et al., 1996
0-40		~ 6	Si and Van der Voo, 2001
0-200	1–5		Besse and Courtillot, 2002
40-95		8	Torsvik et al., 2001
40-300		≤ 10	Van der Voo and Torsvik, 2001
70-350		0-20	Torsvik and Van der Voo, 2002
250-360	≤ 16		Храмов, 1967
250-3500	10	25	Kent and Smethurst, 1998

Примечание к таблице:
G2, G3 – квадрупольный и октупольный коэффициенты ($G2 = g_2^0 / g_1^0$*;* $G3 = g_3^0 / g_1^0$*).*
g_1^0*,* g_2^0 *и* g_3^0 *- коэффициенты разложения Гаусса.*

§2. **Используемая методика и объекты исследований**.

Помимо упомянутых выше методов, палеомагнитные данные могут быть использованы для тестирования дипольной конфигурации геомагнитного поля также путем сравнения палеомагнитных направлений, полученных по большим недеформированным блокам земной коры. К таким блокам относятся в частности эпигерцинские платформы, чьи составные элементы, как правило, не смещались друг относительно друга, по крайней мере, со времени их образования. Среди эпигерцинских платформ наибольшую протяженность и наилучшую изученность имеет Северо-Евроазиатская. А.Н.Храмов [Храмов и др., 1982] выполнил анализ позднепермских палеомагнитных данных по этой платформе, который показал, что вся картина распределения палеомагнитных направлений хорошо соответствует полю центрального диполя с полюсом, расположенным в северо-западной части Тихого океана. Близкая по смыслу работа, выполненная на материале мезозойских палеомагнитных определений для Африки (подробное описание приведено в книге [McElhinny et al., 1996]), также подтверждает состоятельность дипольной гипотезы для рассматриваемого интервала времени.

Считается, что к концу позднего палеозоя уже сформировался новый суперконтинент – Пангея [Хаин, 2001], объединивший в себе все основные континентальные блоки, в том числе и те, что образуют основу современной Северной Евразии. Допустим (позднее мы вернемся к этому вопросу), что западная часть северной Евразии, включающая Восточно-Европейскую платформу с примыкающими к ней складчатыми поясами предмезозойского возраста (в дальнейшем мы будем использовать термин Стабильная Европа) и Сибирский кратон не испытывали взаимных относительных перемещений в послепалеозойское время. В этом случае

можно попытаться проверить дипольность геомагнитного поля на границе палеозоя и мезозоя, путем сравнения одновозрастных или близких по возрасту палеомагнитных полюсов Сибирской платформы и Стабильной Европы. Отсутствие значимой разницы между сравниваемыми полюсами (рассчитанными исходя из дипольного закона) будет являться подтверждением дипольности поля Земли в рассматриваемое время; в противоположном случае дипольность геомагнитного поля на границе палеозоя-мезозоя будет поставлена под сомнение. Наблюденное различие положений палеомагнитных полюсов можно будет сравнить с ожидаемым, исходя из допущения того или иного соотношения зональных недипольных (квадрупольных и/или октупольных) и дипольных источников. Такое сравнение позволит оценить возможную величину вклада недипольных компонент в геомагнитное поле границы палеозоя и мезозоя.

Для сопоставления сибирских и европейских палеомагнитных полюсов удобно выбрать уровень, приблизительно отвечающий пермо-триасовой границе (возраст около 250 млн. лет). С одной стороны, именно этому времени [Torsvik and Van der Voo, 2002], предположительно соответствует максимальный за последние 300 млн. лет уровень недипольности осредненного геомагнитного поля. С другой стороны, к настоящему времени получено значительное число качественных палеомагнитных определений для европейских пород этого возраста, а продолжительность формирования пород сибирских траппов в настоящее время оценивается очень коротким интервалом времени около 250 млн. лет назад.

Среди многочисленных палеомагнитных определений, имевшихся до последнего времени по сибирским траппам, только небольшая часть была получена с использованием современных процедур лабораторной обработки [Gurevich et al., 2004; Heunemann et al., 2003; Kravchinsky et al., 2002; Павлов и др., 2001; Pavlov et al., в печати]. Как будет показано ниже, положение двух полюсов (районов рек Мойеро и Кулюмбэ) из пяти имеющихся сильно зависит от способа усреднения данных по объектам (обнажениям, интрузивным телам). Следовательно, положение искомого среднего пермо-триасового полюса Сибирской платформы будет сильно зависеть от выборки используемых при осреднении полюсов. Поэтому, для расчета более устойчивого и адекватного среднего полюса, необходимо получить новые палеомагнитные полюсы по породам Сибирской платформы, несущим намагниченность пермо-триасового возраста.

Для получения новых, отвечающих современным требованиям к качеству, палеомагнитных определений по пермо-триасовым траппам Сибирской платформы,

были проведены исследования в северном и западном районах Сибирской платформы, результаты которых представлены в следующей главе.

§3. **Результаты палеомагнитных исследований в долинах рек Котуй, Большая Нирунда и Столбовая.**

3.1. Объект исследований.

В течение полевого сезона 2000 г. было опробовано 9 трапповых силлов и потоков, выходящих на поверхность в долине нижнего течения р.Котуй на протяжении около 50 км (рис. 2.1, б). Как и большинство других трапповых образований Сибирской платформы, изученные тела сложены породами основного состава – базальтами, габбро-диабазами, долеритами. Первичное залегание изученных тел местами нарушено в результате вертикальных блоковых движений, происходивших в регионе после внедрения траппов. Элементы залегания тел определялись по слоистости вмещающих пород, а в случае потоков замерялись по их поверхности. В последнем случае точность определения элементов залегания, в силу заметной неровности поверхности потоков, по нашей оценке вряд ли была лучше 8-12º. Принимая во внимание низкое качество палеомагнитного сигнала в этих потоках, а также очевидное несистематическое отличие в древней и современной системах координат соответствующих средних палеомагнитных направлений от палеомагнитных направлений тел, залегающих горизонтально, было принято решение исключить их из дальнейшего палеомагнитного анализа.

Летом 2001 г. в долинах правых притоков р.Подкаменная Тунгуска – рек Б.Нирунда и Столбовая, были выполнены магнитостратиграфические исследования опорных разрезов среднего и верхнего ордовика, сложенных преимущественно зеленовато-серыми карбонат-глинистыми породами. Положение изученных обнажений показано на рис. 2.1 (в, г). Образцы для этих исследований отбирались с шагом 0.5-1 м снизу вверх по разрезу. Одновременно для оценки влияния потенциальных источников перемагничивания на первичный палеомагнитный сигнал в ордовикских породах были изучены крупные (несколько километров в диаметре) гипабиссальные долеритовые интрузии, выходящие на поверхность в приустьевых частях этих рек. Нирундинская интрузия была опробована нами в одной точке, интрузия реки Б.Столбовая – в четырех точках, разнесенных на расстояние несколько сот метров друг от друга. В каждой точке отбиралось 8-12 ориентированных образцов.

Лабораторные исследования осадочных пород, слагающих ордовикский разрез рек Б.Нирунда и Столбовая, показали, что все они практически полностью перемагничены траппами. Выделенная в них трапповая компонента намагниченности была использована нами впоследствии для расчета средних пермо-триасовых палеомагнитных направлений. Осадочные породы долины р.Столбовая залегают практически горизонтально. Осадочные породы долины р.Б.Нирунда, при общем региональном субгоризонтальном залегании пород, в изученных обнажениях слегка дислоцированы: отмечается пологое (до 10-12º) падение слоев в разных направлениях. Силурийские и раннедевонские породы согласно залегают на нижележащих горизонтах ордовика, более молодые породы (за исключением позднекайнозойских) на территории региона отсутствуют. Таким образом, исходя из имеющихся данных, время складчатости пород долины р.Нирунды можно определить не точнее чем послераннедевонское.

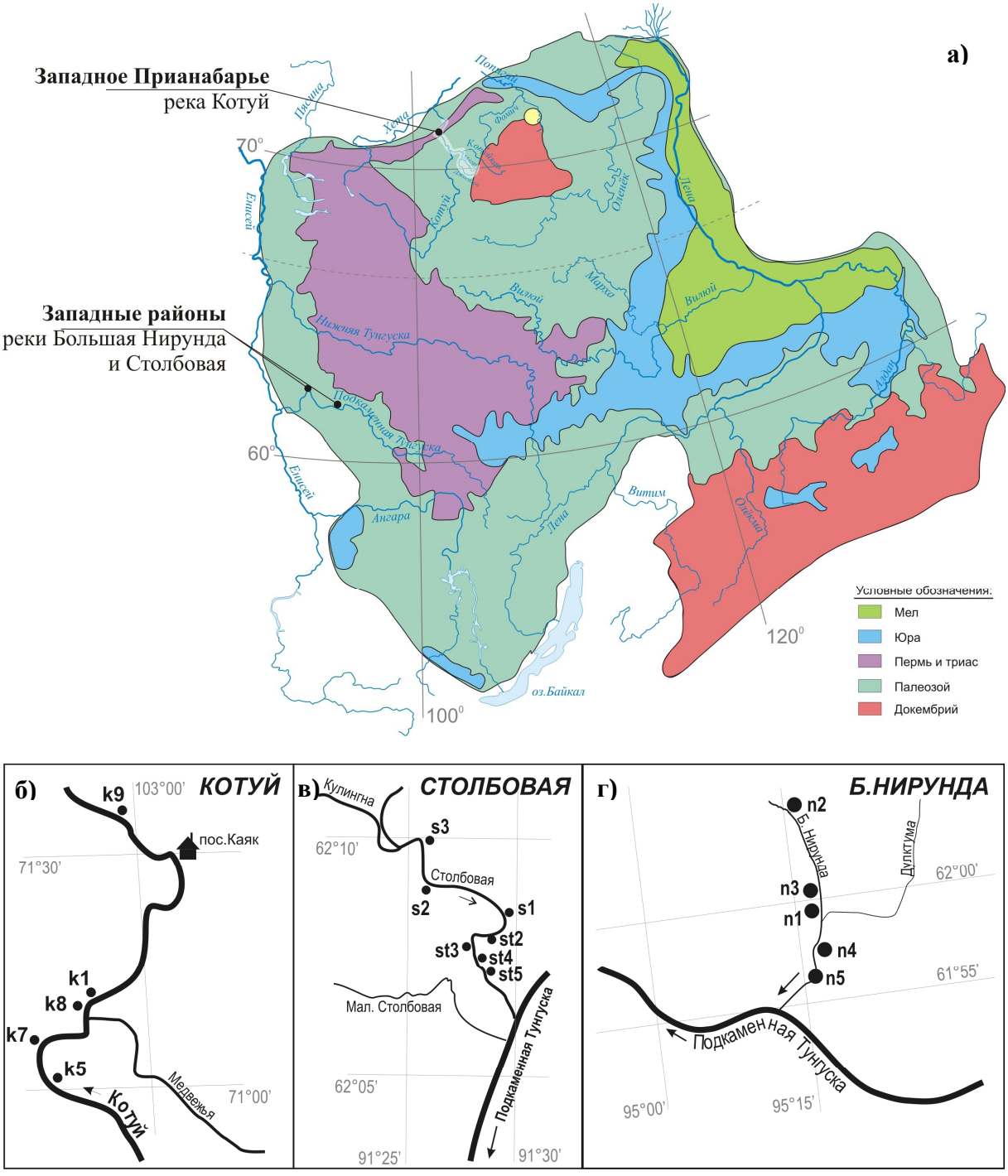

Рисунок 2.1. Географическое положение районов работ (а) и опробованных объектов (б, в, г) – магматических тел и обнажений осадочных пород.

3.2. Палеомагнетизм пород долин рек Котуй, Столбовая и Б.Нирунда.

3.2.1. р.Котуй.

В целом качество палеомагнитной записи в изученных трапповых телах долины нижнего течения реки Котуй следует оценить как посредственное. Значительная часть образцов в процессе температурной чистки дает очень шумный либо хаотически изменяющийся сигнал, не позволяющий выделить присутствующие компоненты намагниченности и рассчитать их направление. По счастливому совпадению вышесказанное в первую очередь относится к тем телам, залегание которых не удалось определить с достаточной уверенностью (см. выше). Это дало основание исключить данные по этим объектам из дальнейшего рассмотрения.

Оставшиеся пять тел демонстрируют присутствие характеристической компоненты намагниченности прямой (объекты к1, к7, к8) и обратной (объекты к5 и к9) полярности. Эта компонента присутствует в образцах как наиболее стабильная (часто единственная), разрушающаяся в интервале температур 300-600ºС (рис. 2.2, а-г). Иногда заметно присутствие низкотемпературной компоненты, разрушающейся к 200-400ºС и являющейся, вероятно, наложением природной современной и лабораторной вязкой компонент намагниченности. Наличие векторов прямой и обратной полярности дает возможность выполнить тест обращения. К сожалению, из-за ограниченного числа объектов не представляется возможным выполнить этот тест на уровне их средних, однако близкий по смыслу результат можно получить при сравнении распределений индивидуальных векторов прямой и обратной полярности. Распределение этих векторов, полученных по 5 объектам (рис. 2.2, д-и), показано на рис. 2.2 (к). Несмотря на то, что овалы доверия средних (D=296.2º; I=-69.0º; N=17; K= 53.3; alfa95= 4.9º и D=105.7º; I=78.2º; N=10; K= 69.5; alfa95=5.8º) после приведения их к одной полярности перекрываются, тест Макфаддена-Макэлхинни [McFadden, McElhinny, 1990] указывает на то, что полученные направления статистически (на 95%-ом уровне значимости) различаются. Угол между этими направлениями – 9.6º, тогда как соответствующее критическое значение составляет 7.6º. Тем не менее, средние направления прямой и обратной полярности близки к антиподальности, а отрицательный результат теста обращения наиболее естественно объяснить неполным удалением в процессе чистки современной компоненты намагниченности. Поскольку отличие средних направлений после приведения к одной полярности невелико, следует ожидать, что среднее направление, полученное при осреднении данных по объектам, намагниченным прямо и обратно, не будет отличаться от истинного более чем на 1-3º.

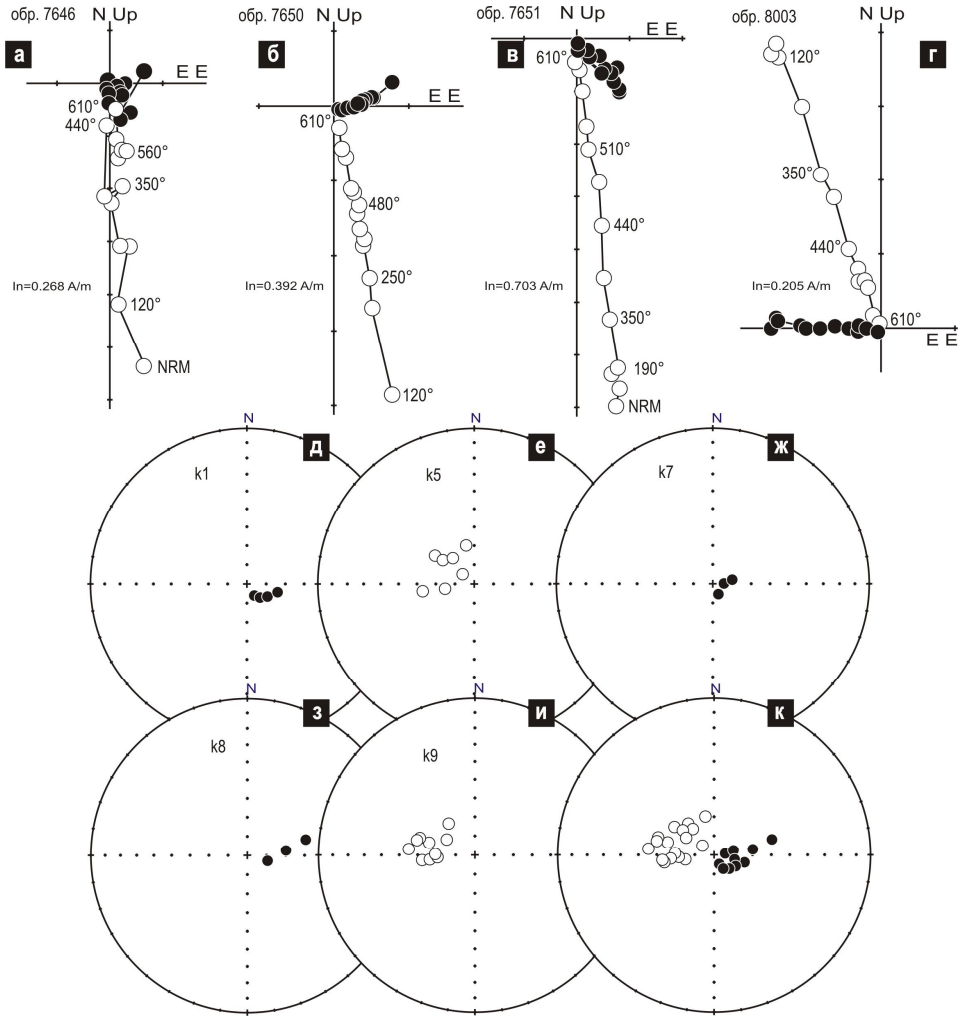

Рисунок 2.2. Объекты, изученные в долине р.Котуй.
Диаграммы Зийдервельда (а, б, в, г) демонстрируют характер изменения естественной остаточной намагниченности образцов в процессе температурной магнитной чистки. Стереограммы (д, е, ж, з, и) показывают распределение векторов характеристической намагниченности в изученных объектах. Стереограмма (к) демонстрирует совокупное распределение векторов характеристической компоненты в изученных объектах.

3.2.2. р.Столбовая.

Магматическое тело.

В ходе температурной магнитной чистки образцы демонстрируют присутствие четкого палеомагнитного сигнала, образованного наложением двух (рис. 2.3, в), трех (рис. 2.3, а, б, г) или четырех компонент намагниченности (рис. 2.3, д, е). Первая, наименее стабильная компонента, разрушается при прогреве до 200-250ºС или раньше и представляет собой комбинацию природной современной и лабораторной вязкой компонент намагниченности. Об этом свидетельствует вид распределения векторов, соответствующих этой компоненте на стереограмме. Это распределение характеризуется большим разбросом векторов со средним направлением, лежащим вблизи направления современного дипольного поля (D=25.9º; I=76.7º; K=14.9; alfa95=7.3; N=28). В ряде образцов присутствие этой компоненты практически

незаметно, и тогда двухкомпонентные диаграммы Зийдервельда вырождаются в однокомпонентные.

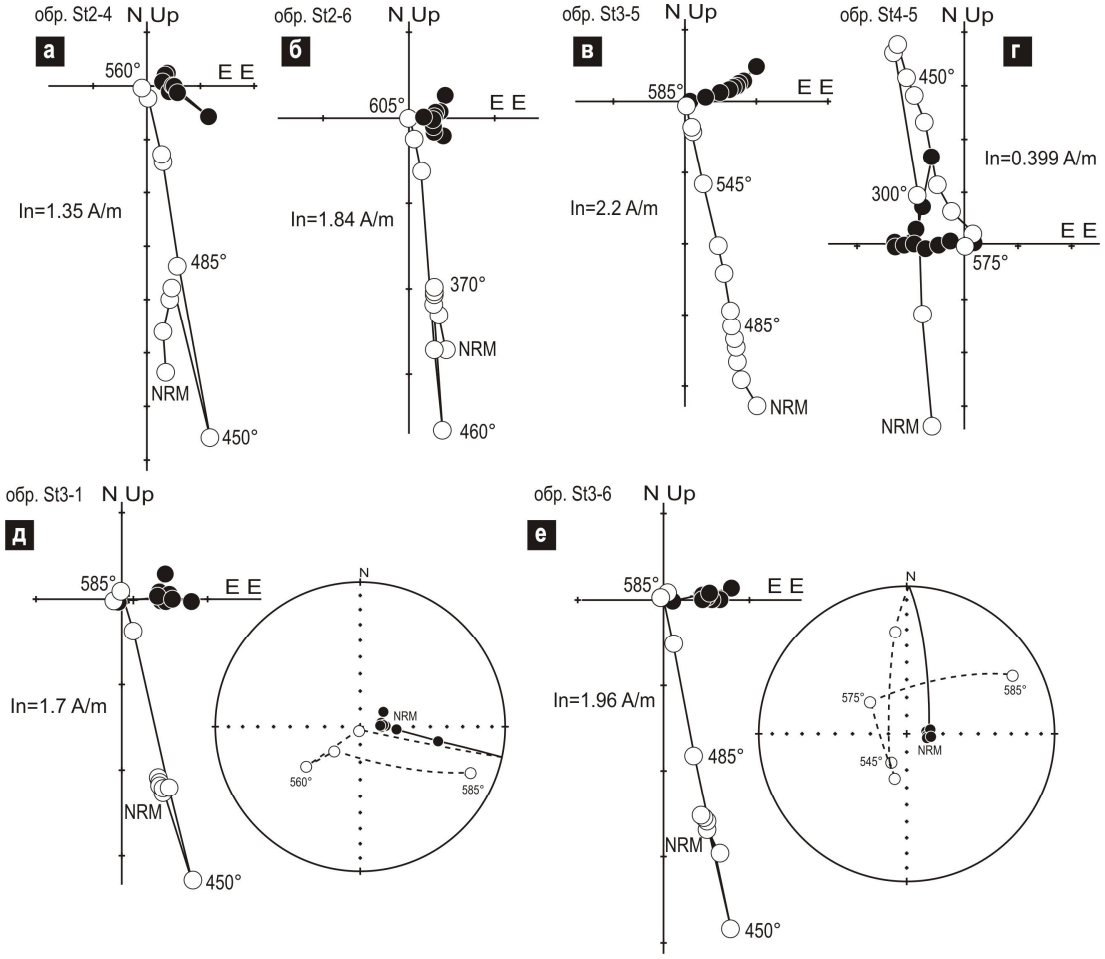

Рисунок 2.3. Трапповое тело в устье р.Столбовая.
Диаграммы Зийдервельда и стереограммы демонстрируют характер изменения естественной остаточной намагниченности образцов в процессе температурной магнитной чистки.

Вторая, среднетемпературная компонента (МТС), может иметь в разных образцах как прямую (рис. 2.3, г), так и обратную полярность (рис. 2.3, а, б, д, е). Эта компонента намагниченности разрушается в интервале температур 300-450ºС.

Третья, высокотемпературная компонента (НТС1), также может иметь либо прямую (рис. 2.3, а, б, д, е), либо обратную полярность (рис. 2.3, г). Соответствующий ей интервал разблокирующих температур – 450-580ºС.

И, наконец, в ряде образцов наблюдаются следы четвертой, также высокотемпературной компоненты – НТС2 (рис. 2.3, д, е). Эта компонента имеет обратную полярность и разрушается в области температур 540-580ºС.

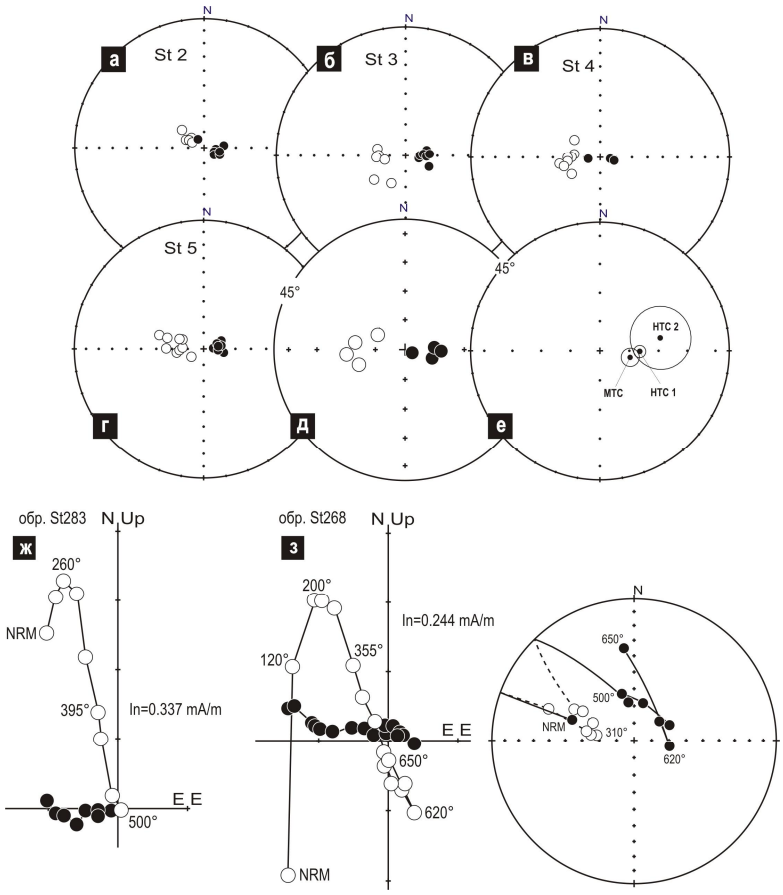

Рисунок 2.4. Трапповое тело в устье р.Столбовая и осадочные породы.
А, б, в, г – стереограммы, демонстрирующие характер распределения векторов характеристической компоненты в изученных точках отбора; **д** – распределение компонент намагниченности (высоко- и среднетемпературных), рассчитанных отдельно для каждой точки отбора; **е** – сравнение средних направлений компонент МТС, НТС1 и НТС2 (осреднение выполнено по всему изученному трапповому телу). **Ж, з** – диаграммы Зийдервельда и стереограмма, демонстрирующие характер изменения естественной остаточной намагниченности образцов в процессе температурной магнитной чистки осадочных пород долины р.Столбовая.

При рассмотрении диаграмм Зийдервельда возникает впечатление о близости направлений всех выделенных компонент (помимо низкотемпературной). Это впечатление подкрепляется сравнением средних направлений, рассчитанных для каждой из этих компонент (рис. 2.4, е). Такая близость указывает на то, что рассматриваемые компоненты имеют практически один и тот же возраст. Этот вывод подтверждается сравнением средних направлений векторов прямой и обратной полярности (рис. 2.4, д), полученных при расчете всех стабильных компонент (D=102.2º; I=81.8º; K=343.1; alfa95=5.0; N=4 и D=280.7º; I=74.4º; K=143.8; alfa95=7.7; N=4). После приведения к одной полярности различие этих средних становится статистически незначимым (γ/γ_c = 7.4º/8.0º). При расчете средних направлений для изученных объектов использовались наиболее стабильные компоненты намагниченности (см. обсуждение ниже).

Осадочные породы.

За исключением красноцветных пород киренско-кудринского горизонта, несущих следы присутствия ордовикской компоненты намагниченности, все остальные изученные осадочные породы разреза р.Столбовая либо несут нерегулярный или хаотический сигнал, либо полностью перемагничены. В последнем случае ЕОН пород образована, как правило, двумя компонентами намагниченности – менее стабильной современной и более стабильной – характеристической (рис. 2.4, ж). Менее стабильная компонента разрушается к 250-340ºС, максимальные разблокирующие температуры характеристической компоненты обычно лежат в области 500-530ºС, однако в отдельных случаях могут приближаться к T_c магнетита и гематита. Среднее направление характеристической компоненты близко к палеомагнитным направлениям, полученным по трапповым телам (см. табл. 2.2) и совершенно непохоже на ожидаемое ордовикское направление [Pavlov, Gallet, 1998; Smethurst, 1998], что практически однозначно указывает на то, что регистрируемая характеристическая компонента образовалась во время внедрения траппов. Интересно отметить, что в обнажении «s1», наиболее близком к изученному в долине р.Столбовой трапповому телу, можно наблюдать присутствие двух стабильных компонент близких по направлению, но имеющих разную полярность (рис. 2.4, з).

Рисунок 2.5 демонстрирует характер поведения вектора намагниченности красноцветных глинисто-карбонатных пород среднего ордовика (р.Столбовая, обнажение «s1» на рис. 2.1): от случая полного перемагничивания (выделяется только трапповая компонента намагниченности) – рис. 2.5 (а), до практически полного сохранения древней (ордовикской) компоненты намагниченности (рис. 2.5, д). Поскольку ордовикские породы не несут видимых следов обжига, то, вероятно, перемагничивание шло под воздействием флюидных растворов. Например, в случае создания флюидом окислительной обстановки, закисное железо, содержащееся в породе, частично или полностью окислялось до гематита (через магнетит), вследствие чего образовывалась химическая намагниченность, фиксирующая направление геомагнитного поля в период становления траппов. В случаях, когда породы уже практически не содержали закисного железа (перешло в гематит на ранних стадиях диагенеза), действие флюида оказалось гораздо менее заметным – в этих образцах сохранилась (полностью или частично) древняя компонента намагниченности.

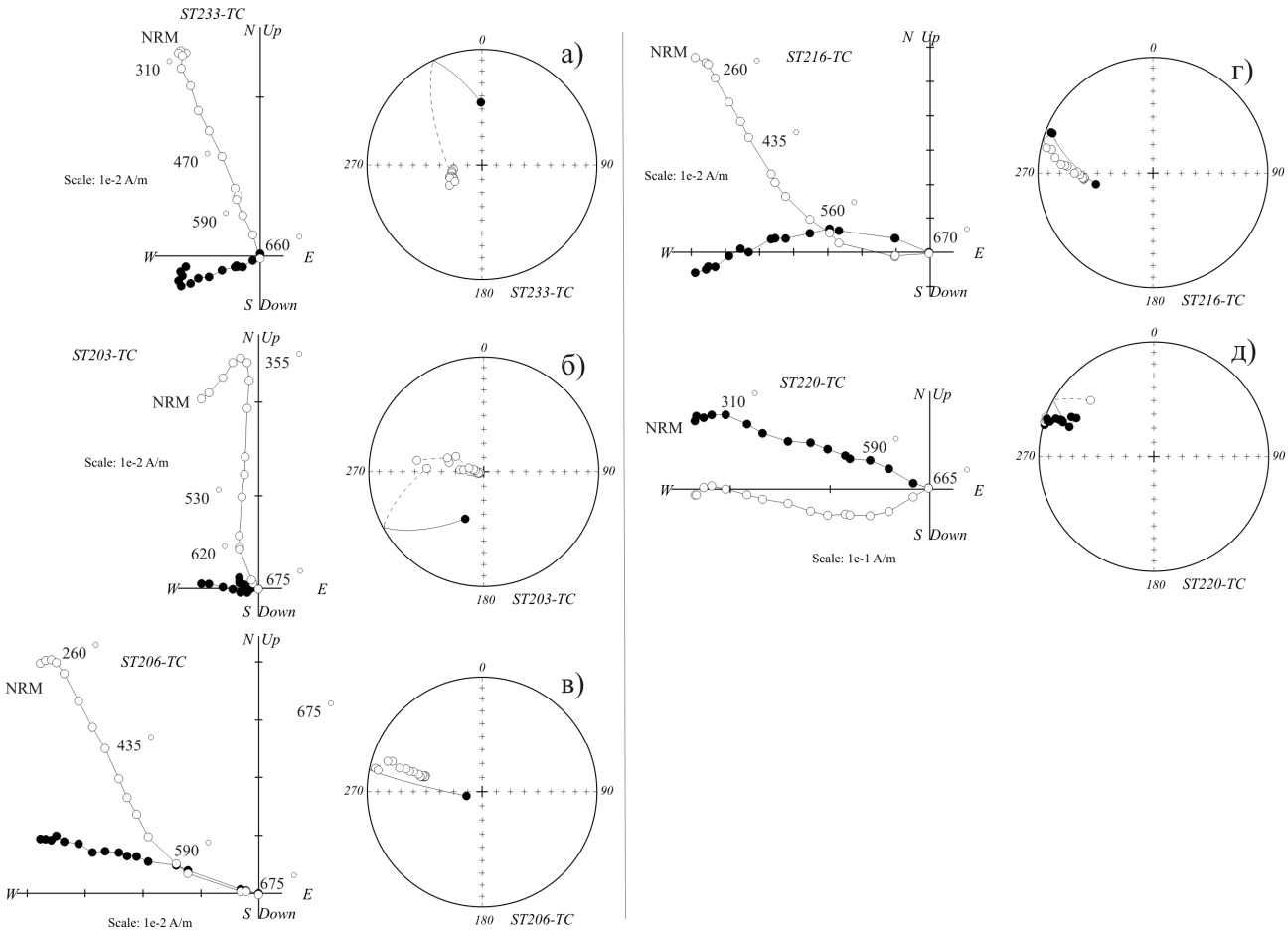

Рисунок 2.5. Иллюстрация различного воздействия перемагничивающего фактора на осадочные породы лландейло.

3.2.3. р.Большая Нирунда.

Магматическое тело.

Естественная остаточная намагниченность изученных образцов включает две компоненты (рис. 2.6, а). Первая компонента имеет направление близкое к направлению современного поля и разрушается в температурном интервале 100-250ºС, вторая – характеристическая компонента – имеет обратную полярность и максимальные разблокирующие температуры в области T_c магнетита. Векторы, соответствующие этой компоненте, тесно группируются на стереограмме в области высоких наклонений (рис. 2.6, з).

Осадочные породы.

ЕОН осадочных пород, опробованных нами в долине р.Б.Нирунда, в процессе температурной магнитной чистки ведет себя подобно ЕОН осадочных пород разреза р.Столбовая. Большинство изученных образцов демонстрирует присутствие двух компонент намагниченности – низкотемпературной современной и характеристической, имеющей высокое отрицательное наклонение и разрушающейся в

области 500-550ºС (рис. 2.6, б, г). В красноцветных образцах характеристическая компонента имеет тоже направление, что и в некрасноцветных, однако спектр ее разблокирующих температур простирается до 650ºС (рис. 2.6, в). ЕОН части образцов изменяется в процессе чистки нерегулярно или хаотически. Распределение рассчитанных для объектов р.Б.Нирунда направлений показано на рис. 2.6 (д-з) и отражено в табл. 2.2..

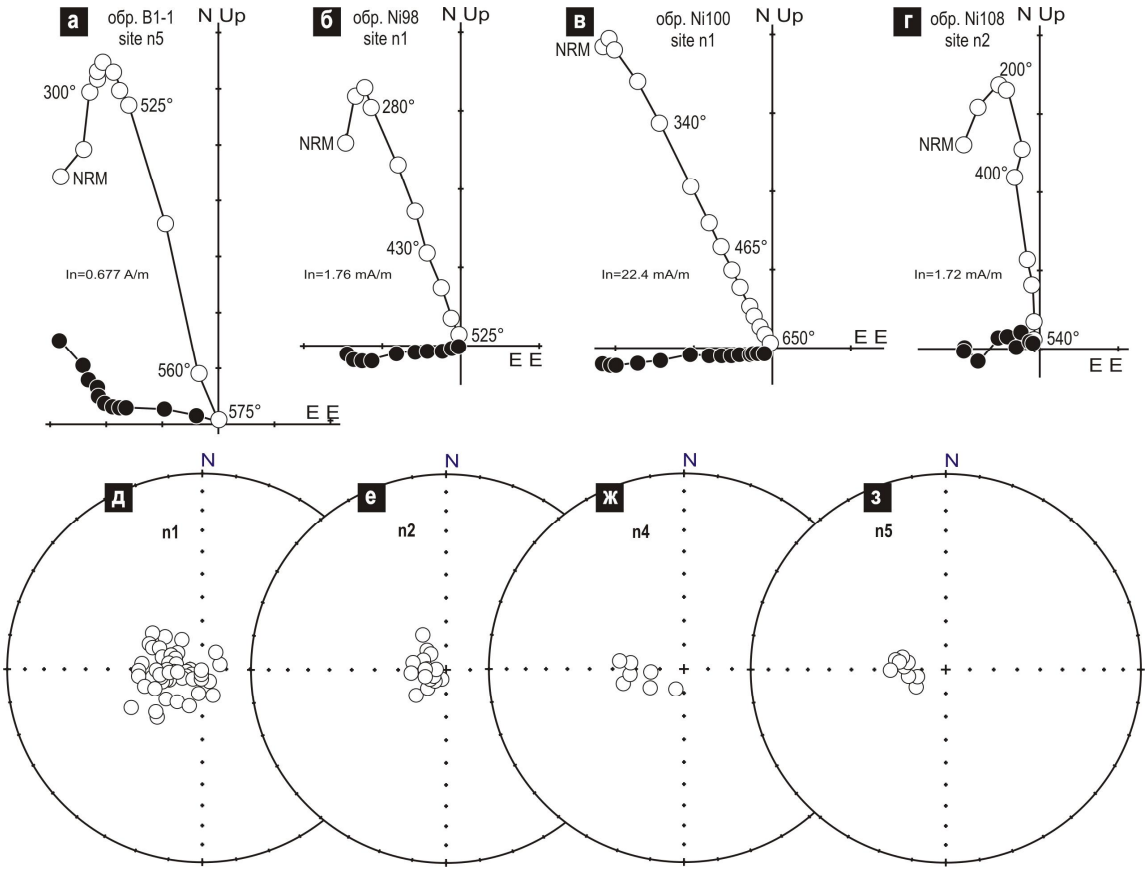

Рисунок 2.6. Объекты, изученные в долине реки Большая Нирунда.
Диаграммы Зийдервельда демонстрируют характер изменения естественной остаточной намагниченности в процессе температурной магнитной чистки образцов траппового тела (**а**) и осадочных пород (**б, в, г**).
Стереограммы показывают распределение векторов характеристической намагниченности в изученных обнажениях осадочных пород (**д, е, ж**) и в траповом теле (**з**).

Таблица 2.2. Палеомагнитные направления древних и метахронных компонент намагниченности пород долин рек Котуй, Большая Нирунда и Столбовая

Обнажение	N	Географическая система				Стратиграфическая система			
		D	I	K	α95	D	I	K	α95
р. Большая Нирунда, осадочные породы, перемагничивающая компонента:									
n1	61	276.0	-73.7	29.5	3.4	262.2	-77.9	55.0	2.5
n2	17	271.4	-63.9	90.4	3.8	260.7	-83.4	80.1	4.0
n4	9	257.1	-43.6	73.0	6.1	261.4	-70.0	81.9	5.7
Среднее:	**3**	**265.1**	**-60.7**	**25.4**	**25.0**	**261.5**	**-77.1**	**144.8**	**10.3**
р. Большая Нирунда, магматическое тело:									
n5	9	271.5	-72.6	225.2	3.4	271.5	-72.6	225.2	3.4
Среднее:	**4**	**266.2**	**-63.7**	**31.2**	**16.6**	**264.6**	**-76.0**	**177.7**	**6.9**
р.Столбовая, осадочные породы, перемагничивающая компонента:									
s1	6	267.3	-70.5	215.9	4.6	267.3	-70.5	215.9	4.6
s2	6	247.4	-70.7	97.5	6.8	247.4	-70.7	97.5	6.8
s3	30	245.8	-74.0	59.0	3.4	245.8	-74.0	59.0	3.4
Среднее:	**3**	**254.0**	**-72.0**	**362.1**	**6.5**	**254.0**	**-72.0**	**362.1**	**6.5**
р.Столбовая, магматическое тело:									
St 2	6	97.8	79.9	775.1	2.4	97.8	79.9	775.1	2.4
St 3	8	89.4	78.4	485.7	2.5	89.4	78.4	485.7	2.5
St 4	5	263.3	-71.0	275.5	4.6	263.3	-71.0	275.5	4.6
St 5	8	86.5	80.2	539.6	2.4	86.5	80.2	539.6	2.4
Среднее:	**4**	**88.2**	**77.4**	**320.8**	**5.1**	**88.2**	**77.4**	**320.8**	**5.1**
Среднее:	**4**	**76.7**	**74.1**	**201.8**	**6.5**	**76.7**	**74.1**	**201.8**	**6.5**
Лавовые покровы долины р.Котуй:									
k1	4	129.3	78.8	254.9	5.8	129.3	78.8	254.9	5.8
k5	7	309.4	-73.0	46.4	9.0	309.4	-73.0	46.4	9.0
k7	3	102.3	83.8	238.0	8.0	102.3	83.8	238.0	8.0
k8	3	167.1	49.5	51.7	17.3	89.6	69.5	51.9	17.3
k9	10	289.7	-65.8	81.7	5.4	289.7	-65.8	81.7	5.4
Среднее:	**5**	**137.4**	**72.0**	**25.2**	**15.5**	**111.0**	**74.7**	**88.9**	**8.2**

3.3. Возраст выделенных компонент намагниченности.

Сравнение средних направлений стабильных компонент намагниченности, выделенных в изученных объектах, с большой долей уверенности позволяет считать эти компоненты практически одновозрастными. Полученные для разных объектов средние направления близки между собой, их различие обычно не превышает 10º, что легко объяснить естественным статистическим разбросом направлений намагниченности при записи направления геомагнитного поля, вековыми вариациями, некоторым неучетом локальной тектоники.

Геологическая ситуация в районах работ не дает возможности использовать так называемые «полевые методы» для оценки возраста выделенных компонент намагниченности. Метод галек неприменим вследствие отсутствия в разрезах брекчий и конгломератов, содержащих обломки исследуемых пород; метод контактов не предназначен для ситуации, когда исследуемые магматические тела являются источником регионального перемагничивания; метод складок невозможно использовать, поскольку возраст складчатости точно не известен. В этих условиях, для обоснования пермо-триасового возраста выделенных компонент предлагаются следующие аргументы.

1. В ходе лабораторных исследований выявлены практически антиподальные компоненты прямой и обратной полярности. Считается, что наличие таковых является достаточно сильным доводом в пользу первичности намагниченности [Van der Voo, 1993]. И хотя известны случаи, когда в процессе перемагничивания образуются компоненты разной полярности, практика работ показывает значительно большую вероятность однокомпонентного перемагничивания. Таким образом, предполагается, что наличие компонент прямой и обратной полярности, различающихся на угол близкий к 180º, поддерживает наш вывод о пермо-триасовом возрасте выделенных компонент.
2. Отдельного обсуждения заслуживает факт наличия в образцах долеритов р.Столбовой двух, а иногда и трех антиподальных (или почти антиподальных) компонент намагниченности. Объяснить этот факт медленным остыванием интрузии не представляется возможным, поскольку в пределах одной точки отбора (т.е. на расстоянии нескольких метров друг от друга) встречаются образцы с различным характером записи. Проведенные петромагнитные исследования [Гапеев и др., 2003] доказывают существование частичного самообращения в ряде образцов интрузии р.Столбовая, что объясняет наблюдаемое поведение вектора намагниченности и является доводом в пользу

древности остаточной намагниченности. В этом случае, а также если мультикомпонентность намагниченности является следствием многофазного внедрения магматических порций во время формирования интрузии р.Столбовой, наиболее ранней компонентой намагниченности будет та компонента, которая имеет наиболее высокие разблокирующие температуры. Именно это соображение использовалось при расчете средних направлений для изученных обнажений (точек отбора).

3. Исследование осадочных пород долины р.Подкаменная Тунгуска указывает на наличие мощного регионального перемагничивания. Палеомагнитные направления перемагничивающей компоненты осадочных пород практически те же, что и палеомагнитные направления исследованных трапповых интрузий. Это возможно либо в случае перемагничивания осадочных пород под влиянием траппового магматизма, либо в случае полного последующего перемагничивания осадочных пород и траппов вследствие некоего, более молодого, мощного тектонического или магматического события. Следы последнего в геологической истории региона отсутствует, поэтому первое объяснение представляется единственным возможным.
4. Направление стабильной компоненты намагниченности, полученной при изучении средне-позднеордовикских пород реки Б.Нирунда, значительно отличается от ранне- и среднепалеозойских направлений, рассчитанных из соответствующих полюсов Сибирской платформы и, в то же время, почти совпадает с палеомагнитным направлением близлежащей трапповой интрузии (см. табл. 2.2). Характер записи этой компоненты практически тот же, что и характер записи перемагничивающей компоненты в одновозрастных и близких по литологии породах разреза реки Столбовая. Все вышесказанное указывает на трапповый (пермо-триасовый) возраст этой компоненты.
5. Рассчитанные, исходя из направления выделенных компонент, палеомагнитные полюсы близки к таковым, определенным ранее по другим пермо-триасовым объектам Сибирской платформы (см. табл. 2.3) и при этом заметно отличаются от позднемезозойских и кайнозойских полюсов Евразии и Сибири [Besse, Courtillot, 1991; Молостовский и Храмов, 1997].

Сравнение кучностей распределений векторов стабильной компоненты намагниченности, полученной при изучении средне-позднеордовикских пород реки Б.Нирунда, в географической и стратиграфической системах координат (табл. 2.2),

недвусмысленно указывает ее доскладчатый возраст. Таким образом, складчатость осадочных толщ этого района происходила не раньше внедрения траппов и может быть датирована как послепалеозойская. Возможно, дислокация осадочных толщ связана с внедрением траппов, возможно с какими-то последующими региональными или локальными тектоническими движениями.

Таблица 2.3. Палеомагнитные полюсы исследованных объектов долин рек Котуй, Большая Нирунда, Столбовая.

Объект		Координаты точки отбора		Координаты полюса		dp/dm (A95)
		φ	λ	Φ	Λ	
р. Большая Нирунда, осадочные породы, перемагничивающая компонента:						
n1		62.0	95.3	56.8	140.7	4.4/4.7
n2		62.0	95.3	61.4	122.9	7.7/7.8
n4		62.0	95.3	49.0	157.8	8.1/9.8
Среднее: N=3; Φ=56.6; Λ=142.3; A95=17.7; K=49.4						
р. Большая Нирунда, магматическое тело:						
n5		62.0	95.3	47.8	147.5	5.4/6.0
Среднее по р.Большая Нирунда: N=4; Φ=54.4; Λ=143.8; A95=12.0; K=59.6						
р. Столбовая, осадочные породы, перемагничивающая компонента:						
s1		62.1	91.5	47.2	149.7	6.9/8.0
s2		62.2	91.4	55.8	161.9	10.2/11.8
s3		62.2	91.4	59.6	155.1	5.5/6.1
	Среднее:	N=3; Φ=54.3; Λ=155.2; A95=11.2; K=122.3				
р. Столбовая, магматическое тело:						
s4	St 2	62.1	91.5	54.2	126.1	4.4/4.6
	St 3	62.1	91.5	55.0	133.0	4.5/4.7
	St 4	62.1	91.5	57.4	123.2	4.7/4.8
	St 5	62.1	91.5	57.7	129.0	4.4/4.6
	Среднее:	N=4; Φ=56.1; Λ=127.9; A95=3.3; K=774				
Среднее по р.Столбовая: N=4; Φ=55.3; Λ=148.7; A95=11.2; K=68.3						
р. Котуй, лавовые покровы:						
k1		73.0	102.4	55.2	132.3	10.4/11.0
k5		73.0	102.4	46.0	137.9	14.3/16.1
k7		73.0	102.4	67.1	134.6	15.5/15.7
k8		73.0	102.4	50.1	171.4	25.3/29.6
k9		73.0	102.4	40.2	157.9	7.2/8.8
Среднее по р.Котуй: N=5; Φ=52.7; Λ=148.4; A95=13.9; K=31.1						

3.4. Методика расчета палеомагнитных полюсов исследованных районов.

Как было отмечено в первой главе, при отборе палеомагнитных коллекций из магматических тел и обнажений осадочных пород использовались несколько разные методики. Так, количество образцов из одной дайки может быть равным 5-6, в то время как из одного обнажения осадочных пород может быть отобрано более 100 образцов. Таким образом, возникает статистическая проблема, как лучше усреднять исходные данные с разным статистическим весом для максимально корректной оценки их

среднего? Также нет единого мнения касательно длительности перемагничивания мощных толщ осадочных пород, что налагает свои условия при расчете среднего полюса по таким объектам.

Далее предлагается два варианта расчета среднего полюса для отдельно взятого района исследований. **Первый вариант** предполагает разбиение мощных разрезов перемагниченных осадочных пород на отдельные «искусственные» сайты (по 10-15 образцов); при этом образцы, отобранные из разных частей больших интрузивных тел, группируются в отдельные сайты, а образцы, отобранные из лавового потока или маломощного интрузивного тела, считаются как один сайт. Среднее рассчитывается на уровне сайтов [Pavlov et al., в печати].

Второй вариант отличается от первого тем, что данные по одному обнажению перемагниченных осадочных пород считаются как один сайт независимо от количества образцов. Среднее рассчитывается путем осреднения данных по объектам, где объектом считается одно обнажение перемагниченных осадочных пород, одна дайка, одно магматическое тело (применяется в работе [Веселовский и др., 2003]).

Если при расчете среднего полюса для того или иного объекта исследования использовались оба приведенные варианта осреднения, то об этом упоминается отдельно.

§4. Селекция палеомагнитных данных для Стабильной Европы и Сибирской платформы.

4.1. Сибирский пермо-триасовый палеомагнитный полюс.

Результаты палеомагнитных исследований, проведенных в рамках настоящей работы (см. выше), совместно с палеомагнитными определениями по породам траппов, полученными несколько ранее другими авторами (см. табл. 2.4), позволяют рассчитать новый пермо-триасовый палеомагнитный полюс Сибирской платформы, основывающийся исключительно на результатах, отвечающих принятым критериям палеомагнитной надежности [Van der Voo, 1993].

Среди этих определений в первую очередь следует отметить те, что были выполнены недавно Гуревичем с соавторами [Gurevich et al., 2004] и Хейнеманном с соавторами [Heunemann et al., 2003] по нескольким разрезам трапповых эффузивов в районе Норильска и на севере плато Путораны.

В районе Норильска (Талнах, Листвянка, Каеркан) в 35 сайтах опробованы породы лавовых потоков и небольших интрузий. Выделенные характеристические компоненты намагниченности имеют как прямую, так и обратную полярность и, в

среднем, существенно неантиподальны, при этом единичные виртуальные полюса довольно сильно разбросаны (кучность – 6.5). Хейнеманн с соавторами [Heunemann et al., 2003] предполагают, что в этой части траппового разреза записан переход от прямой к обратной полярности и только, возможно, самые стратиграфически нижние горизонты содержат запись стабильного поля. Данные по этим 35 сайтам были исключены из расчета среднего Сибирского полюса.

В разрезе Абагалах (север плато Путораны, долины рек Абагалах и Икон) изучено 60 лавовых потоков, из которых нижние 16, по мнению [Heunemann et al., 2003], содержат запись завершающего этапа перехода от обратной к прямой полярности. Намагниченность остальных 44 потоков отражает направление стабильного (в смысле неинверсионного) геомагнитного поля и может быть использована для расчета палеомагнитного полюса.

Павлов с соавторами [Павлов и др., 2001] изучили в 7 сайтах несколько потоков и небольших интрузий к западу от Норильска. Выделенная характеристическая намагниченность имеет как прямую, так и обратную полярность. Тест обращения дает положительный результат. Соответствующий палеомагнитный полюс, приведенный в таблице 2.4, несколько отличается от полюса, опубликованного в статье [Павлов и др., 2001]. Это связано с тем, что в ходе пересмотра исходных данных некоторые образцы с шумным сигналом были отброшены, а несколько близко расположенных сайтов объединены.

Кравчинский с соавторами [Kravchinsky et al., 2002] изучили несколько трапповых потоков в Алакит-Мархинском районе Вилюйского региона вблизи кимберлитовых трубок Сытиканская, Айхальская и Юбилейная. Данные, приводимые авторами по перемагниченным кимберлитовым трубкам в настоящей работе не рассматриваются, поскольку эти трубки находятся на значительном расстоянии от изученных пермо-триасовых трапповых образований и связь их намагниченности с внедрением траппов представляется недостаточно очевидной.

Помимо ранее опубликованных данных в настоящей работе мы также используем результаты, полученные по трапповым телам и перемагниченным ими осадочным породам долин рек Кулюмбэ и Мойеро [Pavlov et al., в печати]. По реке Кулюмбэ были опробованы 6 лавовых потоков, 7 силлов и 13 обнажений осадочных пород, оказавшихся полностью перемагниченными траппами. В долине реки Мойеро результаты получены по 11 интрузиям и по 11 обнажениям осадочных пород, также перемагниченных траппами.

В случае р.Мойеро, в связи с чрезвычайно высокой кучностью средних направлений, полученных по осадочным обнажениям (К=1327, при 50% распрямлении, при К=793 в географической системе координат и К=805 в стратиграфической системе координат) и значимому отличию их среднего от соответствующего среднего, рассчитанного по магматическим породам, было предложено не учитывать данные по перемагниченным породам при расчете среднего по региону (вариант 2). В качестве основания для такого решения предлагались две альтернативные гипотезы. Первая из них предполагала крайне быстрое перемагничивание пород, в ходе которого вековые вариации не были осреднены. Вторая, напротив, предполагала достаточно длительное перемагничивание, отнесенное по времени от эпохи внедрения трапповых тел и связанное с неизвестным перемагничивающим эпизодом.

Другой способ расчета (вариант 1), также как и для объектов из долин рек Б.Нирунда и Столбовая, предполагал разбиение перемагниченных обнажений на сайты и расчет среднего для региона на уровне сайтов отобранных как из осадочных, так и магматических пород.

По причине высокой кучности направлений, полученных по силлам и перемагниченным осадочным породам низовьев реки Кулюмбэ, было высказано предположение о том, что первые из них являются одномоментными апофизами крупного магматического тела, расположенного поблизости, а вторые были перемагничены сразу же в момент внедрения этих апофиз. Исходя из этого предположения было предложено рассматривать все объекты низовьев реки Кулюмбэ (за исключением силла KV7, имеющего другую полярность – см. табл. 1 в [Pavlov et al., в печати]; таблица доступна для общего доступа по адресу: "http://paleomag.ifz.ru/bazhenov-tab.html") как отражение кратковременного события и при расчете регионального среднего придать всем им вместе такой же (единичный) вес, как каждому из потоков верхнего течения р.Кулюмбэ и силлу KV7 в отдельности. Среднее направление, рассчитанное по перемагниченным породам красноцветного девона (среднее течение р.Кулюмбэ), как полученное по образцам, отобранным из разных частей одного и того же обнажения, также предлагалось принимать в расчет с единичным весом. Описанную процедуру расчета среднего мы также включаем в набор правил варианта 2. Также как и для других регионов, для Кулюмбэ этот вариант предполагает рассматривать отдельно расположенное обнажение перемагниченных осадочных пород как один сайт, независимо от того, сколько образцов в нем было отобрано.

Рассчитанные на основе описанных процедур палеомагнитные полюсы для изученных регионов приведены в таблице 2.4. Расположение районов Сибирской платформы, полюсы которых используются в этой работе, изображены на рис. 2.7.

Несмотря на то, что при расчете использовались существенно различные методики (вариант 1 и вариант 2), полученные средние полюсы SIB-MB [Pavlov et al., в печати] и SIB-VP (настоящая работа) находятся на расстоянии всего 2.4º друг от друга. Это расстояние заметно меньше величины соответствующего критического угла (γ_c=5.7º – [McFadden and McElhinny, 1990]), что позволяет говорить о статистически незначимом различии этих полюсов.

Таблица 2.4. Палеомагнитные пермо-триасовые полюсы Сибирской платформы.

Район	N	Место отбора		Координаты полюса				
		φ	λ	Φ	Λ	K	A95	Ссылка
СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА:								
Абагалах**	44	70.3	90.1	58.0	149.9	25	4.4	[1]
Западный Норильск	7	69.3	87.9	52.4	159.5	55	8.2	[2]
Вилюй	3	66.1	111.5	57.5	162.7	19	29.3	[3]
Мойеро	22	67.6	104.1	58.4 60.8*	133.8 153.5*	66 42*	2.6 7.1*	[4]
Кулюмбэ	26	68.0	89.0	51.4 56.4*	128.9 141.7*	21 14*	6.4 13.5*	[4]
Большая Нирунда	4	62.0	95.3	55.1 54.4*	142.5 143.8*	83 60*	4.8 12.0*	[5]
Столбовая	7	62.1	91.5	53.3 55.3*	150.2 148.7*	56 68*	5.3 11.2*	[5]
Котуй	5	73.0	102.4	52.7	148.4	31	13.9	[5]
SIB-MB	**8**	**67**	**95**	**55.3**	**146.9**	**126**	**5.0**	**[4]**
SIB-VP	**8**	**67**	**95**	**56.1**	**151.0**	**268**	**3.4**	**н.р.**

Подпись к таблице: N – количество используемых при осреднении полюсов.
* – альтернативные полюсы, отвечающие варианту 2 (пояснение смотри в тексте);
** – полюсы, соответствующие переходной зоне (согласно [Heunemann et al., 2003]) не рассматриваются;
SIB-MB – средний пермо-триасовый полюс, полученный при осреднении районных средних полюсов.
SIB-VP – такой же полюс, но рассчитанный с использованием альтернативных (вариант 2) полюсов.
Ссылки: 1 – [Gurevitch et al., 2004]; 2 – [Павлов и др., 2001]; 3 – [Kravchinsky et al., 2002]; 4 – [Pavlov et al., в печати]; 5 – [Веселовский и др., 2003].

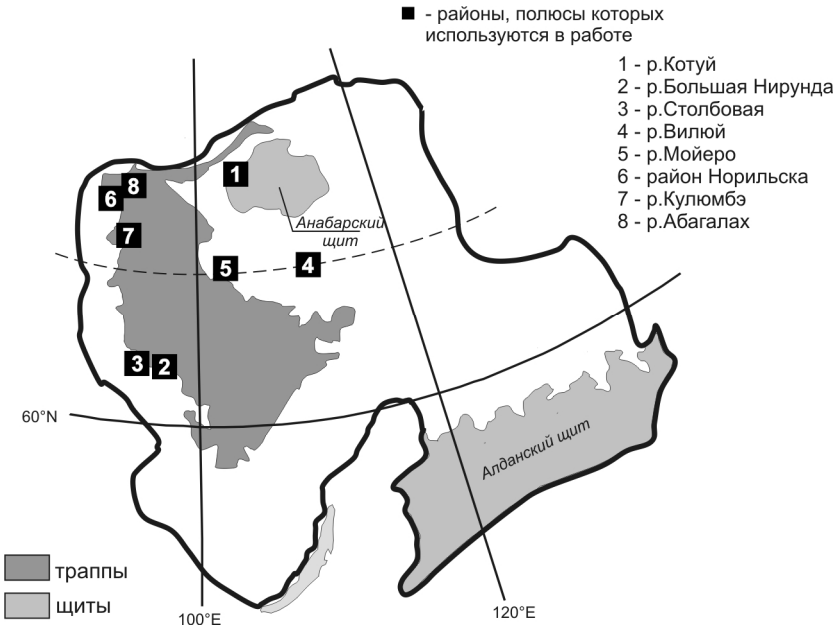

Рисунок 2.7. Географическое положение объектов, палеомагнитные полюсы которых используются в настоящей работе.

4.2. Пермо-триасовый палеомагнитный полюс Стабильной Европы.

На сегодняшний день количество палеомагнитных определений по Стабильной Европе достаточно велико, однако далеко не все из них в достаточной степени удовлетворяют современным требованиям, предъявляемым к качеству палеомагнитных данных. Недавно Ван дер Ву и Торсвик [Van der Voo and Torsvik, 2004] провели тщательный отбор палеомагнитных данных по Стабильной Европе и рассчитали средние палеомагнитные полюсы для интервала 40-300 млн. лет с различными критериями отбора (таких, как качество оценки возраста, интенсивность магнитных чисток – DC). В настоящей работе будут использоваться только те полюсы Стабильной Европы, которые имеют параметр DC больший или равный 3 и которые получены по позднепермским или раннетриасовым породам, чей средний возраст отвечает интервалу 240-260 млн. лет.

В дополнение к выборке Ван дер Ву и Торсвика мы добавили 3 полюса. Один из них [Szurlies et al., 2003] опубликован только недавно. Полюсы Бикан [Biquand, 1977] и Ротера [Rother, 1971], согласно Мировой базе данных [Pisarevsky and McElhinny, 2003], имеют DC=3, а не 2, как это указано в работе [Van der Voo and Torsvik, 2004]. Кроме того, полюс Ротера в работе Ван дер Ву и Торсвика указан как скифско-ладининский (227-250 млн. лет), тогда как в Базе Данных ему соответствует возрастной интервал 241-245 млн. лет.

Ниже также обсуждается полюс, полученный по магматическим (в том числе эффузивным) породам Esterel [Zijderveld, 1975], возраст которого в статье [Van der Voo and Torsvik, 2004] указан как саксонский, тогда как согласно Базе Данных эти породы

имеют возраст 245-256 млн. лет. В данном случае мы принимаем саксонский (258-270 млн. лет) возраст для этих пород, поскольку вмещающие их породы имеют саксонский возраст [Zijderveld, 1975].

Необходимо пояснить, почему в данной работе не используются пермо-триасовые полюсы, полученные по восточной части Восточно-Европейской платформы [см., напр., Храмов, 1963; Боронин и др., 1971; Буров, 1979; Иосифиди и др., 2005]. Для этого есть две причины. Первая состоит в том, что для того чтобы расхождение сравниваемых средних полюсов (если таковое имеется) было наиболее заметно, желательно использование палеомагнитных данных из максимально удаленных друг от друга областей предполагаемого жесткого континентального блока. Следовательно, для решения нашей задачи полюсы, полученные по самой западной части Северо-Азиатского кратона, более предпочтительны, чем полюсы, полученные по востоку Русской плиты. Вторая, и наиболее значительная причина состоит в том, что практически все полюсы востока Русской плиты имеют DC меньше 3 и, таким образом, не отвечают принятым критериям отбора. Представляется, что имеющихся полюсов, полученных на основе современной процедуры [Gialanella et al., 1997; Иосифиди и др., 2005], недостаточно для получения хорошо статистически обоснованного полюса Восточно-Европейской платформы. Кроме того, полюс [Иосифиди и др., 2005] получен по региону, где возможны локальные вращения. В случае полюса [Gialanella et al., 1997] есть основания полагать, что при его вычислении была допущена ошибка.

В таблице 2.5 приведены два варианта среднего европейского пермо-триасового полюса. Один из них – «EUR-VT» – рассчитан исходя из выборки, предложенной Ван дер Ву и Торсвиком [Van der Voo and Torsvik, 2004], другой – «EUR-AS» – из несколько расширенной выборки, предложенной в настоящей работе. Так же, как и для Сибири, оба рассчитанных полюса находятся в непосредственной близости один от другого и статистически не различаются ($\gamma/\gamma_c = 2.1/7.8$).

Важно отметить, что большинство из европейских палеомагнитных определений сделано по осадочным породам.

Таблица 2.5. Палеомагнитные пермо-триасовые полюсы Стабильной Европы.

№	Объект	Возраст, (млн. лет)	Средний возраст	Координаты объекта		DC	A95	Координаты полюса		Ссылка (МПБД-REFNO)
				φ	λ			Φ	Λ	
1	Bunter and Musschelk sandstones, East Germany	241-245 (GPDB=245-251)	243 (248)	50.8	11	3	15.1	49	146.2	Rother, 1971 (158)
2	Upper Buntsandstein sandstones, France	Olenekian 242-245 (GPDB=245-251)	243 (248)	48.2	6.7	2 (3)	4.8	43.1	145.7	Biquand, 1977 (1028)
3	Lunner Dikes, Oslo, Norway	Ar-Ar -237-246	243±5	60.3	10.5	4	5.9	52.9	164.4	Torsvik et al., 1998 (3188)
4	Sudetes Sediments, Poland	Zechstein-Bunts 245-258	251	50.9	16.1	4	4.9	50	163	Nawrocki, 1997 (3161)
5	Dome de Barrot Redbeds, France	Early Thuringian 253-258	255	44	6.8	3	2.7	46.3	147.4	Van den Ende, 1977 (652)
6	Massif des Maures Sediments, France	Thuringian 251-258	255	43.4	6.3	4	4.1	51.1	160.7	Merabet & Daly, 1986 (1408)
7	Lower Buntsandstein Sediments, Central Germany	245-260	252	51.7	11.1	4	3.3	50.6	165.6	Szurlies et al., 2003 (3525)
8	Esterel extrusives, France	Saxonian 258-270 (GPDB=245-256)	264 (251)	43.5	6.8	3	6.1	51.5	142	Zijderveld, 1975 (165)

Средние полюсы:

Выборка	φ	λ	N	K	A95	Φ	Λ
EUR-VT [Van der Voo, Torsvik, 2004] (полюсы №№ 3-6):	49.7	9.6	4	194	6.6	50.3	158.6
EUR-AS (альтернативная выборка) (полюсы №№ 1-7):	49.9	9.6	7	138	5.2	49.3	155.7

§5. **Оценка морфологии геомагнитного поля на границе перми и триаса**.

5.1. Сравнение средних P_2-T_1 полюсов Сибири и Европы.

Результаты проведенного сравнения четырех пар средних пермо-триасовых (одновозрастных) полюсов Сибирской платформы и Стабильной Европы, полученных выше, приведены в таблице 2.6. Как можно видеть из таблицы, все рассматриваемые пары полюсов статистически значимо отличаются друг от друга. Важно заметить**,** что оба сибирских полюса (SIB-MB и SIB-VP) смещены относительно европейских полюсов (EUR-VT и EUR-AS) в сторону Европы, причем это смещение происходит практически по дуге большого круга (палеомеридиану), соединяющего центр Европы и соответствующий ей полюс (см. рис. 2.8).

Таблица 2.6. Сравнение средних пермо-триасовых полюсов Сибирской платформы и Стабильной Европы: используемые данные и результаты.

Исходные данные:							
Выборка		**N**	**K**	**A95**	**Ф**	**Λ**	**Источник**
Европа	EUR-VT	4	194	6.6	50.3	158.6	[1]
	EUR-AS	7	139	5.2	49.3	155.7	н.р.
Сибирь	SIB-MB	8	126	5.0	55.3	146.9	[2]
	SIB-VP	8	268	3.4	56.1	151.0	н.р.

Результаты сравнения:			
№	**Сравниваемые полюсы**	**γ**	**γ_{cr}**
1	EUR-AS и SIB-VP	7.4˚	5.6˚
2	EUR-VT и SIB-VP	7.4˚	6.0˚
3	EUR-AS и SIB-MB	8.0˚	6.7˚
4	EUR-VT и SIB-MB	8.6˚	7.8˚

Подпись к таблице: *Ф, Λ – широта и долгота среднего палеомагнитного полюса; N – кол-во исходных полюсов; K – кучность; A95 – радиус круга доверия; γ -угловое расстояние , γ_{cr} -критическое угловое расстояние (McFadden and McElhinny, 1990); 1 – (Van der Voo & Torsvik, 2004); 2 – (Bazhenov et al., в печати).*

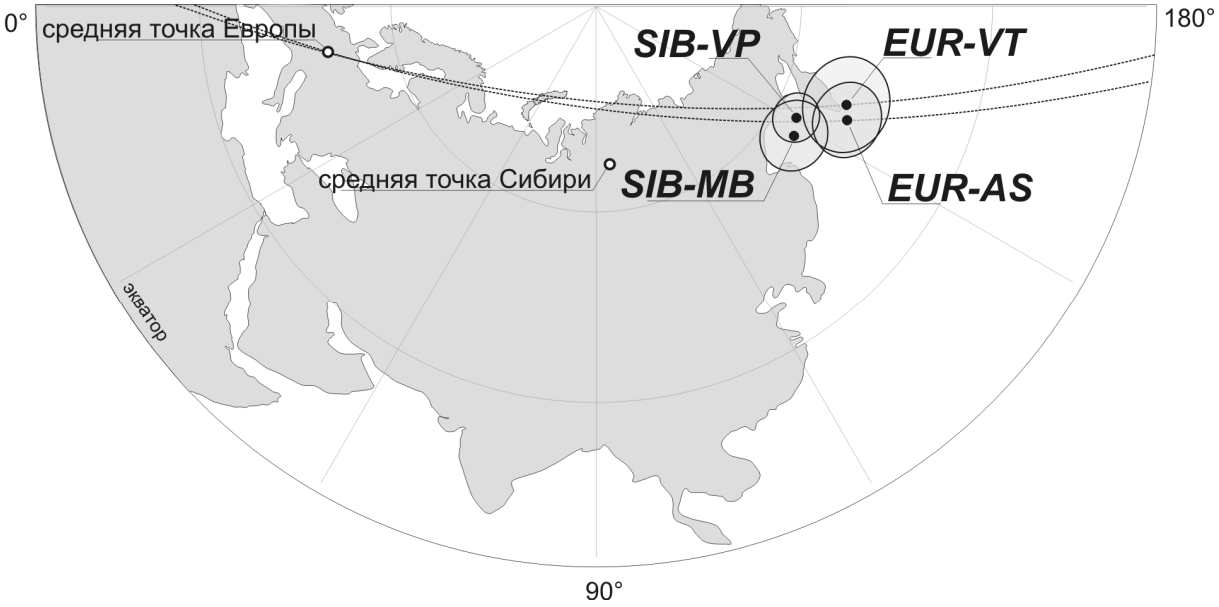

Рисунок 2.8. Положение средних палеомагнитных полюсов Сибири и Европы.

Поскольку рассматриваемые полюсы получены с использованием разных процедур осреднения и по разным выборкам, такое соотношение полюсов не может рассматриваться как случайное и должно иметь свое объяснение.

5.2. Обсуждение результатов.

Наблюдаемое различие в положении средних пермо-триасовых европейских и сибирских полюсов может иметь в своей основе одну из следующих причин:

- наличие относительных перемещений Сибирской платформы и Европы в послепалеозойское время;

- различие возрастов европейских и сибирских полюсов;
- неустойчивость решения из-за малой и неадекватной выборки исходных данных;
- наличие существенного вклада в геомагнитное поле недипольных компонент на границе палеозоя-мезозоя;
- занижение магнитных наклонений в европейских данных.

5.2.1. Тектоника.

Можно предположить, что одной из возможных причин расхождения пермо-триасовых полюсов Сибири и Европы является наличие относительных перемещений этих континентальных блоков в мезозое или кайнозое.

Вопрос о возможности относительных перемещений Сибирской и Восточно-Европейской платформ неоднократно рассматривался в отечественной литературе. В работе [Храмов, 1982] на основании имевшихся к тому времени палеомагнитных данных, автор предполагает отодвигание северного края Сибирской платформы от Восточно-Европейской.

Несколько позже, исходя из критериев палеомагнитной надежности, М.Л.Баженовым и А.А.Моссаковским [Баженов и Моссаковский, 1986] была выполнена тщательная селекция сибирских и восточно-европейских палеомагнитных данных, которая позволила установить заметное различие положений соответствующих раннетриасовых полюсов. Это различие было интерпретировано как свидетельство вращения Сибирского докембрийского континентального блока относительно Восточно-Европейского на величину порядка 10° против часовой стрелки (при этом предполагалось, что полюс вращения находится в районе Северного Казахстана). Анализ особенностей размещения раннемезозойских структур сжатия и растяжения по периферии Сибирской платформы [Баженов и Моссаковский, 1986] как будто подтверждал этот вывод. В частности, упомянутыми авторами отмечено, что образование системы триасовых западно-сибирских грабенов может быть объяснено с позиций высказанной ими гипотезы.

История возникновения системы Западно-Сибирских грабенов является дискутируемым вопросом и однозначного ответа на него пока не дано. Краткая сводка по проведенным исследованиям в этой области изложена в работе [Кременецкий и др., 2002, с. 75]. По результатам интерпретации многочисленных геофизических исследований, выполненных в этом районе, в глубинном строении Западно-Сибирской плиты выделяется мощный (до 15 км) мезо-кайнозойский осадочный бассейн,

залегающий на палеозойском и протерозойском складчатом основании неопределенного состава. С последним связывают наличие в гравимагнитных полях субмеридиональных линейных аномалий преимущественно положительного знака и большой протяженности (300-500 км), интерпретация которых различна [Кременецкий и др., 2002]. Так, С.В.Аплонов [Аплонов, 2000], затрагивающий этот вопрос в нескольких работах, предполагает наличие под упомянутым осадочным чехлом коры Обского палеоокеана субмеридионального простирания, рифтовая стадия которого началась (одновременно с другими рифтами) около 240-230 млн. лет назад, а стадия кратковременного спрединга, в результате которого границы рифта разошлись на 200-300 км, завершилась около 215 млн. лет назад. В результате, по мнению автора, спрединг гипотетического Обского палеоокеана привел к развороту Сибири относительно Восточно-Европейской платформы примерно на 12˚-14˚ по часовой стрелке вокруг полюса вращения, расположенного к югу от 60-ой параллели. Подобное мнение высказывается также в автореферате диссертации В.Ю.Брагина [Брагин, 2005], в котором предполагается вращение Сибири относительно Европы по часовой стрелке, происходившее до конца мела.

Однако, в случае подобного рода вращений сибирский полюс должен сместиться к востоку по отношению к европейскому полюсу, т.е. ситуация будет обратной по отношению к наблюдаемой нами на рис. 2.8.

В противовес точке зрения, высказываемой в работах [Баженов и Моссаковский, 1986; Аплонов, 2000; Брагин, 2005], имеются данные, которые указывают на то, что западно-сибирские рифтовые структуры вырождаются к северу, что отражается в уменьшении количества и выразительности их глубинных геофизических признаков. В частности, согласно [Bogdanov et al., 1998], поперечные размеры Колтогорско-Уренгойского рифта в районе бурения Тюменской сверхглубокой скважины ТСГ-6 составляют 120-130 км, а амплитуда рифтовой долины составляет порядка 1.5 км. В заполярной области ширина рифтовой долины уже не превышает 50-70 км, а глубина трога сокращается до первых сотен метров. Далее на север рифт еще более затухает и к Карскому морю полностью исчезает. Аналогичные данные имеются по Худосейскому рифту.

Вместе с тем стоит отметить, что гипотеза о существовании Обского палеоокеана, предложенная С.В.Аплоновым, ставится под сомнение результатами бурения Тюменской сверхглубокой скважины ТСГ-6, которая была пробурена в центре Колтогорско-Уренгойского грабен-рифта – предполагаемом центре ожидаемого палеоокеана. Океаническая кора не была обнаружена; напротив, на глубинах 6424–7502

м (забой) была вскрыта толща вулканических пород, преимущественно сложенная низкокалиевыми толеитовыми базальтами P_2-T_1 возраста, детальное изучение которых позволило сопоставить их с одновозрастными толеитами трапповой формации Сибирской платформы [Кременецкий и Гладких, 1997]. По мнению авторов работы [Казанский и др., 1995], структурно-текстурные особенности вскрытых базальтов указывают на то, что их излияние происходило в условиях суши.

Имеются сообщения, что в этом интервале глубин встречены комплексы остатков континентальных растений [Киричкова и др., 1999]. Возраст западно-сибирских траппов, определенный Ar-Ar методом в работе Рейшоу с соавторами [Reichow et al., 2002], очень близок к возрасту траппов Сибирской платформы, что также находится в противоречии с гипотезой С.В.Аплонова.

При рассмотрении рассчитанных средних палеомагнитных полюсов Сибири и Европы отчетливо видно, что для объяснения их несовпадения только за счет взаимных перемещений рассматриваемых кратонов, необходимо допустить значительное (на расстояние порядка 800 км) сближение этих платформ в послепалеозойское время. Это сближение должно являться следствием поворота Сибири вокруг полюса Эйлера, значительно удаленного от ее геометрического центра.

Поясним (см. рис. 2.8): эйлеровский полюс Сибирской платформы, в случае ее вращения относительно Стабильной Европы, должен лежать на дуге большого круга, проходящего через середину дуги, соединяющей рассматриваемые полюсы, и перпендикулярного ей. Из построений видно, что большой круг, на котором должен лежать полюс вращения Сибирской платформы, значительно удален от ее геометрического центра, что и определяет характер вращения этой платформы – оно не может выражаться простыми сдвиговыми смещениями на западной окраине Сибирской платформы, а требует значительного смещения платформы в современном западном направлении (рис. 2.9).

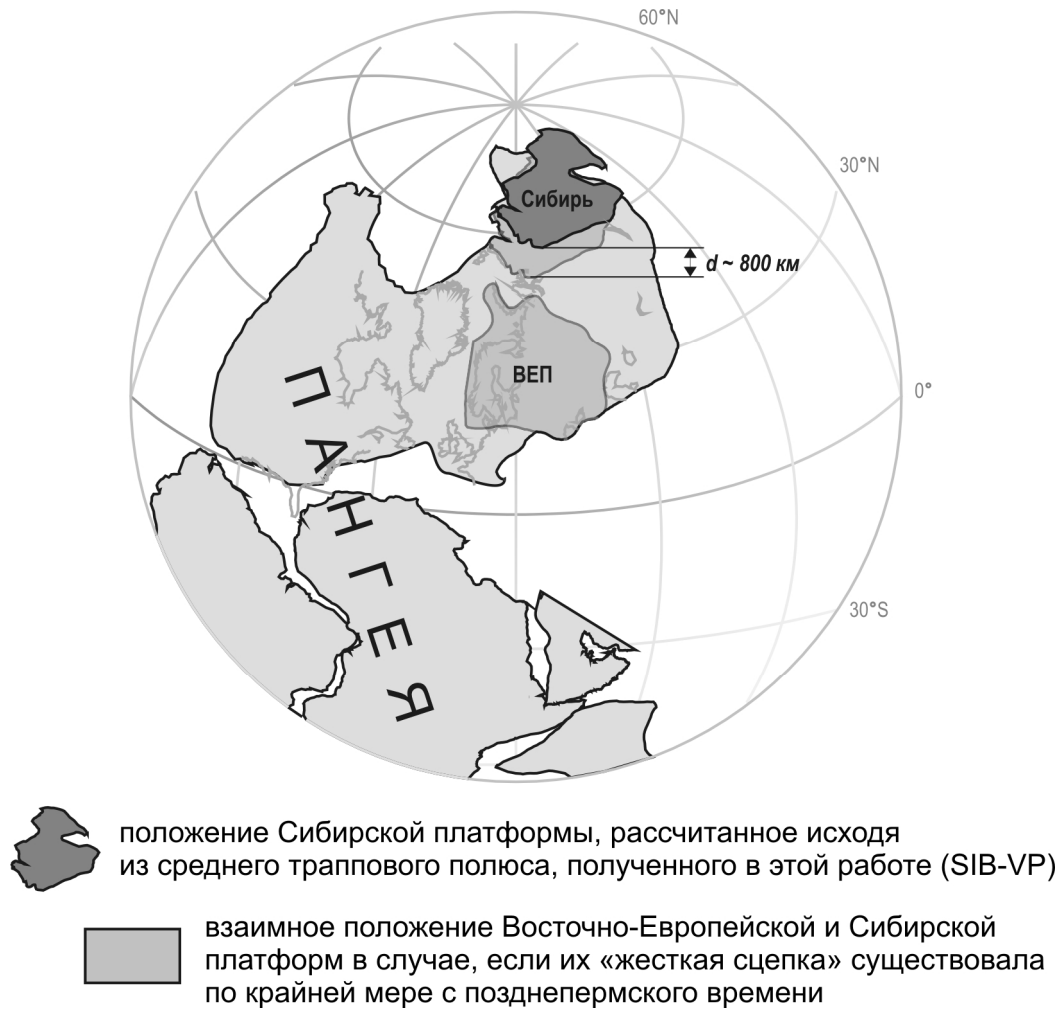

Рисунок 2.9. Реконструкция взаимного положения Сибирской и Восточно-Европейской платформ на границе перми и триаса.

Подобные масштабные перемещения Сибирской платформы (около 800 км) повлекли бы за собой образование крупных структур сжатия на современной западной окраине платформы, однако геологических данных, подтверждающих наличие таких структур, не найдено. Как уже отмечалось выше, на территории Западной Сибири широко распространены грабены раннемезозойского возраста. Заполняющие их триасовые и раннеюрские отложения часто смяты в складки [Бочкарев, 1973]. Это обстоятельство демонстрирует существование некоторого эпизода сжатия на рассматриваемой территории в мезозое, однако масштаб этого эпизода не сопоставим с тем, которого следует ожидать при названном выше сближении Сибирской и Восточно-Европейской платформ.

Единственной структурой крупномасштабного сжатия между Восточно-Европейской и Сибирской платформами является горно-складчатое сооружение Урала, в пределах которого наблюдаются следы как мезозойской, так и кайнозойской тектонической активности, в том числе и напряжений сжатия/растяжения. Но, во-

первых, масштаб структур сжатия, имевших место после позднегерцинского орогенеза, в сумме соответствует максимальному сжатию в сотни метров, что опять-таки несоизмеримо с оценкой сжатия в сотни километров. И, во-вторых, в мезозое-кайнозое преобладающими являлись преимущественно продольные разломы [Бачманов и др., 2001].

Таким образом, приведенные выше сведения опровергают возможность объяснения различия пермо-триасовых полюсов Сибири и Европы их относительными тектоническими перемещениями.

5.2.2. Возраст.

Сибирь. К настоящему времени накоплено достаточно большое число данных [Bogdanov et al., 1998; и др.], указывающих на то, что длительность пермо-триасового магматизма на Сибирской платформе составляла не более 10-15 млн. лет, при этом большинство пород трапповой формации сформировалось в интервале от 255-253 млн. лет до 248-244 млн. лет [Золотухин и др., 1996]. Ряд исследователей [Gurevich et al., 1995; Renne et al., 1995] указывают на то, что самый активный этап траппового вулканизма, приведший к излиянию на поверхность огромной массы базальтов, мог занимать очень короткий в геологическом масштабе времени промежуток времени и вследствие этого повлечь за собой массовые вымирания организмов и кардинальные изменения биоценозов, имевшие место на границе палеозоя и мезозоя около 250 млн. лет назад. Этот вывод подтверждается новыми U-Pb датировками для верхней и нижней частей траппового комплекса Маймеча-Котуйского района, опубликованными недавно в работе Камо с соавторами [Kamo et al., 2003].

Следовательно, время образования изученных пород (и соответственно возраст полученных палеомагнитных полюсов) лежит в интервале 255-244 млн. лет и, с достаточно большой вероятностью, может рассматриваться как близкий к границе перми и триаса, возраст которой в настоящее время оценивается как 251.4±0.3 млн. лет [Bowring et al., 1998]. С другой стороны, поскольку возраст базальтов из долины р.Подкаменная Тунгуска, полученный изохронным 39Ar/40Ar методом, составляет 238-248 млн. лет (согласно [Золотухин и др., 1996]), не исключено, что трапповый магматизм не завершился полностью сразу же после излияния основной массы эффузивных пород на севере Сибирской платформы.

Так или иначе, все имеющиеся данные, как изотопные, так и биостратиграфические [Геология…, 1994], указывают на то, что образование пород трапповой формации началось в самом конце пермского периода и завершилось в

самом начале раннего триаса. При этом важно отметить (несмотря на возможно очень короткий срок излияния основной массы трапповых пород), что в полученных в этой работе данных следует ожидать достаточно хорошее осреднение вековых вариаций магнитного поля. Основанием для такой уверенности служит тот факт, что эти данные получены по породам, образование и намагничивание которых происходило на протяжении эпох как прямой, так и обратной полярности, т.е. в течение интервала времени никак не меньшего нескольких десятков тысяч лет.

Европа. Большая часть европейских данных получена по осадочным породам. Эти породы отвечают биостратиграфически охарактеризованным позднепермским тюрингийским и раннетриасовым индско-оленекским слоям непосредственно предшествующим и последующим пермо-триасовой границе. По современным представлениям [Menning, 1995], образование этих слоев происходило в интервале времени 240-260 млн. лет. Только одно палеомагнитное определение среди использованных для расчета среднего европейского полюса, получено по магматическим породам – дайкам Луннер (Lunner dikes). Возраст этих даек определен с помощью современного Ar-Ar метода и составляет 243±5 млн. лет. Если исходить из очень короткого времени образования сибирских трапповых пород, можно ожидать, что они имеют гораздо более узкое распределение возрастов, чем рассматриваемые европейские объекты. Однако, поскольку, европейские возраста в нашей выборке распределены приблизительно симметрично относительно возраста пермо-триасовой границы, можно ожидать, что средние значения возраста палеомагнитных полюсов из европейских и сибирских выборок близки между собой. Таким образом, можно с достаточно большой уверенностью полагать, что средний возраст изученных европейских объектов близок к среднему возрасту пермо-триасовых Сибирских траппов и различие в возрасте не может служить объяснением расхождения сибирских и европейских палеомагнитных полюсов.

5.2.3. Неустойчивость решения из-за малой и неадекватной выборки исходных данных.

Количество использованных для осреднения палеомагнитных полюсов Сибирской платформы и Стабильной Европы может показаться недостаточным для получения устойчивого статистически корректного результата. Для того чтобы проверить влияние этого фактора, было выполнено сравнение средних палеомагнитных полюсов, полученных на основе разных критериев отбора исходных данных и разными авторами. Помимо средних полюсов, полученных в настоящей работе, для сравнения

были также привлечены соответствующие средние полюсы, использовавшиеся в работах [Иосифиди и др., 2005; Lyons et al., 2002; Gialanella et al., 1997].

Анализ этих данных показывает, что, несмотря на различие координат используемых пермо-триасовых средних полюсов Сибири и Европы, относительное их расположение остается неизменным: средний полюс Европы всегда смещен к востоку относительно среднего полюса Сибирской платформы и расположен дальше от Европы, чем Сибирский полюс (см. табл. 2.7).

Таким образом, наблюдаемое расхождение полюсов не является следствием неадекватной выборки, а носит систематический характер.

Таблица 2.7. Дополнительные полюсы Сибири и Европы.

Выборка		N	K	A95	Ф	Λ
Европа	[Иосифиди и др., 2005]	9		3	48	163
	[Gialanella et al., 1997]	(193)		3	51	195
Сибирь	[Иосифиди и др., 2005]	5	165	20	50	152
	[Lyons et al., 2002]	4		10	53	153

5.2.4. Недипольность геомагнитного поля на рубеже перми-триаса.

Другое возможное объяснение расхождения палеомагнитных полюсов Сибири и Европы состоит в предположении о значимом вкладе недипольных компонент в магнитное поле Земли в позднем палеозое и раннем мезозое.

Для оценки возможного вклада квадрупольных и октупольных компонент в геомагнитное поле на границе палеозоя и мезозоя, имеющиеся координаты европейских и сибирских пермо-триасовых полюсов (первоначально полученные исходя из дипольного закона) были пересчитаны по схожему с приведенным в работе [Torsvik and Van der Voo, 2002] алгоритму, учитывающему недипольный характер поля (см. Приложение А). Соответственно были получены новые средние полюсы Европы (EUR-AS, EUR-VT) и Сибири (SIB-MB, SIB-VP) для каждой пары значений *G2* и *G3*. Пересчет проводился для значений квадрупольного (*G2*) и октупольного (*G3*) коэффициентов, лежащих в интервале [-40%; 40%]; значения, лежащие вне этого интервала, представляются крайне маловероятными.

Результаты расчетов представлены на рисунке 4. По координатным осям отложены значения *G2* и *G3* в процентах от дипольной составляющей. Изолинии отвечают угловому расстоянию (гамма) между сравниваемыми сибирским и европейским полюсами, пересчитанными по недипольному закону при соответствующих значениях недипольных коэффициентов.

На графике показана только та область, где при данных значениях *G2* и *G3* величина угла гамма меньше критической γ_{cr} [McFadden and McElhinny, 1990]. По сути дела, соответствующие этой области значения *G2* и *G3* и являются теми искомыми решениями, при которых различия между сибирскими и европейскими средними палеомагнитными полюсами становятся статистически незначимы. При этом интересно определить те значения *G2* и *G3*, при которых схождение сибирского и европейского палеомагнитных полюсов будет наилучшим.

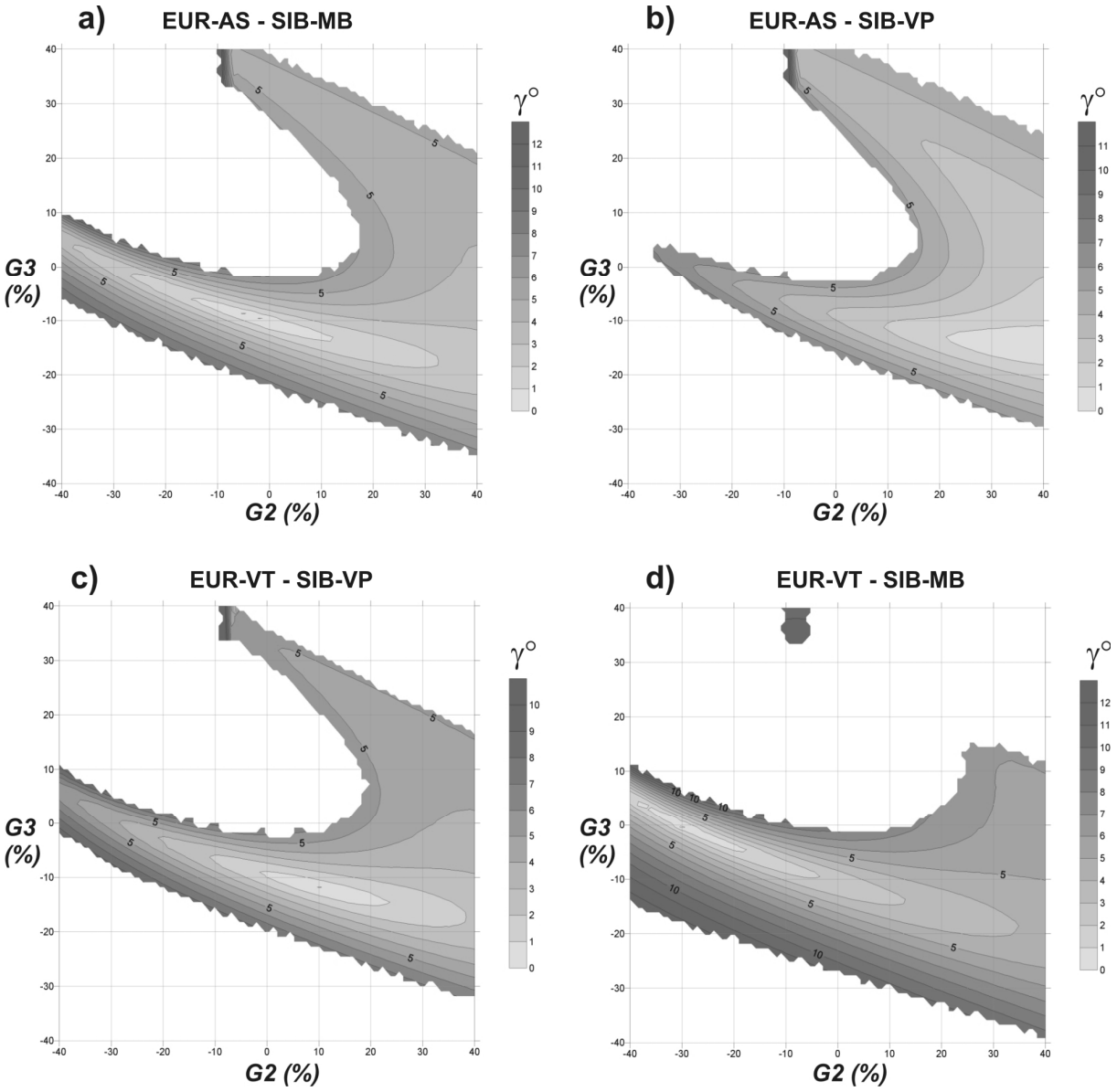

Рисунок 2.10.
Зависимость расстояния (угла гамма) между сибирским и европейским средними полюсами от величины вклада недипольных компонент. Ступенчатость краевых частей графиков определяется дискретностью значений *G2* и *G3* (1%) для которых производились расчеты.

Полюсы EUR-AS и SIB-MB (рис. 2.10, а). Наилучшее схождение рассматриваемых полюсов (угол гамма между ними близок или равен 0°) наблюдается

в области значений недипольных коэффициентов *G2*= -10÷10% и *G3*~ -10%. Отметим тот факт, что гамма обращается в ноль при значениях *G2*=0 и *G3*=-10%. Таким образом, наблюдаемое расхождение полюсов EUR-AS и SIB-MB легко устраняется при допущении небольшого 10%-го вклада октупольной компоненты в суммарное пермско-триасовое осредненное геомагнитное поле.

Полюсы EUR-AS и SIB-VP (рис. 2.10, b). Как видно из рисунка область наилучшего схождения рассматриваемых полюсов (угол гамма между ними близок или равен 1°) располагается узкой полосой в четвертом квадранте графика в области значений недипольных коэффициентов *G2*=25÷40% и *G3*=-20÷-10%.

Отметим, что хотя полюсы и станут статистически неразличимы уже при очень малом смещении коэффициентов от 0, угол между ними становится близким к минимальному только при довольно высоком вкладе как октупольной, так и квадрупольной компонент. Вслед за Ван дер Ву и Торсвиком [Van der Voo and Torsvik, 2001] отметим, что заметный вклад квадрупольной компоненты в геомагнитное поле должен был бы приводить к заметному смещению положения палеоэкватора, определенного палеомагнитным методом, от такового, полученного на основании изучения различных палеоклиматических индикаторов. На самом деле этот эффект не наблюдается, что в очередной раз было подтверждено результатами работы [Kent and Olsen, 2000], посвященной изучению палеоширотного положения позднетриасового осадочного бассейна, расположенного вдоль восточной окраины Северо-Американского континента.

Полюсы EUR-VT и SIB-VP (рис. 2.10, c). Максимальное сближение этих полюсов (при гамма близком к нулю) достигается при относительно небольших значениях *G2* и *G3* равных 10÷12%.

Полюсы EUR-VT и SIB-MB (рис. 2.10, d). Как и в случае сравнения полюсов EUR-AS и SIB-VP точка наилучшего схождения рассматриваемых полюсов (при гамма близком к 0°) значительно смещена в области высоких значений квадрупольного коэффициента (*G2*~-30%), существенный вклад которого в геомагнитное поле представляется крайне сомнительным. При этом величина коэффициента *G3* составляет около -5%.

Неадекватный выбор модели геомагнитного поля должен иметь своим следствием увеличение разброса палеомагнитных полюсов, полученных по разным объектам в пределах одного региона. Казалось бы, максимум кучности таких полюсов можно было бы использовать в качестве критерия выбора оптимальной модели. Однако

представляется очевидным, что сильное влияние на кучность полюсов других факторов, таких как локальная тектоника, ошибки в определении элементов залегания, недостаточное осреднение вековых вариаций и прочие, исключает возможность использования кучности региональных полюсов для решения названной задачи. Этот вывод иллюстрирует серия графиков, представленная на рис. 2.11, где максимальные значения кучности для разных регионов и для разных комбинаций полюсов достигаются при крайне маловероятных значениях коэффициентов *G2* и *G3*.

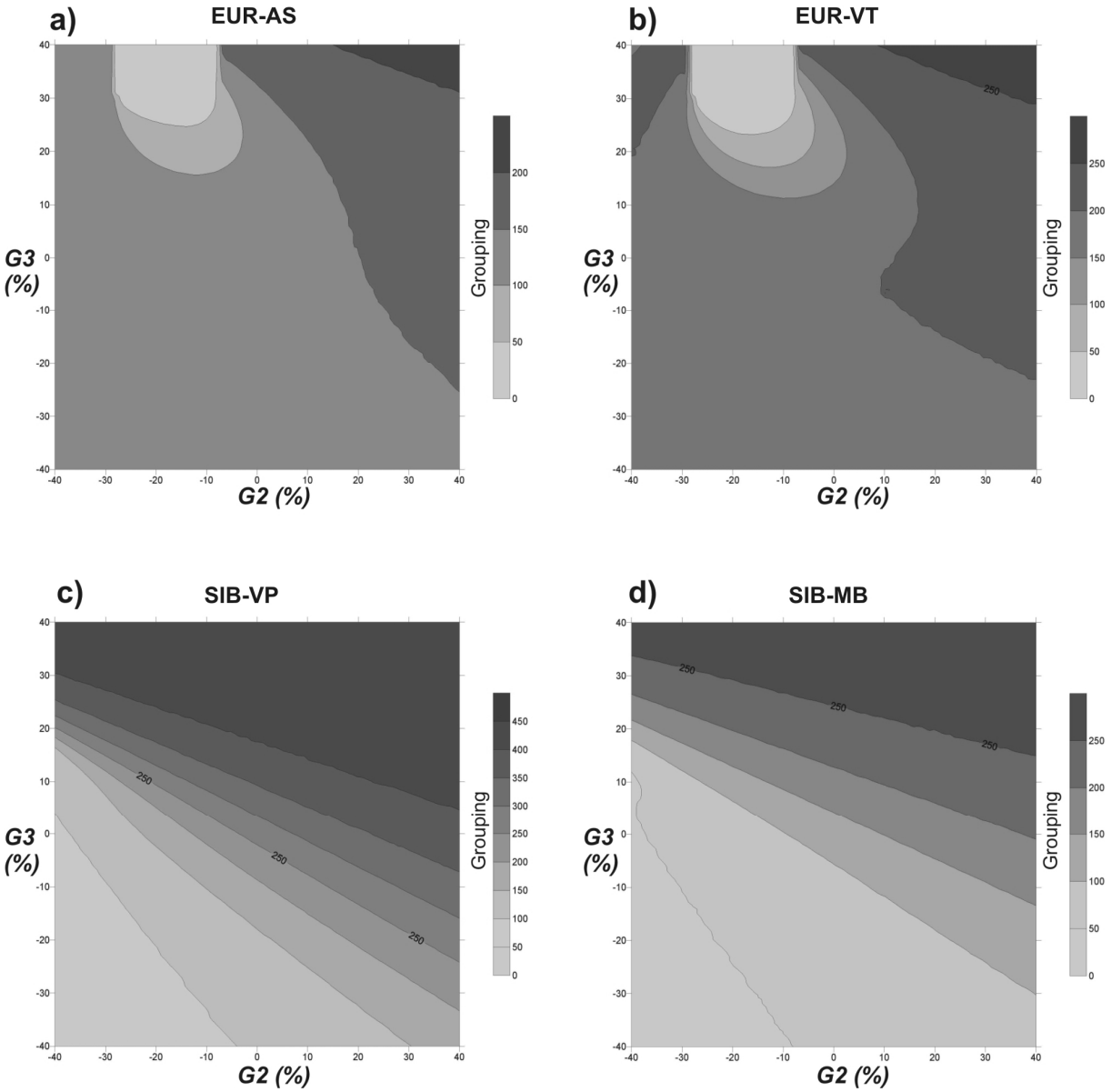

Рисунок 2.11. Зависимость кучности полюсов Сибири и Европы от величины недипольных коэффициентов. При тех значениях недипольных коэффициентов, когда разным палеоширотам соответствовали одинаковые магнитные наклонения (полюс по наклонениям определялся неоднозначно) – это касается значений недипольных коэффициентов близких к граничным – расчеты проводились с использованием полюса, расположенного наиболее близко к соседнему (при близких значениях *G2* и *G3*) однозначно определенному полюсу.

5.2.5. Занижение наклонения европейских данных.

Значит ли выше сказанное, что в геомагнитном поле границы перми и триаса действительно существенную роль играли недипольные компоненты? Несмотря на то, что полученные данные в целом согласуются с этой гипотезой, такой вывод нельзя сделать с полной определенностью, поскольку возможен другой источник рассогласования европейских и сибирских полюсов. Этот источник – возможное занижение наклонения европейских палеомагнитных направлений, поскольку все эти направления (за исключением одного) получены по осадочным породам, занижение наклонений в которых довольно широко распространено.

Поскольку коэффициент занижения наклонения должен определяться для каждого конкретного случая отдельно, а для имеющихся европейских данных мы не располагаем такими исследованиями, то можно провести оценку некоторого общего, усредненного параметра занижения наклонения f , при котором сравниваемые средние полюсы Сибирской платформы и Стабильной Европы статистически не различаются.

Используя для пересчета среднего европейского полюса соотношение $\tan(I_{observed}) = f \times \tan(I_{field})$

(где $I_{observed}$ – среднее наклонение, пересчитанное из среднего европейского полюса, рассчитанного по дипольному закону, в соответствующую данному полюсу среднюю европейскую точку, а I_{field} – наклонение геомагнитного поля в момент образования намагниченности в породе), установленное эмпирически и называемое правилом (законом) Кинга (King's Rule) [King, 1955; Barton and McFadden, 1996], была получена зависимость угла гамма между парами полюсов от коэффициента занижения наклонения f (см. рис. 2.12). На графиках по горизонтальной оси отложены значения параметра f (в интервале от 0 до 1), а по вертикальной оси – соответствующие значения угла гамма между сибирским полюсом и пересчитанным европейским.

Рисунок 2.12 (a) наглядно показывает, что расхождение полюсов EUR-AS и SIB-MB минимально при коэффициенте занижения наклонения f = 0.62 (отметим, однако, что угол гамма при этом значении коэффициента больше 2°), а при значениях f от 0.46 до 0.91 полюсы статистически не различаются.

Из рисунка 2.12 (b) видно, что расхождение полюсов EUR-AS и SIB-VP могло возникнуть вследствие занижения магнитного наклонения европейских определений со средним коэффициентом f = 0.47–0.86, при этом наилучшая сходимость полюсов имеет место при f = 0.62.

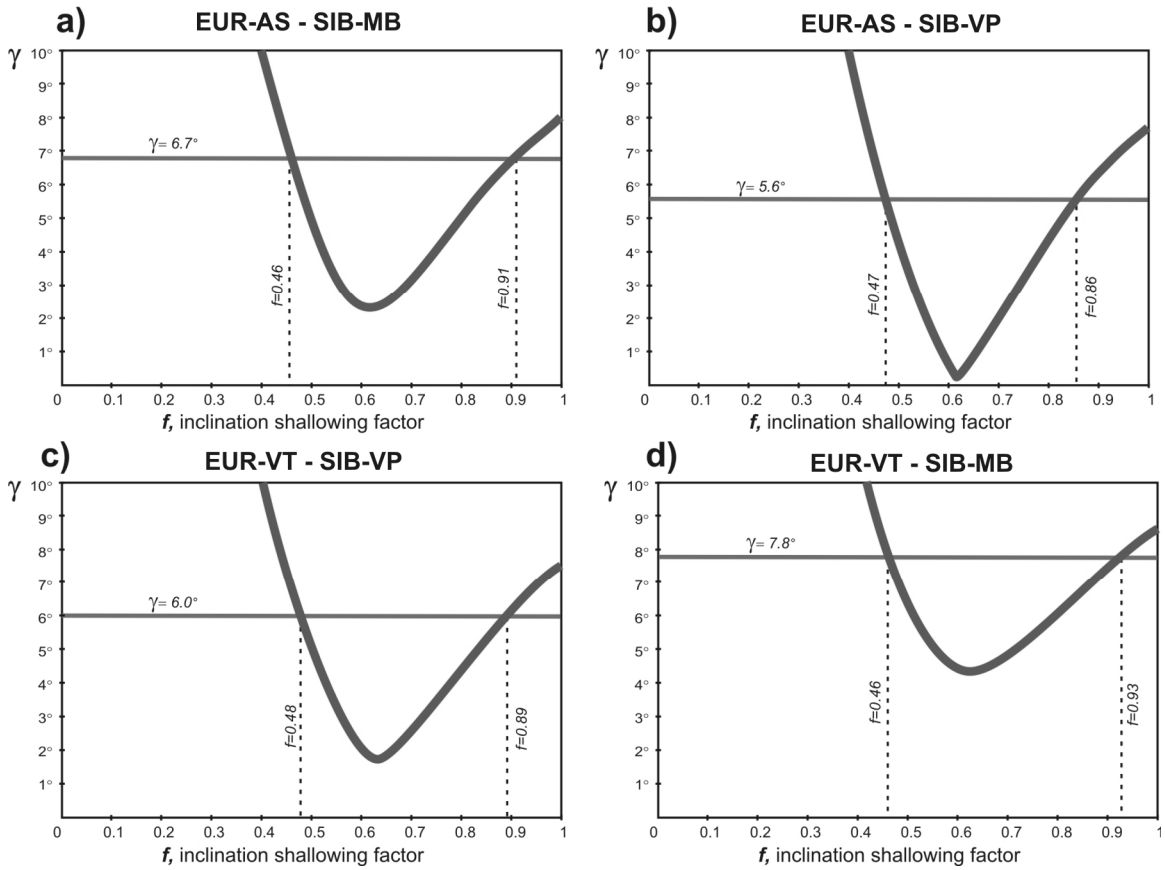

Рисунок 2.12. Зависимость расстояния (угла гамма) между сибирским и европейским полюсами от коэффициента занижения наклонения, предполагаемого для европейских данных.

Рисунки 2.12 (c, d) показывают, что расхождение пар полюсов EUR-AS – SIB-MB и EUR-VT – SIB-MB также может быть объяснено занижением наклонения европейских данных – на большом интервале значений коэффициента *f* от 0.45 до 0.95 полюсы статистически не различаются. Однако минимальный угол между ними заметно (больше 1.5° и 4° соответственно) отличается от 0. Это объясняется некоторой удаленностью сибирского полюса SIB-MB от большого круга, соединяющего европейский полюс и среднюю точку Европы.

Таким образом, наблюдаемое различие сибирских и европейских полюсов может быть объяснено явлением занижения наклонения в европейских осадочных породах. Интересно заметить, что для того, чтобы устранить статистически значимое отличие сибирских и европейских средних полюсов достаточно допустить совсем небольшую величину занижения наклонения, соответствующую значениям *f* = 0.9-0.95, связанную, возможно, с некоторым уплотнением исследованных осадочных пород. Отметим при этом, что экспериментально показана возможность существенно большего занижения наклонения в осадочных породах, коэффициент *f* в которых достигает значений 0.4 [McFadden and McElhinny, 1996].

Интересное наблюдение можно сделать при сравнении средних сибирских полюсов с полюсом (Plat= 53.0; Plong = 152.9), полученным при осреднении данных по дайкам Луннер и вулканитам Эстерель (см. табл. 2.5). Хотя последние и исключены из рассматриваемых выборок в силу того, что их возраст (261 млн. лет) формально выходит за пределы рассматриваемого интервала возрастов (240-260 млн. лет), это не исключает возможности того, что полюс, получаемый при осреднении их полюса с полюсом даек Луннер, может оказаться близок к истинному европейскому палеомагнитному полюсу границы перми и триаса. Выполненное сравнение показывает, что средний полюс, полученный по рассматриваемым европейским магматическим породам, находится в непосредственной близости от сибирских полюсов SIB-VP (угловое расстояние составляет 3.3º) и SIB-MB (расстояние – 4.2º), внутри их овалов доверия. Это обстоятельство может рассматриваться как дополнительное указание на возможность занижения наклонений части европейских палеомагнитных направлений.

С практической точки зрения важным параметром является пространственная ошибка в определении палеоширот при их нахождении без учета недипольных компонент поля или при игнорировании возможного эффекта занижения наклонения. На рисунке 2.13 показана зависимость ошибок в определении палеоширот при использовании гипотезы ЦОД (связь между наклонением поля и широтой определяется выражением $\tan(I)=2\times\tan(fi)$) для вычисления компонент геомагнитного поля, отличающегося от дипольного (рис. 2.13, а), а также вследствие пренебрежения эффектом занижения наклонения (рис. 2.13, б).

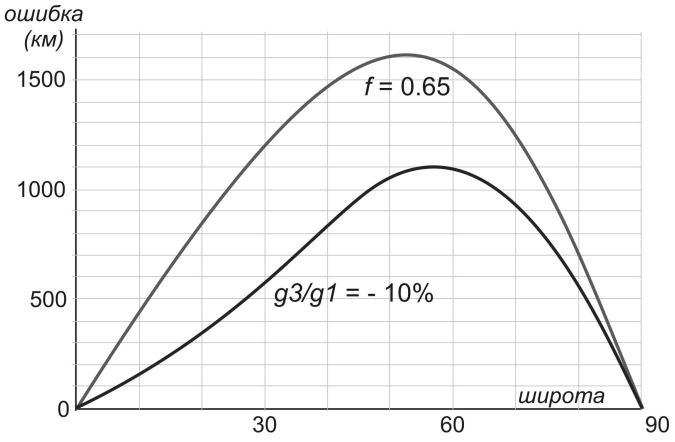

Рисунок 2.13.
Ошибка в определении палеоширотного положения блока в зависимости от реальной палеошироты при отличии геомагнитного поля от поля диполя (вклад октупольной компоненты - 10%) и при занижении наклонений (коэффициент занижения 0.65).

Казалось бы, для того чтобы оценить, какое из рассматриваемых предположений лучше подходит для объяснения расхождения пермо-триасовых европейских и сибирских полюсов, можно привлечь недавно полученное палеомагнитное определение

по одновозрастным породам Семейтау (Казахстан) [Lyons et al., 2002]: Plat=56°; Plong=139°; N=15; K=24.6; A95=7.9°. Этот полюс, полученный по магматическим породам, статистически значимо отличается от европейского полюса EUR-AS (γ/γ_{cr}=12.1°/11.8°) и не отличается от сибирского полюса SIB-VP (γ/γ_{cr}=6.7°/10.8°) и SIB-MB (γ/γ_{cr}=4.5°/11.1°). Именно так должно было бы быть в случае занижения наклонения европейских данных. Однако, выполненные расчеты показывают, что такое же соотношение полюсов может наблюдаться и при допущении недипольности поля с вкладом октупольной компоненты *G3* =-10%. Введение соответствующей поправки делает различие европейских, казахстанских и сибирских полюсов незначимым (γ/γ_{cr}=5.41°/11.8°). Таким образом, привлечение казахстанского полюса не позволяет определиться с тем, какое из рассматриваемых объяснений является наиболее вероятным.

§6. **Заключение**.

Подводя итог исследований, результаты которых представлены в первой части данной работы, можно сделать следующие выводы.

1. Предложен новый средний позднепермско-раннетриасовый (трапповый) палеомагнитный полюс Сибирской платформы, полученный исключительно с использованием палеомагнитных данных, отвечающим современным критериям палеомагнитной надежности.
2. Сравнение полученного траппового палеомагнитного полюса Сибирской платформы с одновозрастным ему средним полюсом Стабильной Европы показывает значимое различие между этими полюсами.
3. Это различие не может быть объяснено перемещением Сибирской платформы относительно Европы в послепалеозойское время.
4. Наблюдаемое различие средних полюсов Европы и Сибири может быть объяснено:
   а) значимым присутствием недипольных компонент в геомагнитном поле на рубеже палеозоя и мезозоя (по проведенным оценкам расстояние между рассматриваемыми полюсами минимально при отрицательном 10% вкладе октупольной компоненты), и/или
   б) неучетом явления занижения магнитного наклонения в осадочных породах, которые в подавляющем большинстве участвовали при вычислении среднего полюса Стабильной Европы. Наилучшее схождение полюсов достигается при использовании величины коэффициента занижения f = 0.62.

5. Имеющиеся данные не позволяют сделать окончательный вывод о том, какое из возможных объяснений расхождения полюсов (занижение наклонения или недипольность) является действительно верным. Однако, поскольку выполненные расчеты показывают, что для того чтобы наблюдаемое различие полюсов стало статистически незначимым, достаточно допустить совсем небольшую и вполне реальную величину занижения наклонения (f = 0.9-0.95), следует полагать, что на настоящий момент гипотеза занижения наклонения в европейских данных должна рассматриваться как наиболее вероятная.

Проведенные исследования показали, что, несмотря на указания возможного умеренного вклада недипольных компонент в усредненное по времени геомагнитное поле на границе перми и триаса, возможны также объяснения не требующие отклонения от дипольности. Таким образом, на настоящий момент не имеется достаточных оснований считать, что на протяжении геологической истории усредненное геомагнитное поле сколько-нибудь значительно отклонялось от дипольной конфигурации.

Часть 2

РЕЗУЛЬТАТЫ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ МЕЗОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ПОРОД СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Глава 1

Сибирская платформа в системе палео-мезопротерозойских палеотектонических реконструкций.

1.1. Введение.

В настоящее время предполагается [Piper, 1975, 1976, 1982, 2001; McGlynn et al., 1975; Irving, 1979; Dalziel, 1991, 1997; Hoffman, 1991; Moores, 1991; McMenamin and McMenamin, 1990; Rogers, 1993, 1996, 2002; Rogers and Santosh, 2002, 2003; Sears and Price, 2000; Condie, 1998, 2000, 2002; Хаин и Божко, 1988; Сорохтин и Ушаков, 1989, 1993; и многие другие], что на протяжении геологической истории Земли можно выделить интервалы времени, на протяжении которых практически вся континентальная литосфера была объединена в пределах крупных структур планетарного масштаба – суперконтинентов.

Первые предположения о существовании позднепалеозойского суперконтинента Пангея высказывались еще в 10-е годы XX века А.Вегенером [Вегенер, 1984], но наиболее активное развитие концепция образования и распада суперконтинентов получила в конце XX века, что обусловлено резким увеличением числа работ направленных на всестороннее изучение древних кратонов и складчатых поясов. Синтез результатов многочисленных геологических, изотопных и геохимических исследований позволил выявить существование суперконтинентальных эпох, совпадающих с основными эпохами складчатости и чередующихся с практически постоянным периодом, составляющим 700-800 млн. лет [Condie, 2000]. Результаты численного моделирования мантийной конвекции подтверждают этот вывод [Трубицын, 2000; Сорохтин, Ушаков, 2002].

Предполагается [Rogers and Santosh, 2003; Хаин, 2001; Сорохтин, Ушаков, 2002], что в геологической истории Земли существовало, по разным оценкам, три [Rogers and Santosh, 2003] или четыре [Хаин, 2001] суперконтинента, образование двух (трех) из которых приходится на докембрий, где применение некоторых палеотектонических методов практически невозможно или сильно ограничено [Zhao et al., 2002, 2004, 2006]. В этих условиях основными источниками знаний об эволюции континентальной коры в

докембрии, и особенно в раннем докембрии, являются геолого-геохронологический, изотопный и структурный методы. Для построения докембрийских палеореконструкций активно используется также и палеомагнитный метод [Piper, 1982; Sears and Price, 1978; Pesonen et al., 2003; Pisarevsky and Natapov, 2003; Павлов и др., 2000, 2002; Диденко и др., 2005], однако применение этого метода в настоящее время ограничивается острым недостатком надежных палеомагнитных определений по объектам палео-мезопротерозойского возраста. Отмеченный в последние годы рост палеомагнитных исследований докембрийских образований позволяет все больше расширять область применения этого метода и повышать его надежность.

Далее кратко приводятся современные представления о тектонической эволюции континентальных блоков в докембрии.

1.2. **Докембрийские суперконтиненты в истории Земли**.

К настоящему времени предложено несколько альтернативных схем, отражающих тектоническое развитие древних кратонных блоков в докембрийское время [Rogers and Santosh, 2003; Сорохтин и Ушаков, 2002; Хаин и Божко, 1988]. Далее приводится описание схемы Роджерса и Сантоша как наиболее используемой и развиваемой современными исследованиями.

Самым древним континентальным образованием считается [Rogers, 1996] позднеархейский континент (или суперкратон) Ур (Ur), сформировавшийся около 3.0 млрд. лет назад и включавший в себя древние архейские кратонные блоки современной Южной Африки (кратон Калахари), Австралии (кратон Пилбара), Восточной Антарктики и некоторые кратоны Индии (рис. 1.1). К рубежу 2.5 млрд. лет произошла аккреция континента Ур с остальными индийскими кратонами и кратонами Зимбабве и Уилгарн; континент с такой конфигурацией был назван «расширенный Ур» (expanded Ur).

Палеопротерозойский континент (суперкратон) Арктика (Arctica), предположительно образовавшийся около 2.5 млрд. лет тому назад, включал в свою структуру архейские террейны, ныне расположенные на территории Канады (Слэйв, Рае, Гренландский, Херн, Найн, Сьюпириор, Вайоминг) и Сибири (Алданский, Ангаро-Анабарский), а также Гренландию (рис. 1.2). Присоединение к Арктике около 1.8 млрд. лет тому назад Балтики, образовавшейся приблизительно 2.0 млрд. лет назад в результате аккреции Балтийского и Украинского кратонов, ознаменовало образование суперкратона Нена (Nena) (рис. 1.3).

Также в палеопротерозое (около 2.0 млрд. лет назад) образовался континент (суперкратон) Атлантика (Atlantica), в состав которого вошли кратоны современной Западной Африки и востока Южной Америки (рис. 1.4).

В интервале около 1.9-1.5 млрд. лет произошло объединение уже образовавшихся к тому времени суперкратонов «расширенный Ур», Нена и Атлантика, в результате чего был сформирован палеопротерозойский суперконтинент Колумбия (рис. 1.5), который впервые объединил в себе практически весь объем континентальной коры, существовавшей к тому времени. В.Е.Хаин называет данный палеопротерозойский суперконтинент Пангеей-1 [Хаин, 2001]. Время образования Колумбии отмечено в истории Земли эпохой свекофеннского орогенеза.

Процессы рифтинга и анорогенный магматизм, начавшиеся около 1.6 млрд. лет и продолжавшиеся до 1.4 млрд. лет как на периферии Колумбии, так и в ее внутренних частях, отметили начало распада этого суперконтинента [Condie, 2002; Zhao et al., 2004, 2006]. Одним из известных свидетельств этого процесса служит наличие в пределах орогенного пояса Замбези офиолитов Chewore с возрастом ~1.4 млрд. лет, что позволяет предположить существование океанического бассейна Chewore (рис. 1.5), вероятно образовавшегося вдоль современной северной окраины кратона Зимбабве в результате рифтогенеза примерно 1.5 млрд. лет назад [Rogers and Santosh, 2002]. Однако, как показал анализ распределения складчатых поясов палео-мезопротерозойского возраста и областей анорогенного магматизма в пределах современных континентов [Condie, 2002] (рис. 1.6), есть основания предполагать, что распад Колумбии не был полным, т.е. не привел к дезинтеграции суперконтинента на множество континентальных блоков, как это было в результате распада более молодых суперконтинентов – Родинии и Пангеи. Согласно Конди, два суперкратона – Арктика и Атлантика, сохранили свое единство и, просуществовав в течение всего мезопротерозоя, вошли затем в состав неопротерозойского суперконтинента Родиния, образовавшегося около 1.1-1.0 млрд. лет назад. По мнению Конди в результате распада, кроме Арктики и Атлантики, от Колумбии отделились некоторые кратоны, располагавшиеся по ее периферии (кратоны континента Ур, Антарктика, Калахари).

Следующий период эволюции ассоциируется со временем гренвилльской орогении, в результате которой, около 1.1-1.0 млрд. лет назад, был образован суперконтинент Родиния. Реконструкции ее конфигурации посвящено значительное количество исследований [Dalziel, 1991, 1997; Smethurst et al., 1998; Buchan et al., 2000; Piper, 2000; Pesonen et al., 2003; Pisarevsky and Natapov, 2003; Pisarevsky et al., 2003; Gladkochub et al., 2006; Павлов и др. 2002; Pisarevsky et al., в печати; и мн. другие],

результаты которых неоднозначны. Остро дискутируемым вопросом предлагаемых реконструкций является положение в их структуре Сибирского кратона. Несколько более подробно предлагаемые различными авторами реконструкции описаны ниже.

Примечательно, что гренвилльские события ни коим образом не проявились в пределах Сибирского кратона, где в это время преобладали внутриплитные режимы седиментации, а эндогенная активность была связана с реализацией механизмов внутриконтинентального растяжения, индикаторами которых являются дайковые рои Алданского [Condie and Rosen, 1994; Rainbird et al., 1998; Ernst et al., 2000; Khudoley et al., 2001], Анабарского [Ernst et al., 2000; Gallet et al., 2001; Павлов и др., 2002; и др.] и Оленекского блоков Сибирского кратона, а также проявления вулканизма в пределах Патомской зоны и в Уджинском авлакогене (согласно [Гладкочуб и др., неопубликованный отчет] и ссылки в нем).

В пределах отдельных областей складчатого пояса, примыкающего к западному краю Сибирского кратона, известны офиолитовые и островодужные комплексы гренвилльского возраста (Канский террейн, Енисейский кряж, Юго-Восточный Саян), однако, причленение этих структур к краю Сибирского кратона происходило, по-видимому, в неопротерозойское время (согласно [Гладкочуб и др., неопубликованный отчет] и ссылки в нем).

Распад неопротерозойского суперконтинента Родиния начался 850-750 млн. лет назад и с этого времени началось, по существу, формирование структурного плана Земли палеозоя и мезозоя, в дальнейшем в значительной мере унаследованного современным планом [Хаин, 2001].

В качестве некоего обобщения вышесказанного может выступать диаграмма эволюции основных континентальных блоков (рис. 1.7), на которой схематично показаны основные этапы образования и распада суперкратонов и суперконтинентов, в том числе и в докембрии.

1.3. **Сибирская платформа в докембрии**.

Имеющиеся в настоящее время реконструкции докембрийских континентов свидетельствуют о том, что Сибирский кратон принимал участие в структуре Арктики, Нены, Колумбии и Родинии [Хаин, 2001; Dalziel, 1991; Hoffman, 1991; Moores, 1991; Rogers, 1996; и многие другие], на что указывает совпадение максимумов эндогенной активности на территории Сибирского кратона и эпох образования суперконтинентов [Condie, 2000]. Но вопрос о пространственном положении Сибирского кратона в структуре вышеназванных протерозойских суперконтинентов и суперкратонов остается

открытым. В частности, взаимная конфигурация Сибири и Лаврентии в структуре суперкратона Арктика, вошедшего в конце мезопротерозоя в состав суперконтинента Родиния, как уже отмечалось выше, до сих пор является предметом дискуссий [Poorter, 1981; Sears and Price, 1978, 2000; Scotese and McKerrow, 1990; Hoffman, 1991; Condie and Rosen, 1994; Frost et al., 1998; Rainbird et al., 1998; Smethurst et al., 1998; Ernst et al., 2000; Pisarevsky and Natapov, 2003; Pisarevsky et al., 2003; Диденко и др., 2005; и др.]. На рисунке 1.8 приведены различные варианты реконструкций взаимного положения этих кратонов, предложенные, в том числе, в перечисленных работах. Подобная многовариантность приведенных реконструкций обусловлена неоднозначностью интерпретации геологических и изотопно-геохронологических данных и, как уже отмечалось, недостатком надежных палеомагнитных определений.

Рассмотрим наиболее обсуждаемые в последнее время реконструкции более подробно.

В реконструкции Хоффмана [Hoffman, 1991] Сибирь обращена своей современной северо-западной окраиной к современным северным территориям Америки (рис. 1.9). Хоффман отмечает, что магматизм с возрастом 2.0-1.9 млрд. лет характерен для Сибирской платформы и в то же время крайне редок на территории Лаврентии. На этом основании автор проводит корреляцию вулкано-плутонического пояса Телон (Thelon), содержащего магматические образования указанного возраста, с Маганским террейном Анабарского щита. В этом случае, провинция Слэйв (Slave) должна коррелировать с Далдынским террейном, а орогенный пояс Уопмей (Wopmay) должен являться продолжением Хапчанского террейна Сибирского кратона.

Однако против этой реконструкции имеются следующие возражения. Во-первых, Маганская провинция содержит анортозитовые и монцонитовые плутоны, в то время как в поясе Телон развиты интрузии щелочного состава [Zhao et al., 2006]. Во-вторых, архейские породы Далдынского террейна метаморфизованны в гранулитовой фации метаморфизма, а породы провинции Слэйв – в амфиболитовой фации. И, наконец, метаморфизм протерозойских осадочных пород Хапчанского террейна произошел около 1970 млн. лет назад, что на 100 млн. лет раньше метаморфизма отложений пояса Уопмей [Frost et al., 1998].

Конди и Розен [Condie and Rosen, 1994] предложили иную конфигурацию положения Сибири и Лаврентии (рис. 1.9). По их мнению, Акитканский складчатый пояс является продолжением пояса Телон, а Алданская провинция (супертеррейн)

сопоставляется с провинцией Слэйв. Однако возраст отложений Акитканского пояса составляет около 1.85 млрд. лет, а магматические образования пояса Телон имеют возраст 2.1-1.9 млрд. лет, что ставит под сомнение корректность проводимые аналогии. Более поздними исследованиями было показано [Frost et al., 1998], что Алданская провинция, испытавшая значительную протерозойскую переработку, не может быть сопоставлена с провинцией Слэйв, сложенной породами архейского возраста. Возможно, что Батомгский террейн Алданской провинции все же является продолжением провинции Слэйв, однако на настоящий момент возрастные датировки по слагающим его породам отсутствуют [Frost et al., 1998; Rosen, 2000].

Фрост с соавторами [Frost et al., 1998] противопоставили юго-юго-восточную окраину Сибири северным территориям Лаврентии (рис. 1.9). Реконструкция, представленная этими авторами, базируется на сопоставлении Алданского и Учурского террейнов Сибирского кратона с магматическим поясом Телон и поднятием Королевы Мод (Queen Maud). В этом случае Олёкминский террейн должен являться продолжением провинции Слэйв, а Батомгский террейн – провинций Рае (Rae) и Херн (Hearne), что выглядит логично, поскольку в составе всех названных провинциях (террейнах) преобладают метаморфические породы амфиболитовой фации. Реконструкция Фроста базируется на предположении, что границы террейнов Алданского щита продолжались в том же направлении под Становым поясом, поскольку наблюдаемое ортогональное различие ориентировки структур Станового пояса и Алданского террейна говорит не в пользу проводимой корреляции.

Почти одновременно с Фростом, Рейнбирд с соавторами [Rainbird et al., 1998] (рис. 1.9) предложили другую реконструкцию взаимного положения Сибири и Лаврентии на границе мезо- и неопротерозоя. Согласно Рейнбирду, юго-восточная окраина Сибири была расположена прямо на северном продолжении Гренвильской провинции Канады, что объясняет сходство изотопно-геохронологических характеристик рифейских песчаников Сибири и Канады, а также близость источника сноса молодых обломочных цирконов гренвильского возраста, найденных в песчаниках верхнерифейской уйской серии юго-востока Сибири [Худолей, 2003]. Согласно этой реконструкции, Акитканский пояс является продолжением пояса Телон-Тельтсон (Thelon-Taltson), причем Акиткан «подходит» к поясу Телон своим «байкальским» окончанием, а не наоборот, как это предполагалось Конди и Розеном [Condie and Rosen, 1994]. Также, согласно реконструкции Рейнбирда, архейская Тунгусская провинция

сопоставляется с провинцией Слэйв, а протерозойский Ангарский складчатый пояс считается продолжением пояса Уопмей. В пользу данной реконструкции говорят и результаты последующих изотопно-геохронологических исследований [Khudoley, 2001; Худолей, 2003].

Следует отметить, что в реконструкции Сирса и Прайса [Sears and Price, 2000] (рис. 1.9) Сибирь расположена юго-восточным напротив южного продолжении Гренвильской провинции, что так же не противоречит изотопно-геохронологическим данным [Худолей, 2003]. Однако в этой же работе А.К.Худолея (2003) показано (исходя из геолого-геохронологических данных), что реконструкция Рейнбирда является более предпочтительной, чем реконструкция Сирса и Прайса.

Полученные в последние годы новые палеомагнитные определения по сибирским породам мезо-неопротерозойского возраста [Павлов и др., 2000, 2002; Диденко и др., 2005; Ernst et al., 2000], позволили использовать палеомагнитный метод для проверки предложенных палеореконструкций. Реконструкции, выполненные в работах Павлова и Диденко на основе палеомагнитных полюсов по конкретным объектам [Павлов и др., 2000, 2002; Диденко и др., 2005], демонстрируют хорошее согласие реконструкцией Рейнбирда с соавторами.

Несколько иной вывод был предложен в работе [Pisarevsky and Natapov, 2003], где для построения палеореконструкции Сибири и Лаврентии авторы использовали метод сравнения одновозрастных участков кривых КМП этих кратонов для интервала времени 1050-980 млн. лет. При наилучшем совпадении сравниваемых участков кривых КМП, что также указывает на возможность сосуществования Сибири и Лаврентии в составе одного континентального блока, Сибирская платформа оказалась на значительном (порядка 3000 км) удалении от Лаврентии, причем ориентировка ее оставалась той же, что и на реконструкции Рейнбирда. Эти построения позволили авторам сделать предположение о существовании некоего континента, располагавшегося между Сибирью и Лаврентией и включавшего в себя террейны современной Северной Аляски, Чукотки и Арктических островов – частей гипотетического континента Арктиды, о существовании которого писал Зоненшайн с соавторами [Zonenshain et al., 1990].

Имеется теоретическая возможность проверки предположения, были ли Сибирь и Лаврентия расположены близко друг к другу, или же они разделялись неким континентальным блоком. На территории современной Канады, т.е. на северной окраине Лаврентии, известны гигантские мафические дайковые рои – Франклин

(Franklin), с возрастом 723 млн. лет, и Маккензи (Mackenzie), с возрастом 1267 млн. лет [Ernst and Buchan, 2001]. В том случае, если предлагаемые реконструкции Хоффмана, Фроста, Конди, и Рейнбирда верны и Сибирь располагалась поблизости от Лаврентии, в соответствующих районах Сибирской платформы, определяемых конкретной реконструкцией, могут фиксироваться проявления одновозрастной и комагматичной интрузивной деятельности. И, напротив, если верна реконструкция Писаревского с соавторами, то отсутствие таких магматических комплексов в Сибири будет вполне объяснимо [Pisarevsky et al., в печати].

До недавнего времени сведения о подобных магматических событиях на территории Сибирской платформы отсутствовали. Но в последних работах Склярова и Гладкочуба с соавторами [Sklyarov et al., 2003; Gladkochub et. al., 2006] сообщается об обнаружении долеритовых интрузивных тел на южной окраине Сибирской платформы в пределах Бирюсинской глыбы и Шарыжалгайского выступа фундамента, с возрастом около 750 млн. лет (Sm-Nd и Ar-Ar методы). Это дает основания говорить о существовании аналога франклинского события на территории Сибири. Магматических событий, одновозрастных лаврентийским дайкам Маккензи, на Сибирской платформе пока не обнаружено [Pisarevsky et al., в печати].

Таким образом, наглядно продемонстрировано, что имеющиеся данные допускают существенные разночтения и не позволяют определиться с выбором той или иной реконструкции взаимного положения Сибири и Лаврентии в мезо-неопротерозойское время. Привлечение палеомагнитного метода также не позволяет однозначно решить эту задачу из-за практически полного отсутствия надежных палеомагнитных определений для палео- и мезопротерозоя Сибирской платформы, получив которые можно подвергнуть проверке гипотезы существования палеопротерозойского суперкратона Арктика и суперконтинента Колумбия и наложить дополнительные ограничения на конфигурацию взаимного положения Сибири и Лаврентии в составе этих континентальных образований. Поэтому получение новых палеомагнитных определений по мезопротерозойским породам Сибирской платформы и построение модели мезопротерозойского отрезка кривой КМП Сибири является одной из задач и целей настоящей работы.

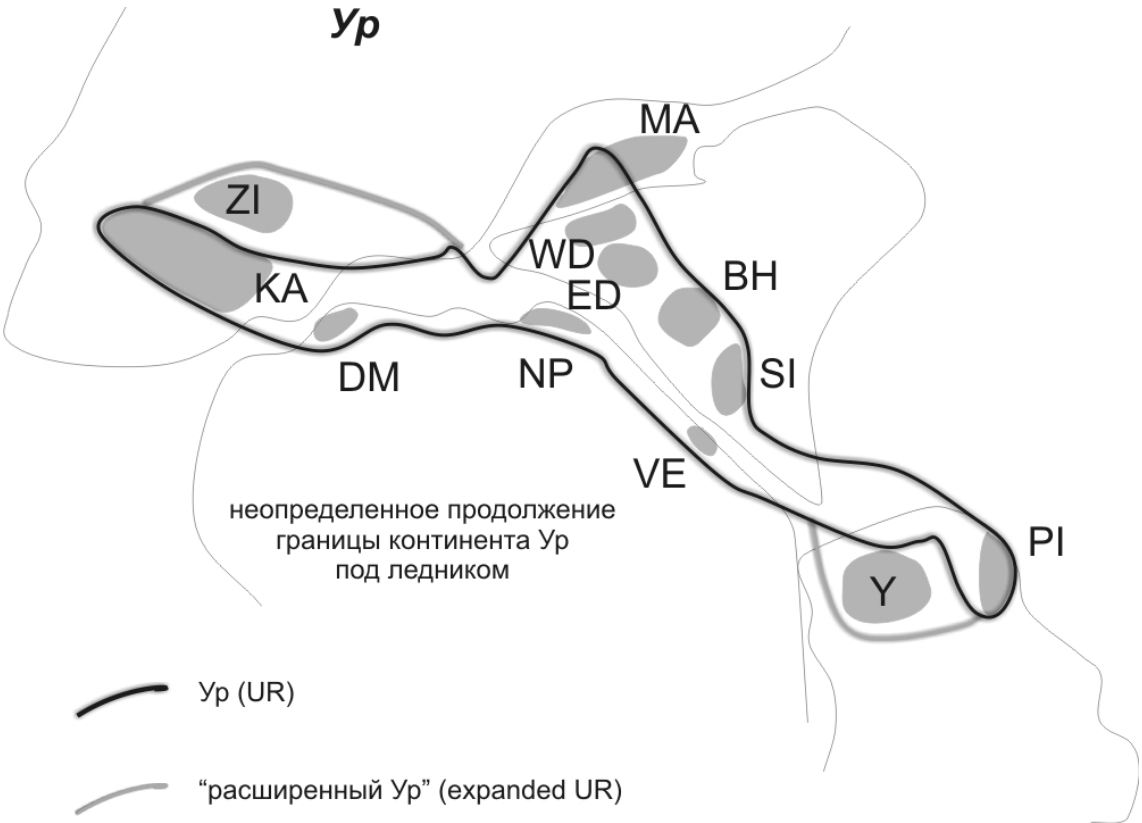

Рисунок 1.1. Реконструкция континента Ур и «расширенный Ур» (~3.0 млрд. лет). [Rogers and Santosh, 2003]

Кратоны: KA – Каапвааль, ZI – Зимбабве, Y – Уилгарн, PI – Пилбара, VE – Вестфолд, NP – Напиер, DM – западная Dronning Moud Land, WD – западный Дхарвар, ED – восточный Драхвар, MA – Мадагаскар, BH – Бхандара, SI – Сингхбхум.

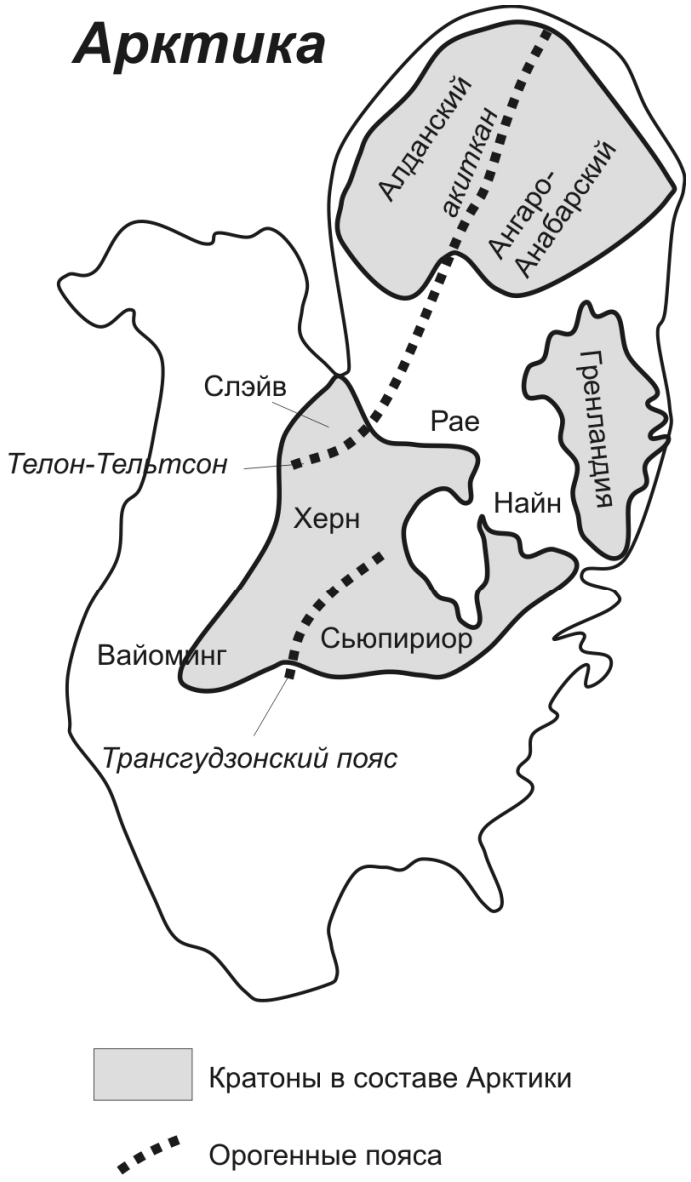

Рисунок 1.2.
Реконструкция суперкратона Арктика (~2.5 млрд. лет) [Rogers and Santosh, 2003]

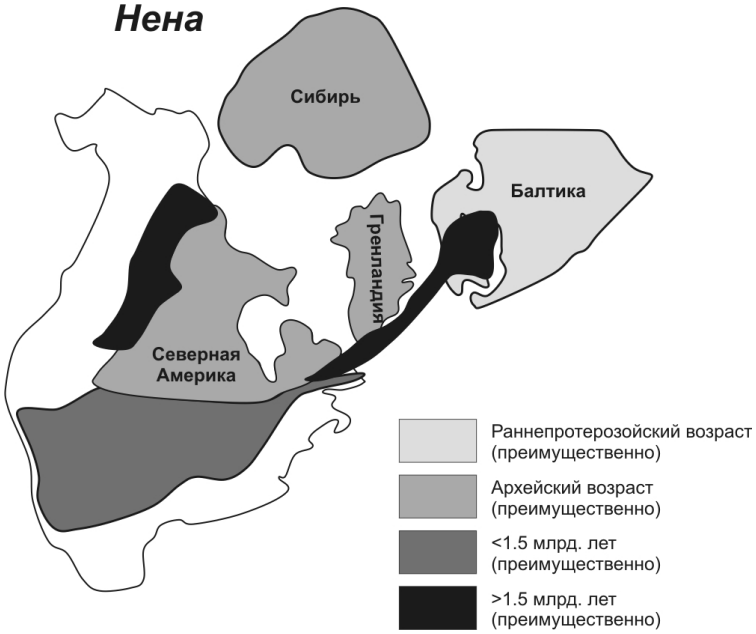

Рисунок 1.3.
Реконструкция суперкратона Нена (~1.8 млрд. лет) [Rogers and Santosh, 2003]

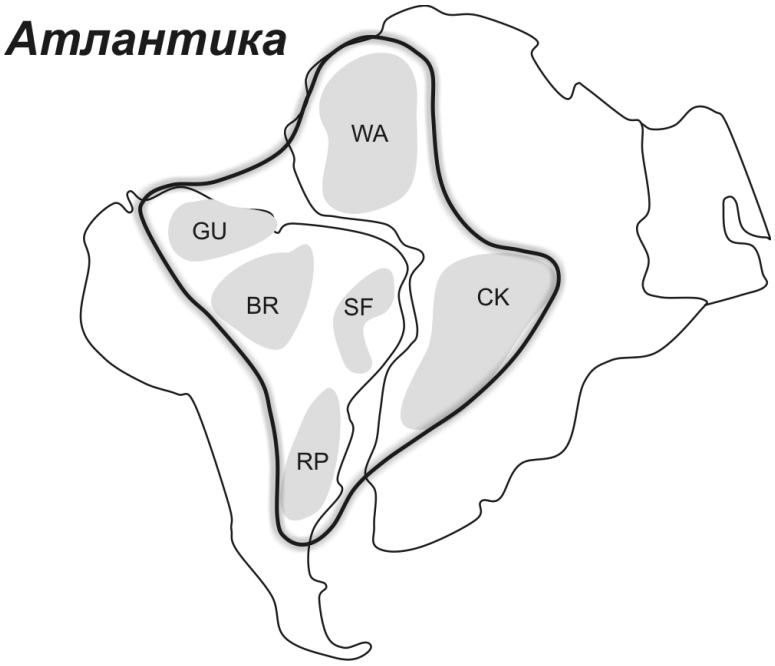

Рисунок 1.4.
Реконструкция суперкратона Атлантика (~2.0 млрд. лет) [Rogers and Santosh, 2003]

Кратоны: WA – Западная Африка, GU – Гвианский, BR – Бразильский, SF – Сан-Франциско, CK – Конго/Касаи, RP – Рио де ла Плата.

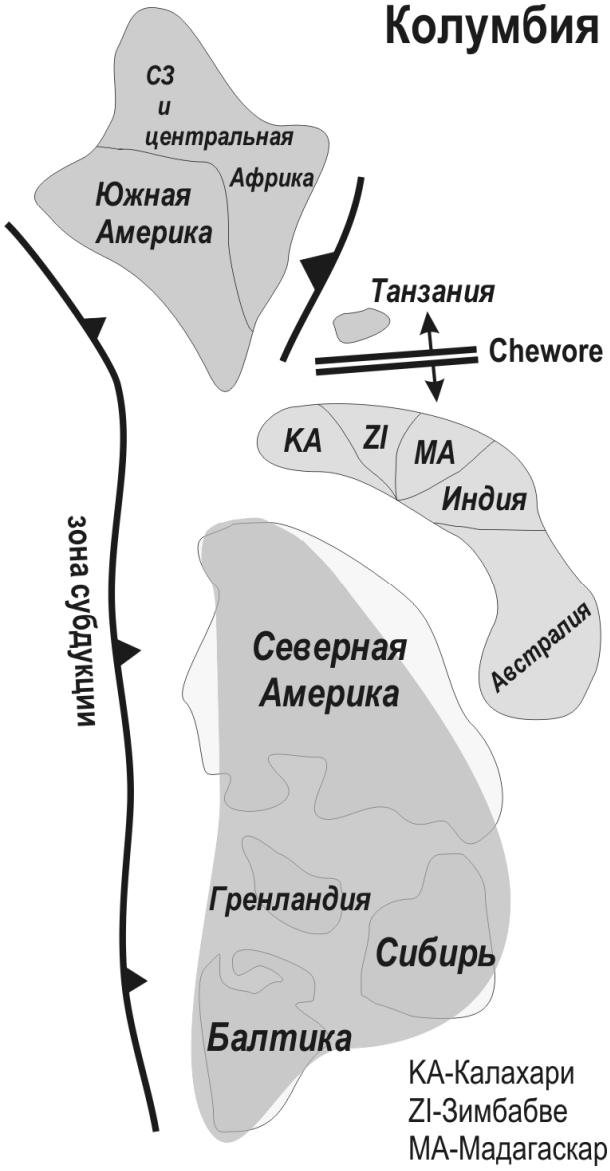

Рисунок 1.5.
Реконструкция суперконтинента Колумбия (~1.9-1.5 млрд. лет) [Rogers and Santosh, 2003]

Рисунок 1.6. Распределение палео- и мезопротерозойских поясов в пределах кратонов. [Condie, 2002]

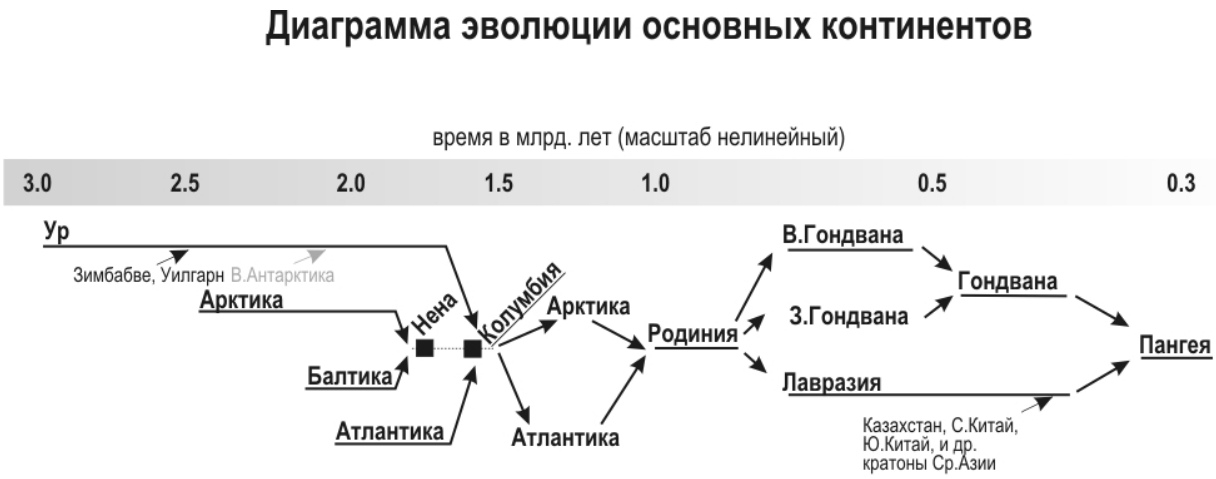

Рисунок 1.7. Сводная диаграмма эволюции основных континентальных блоков Земли.

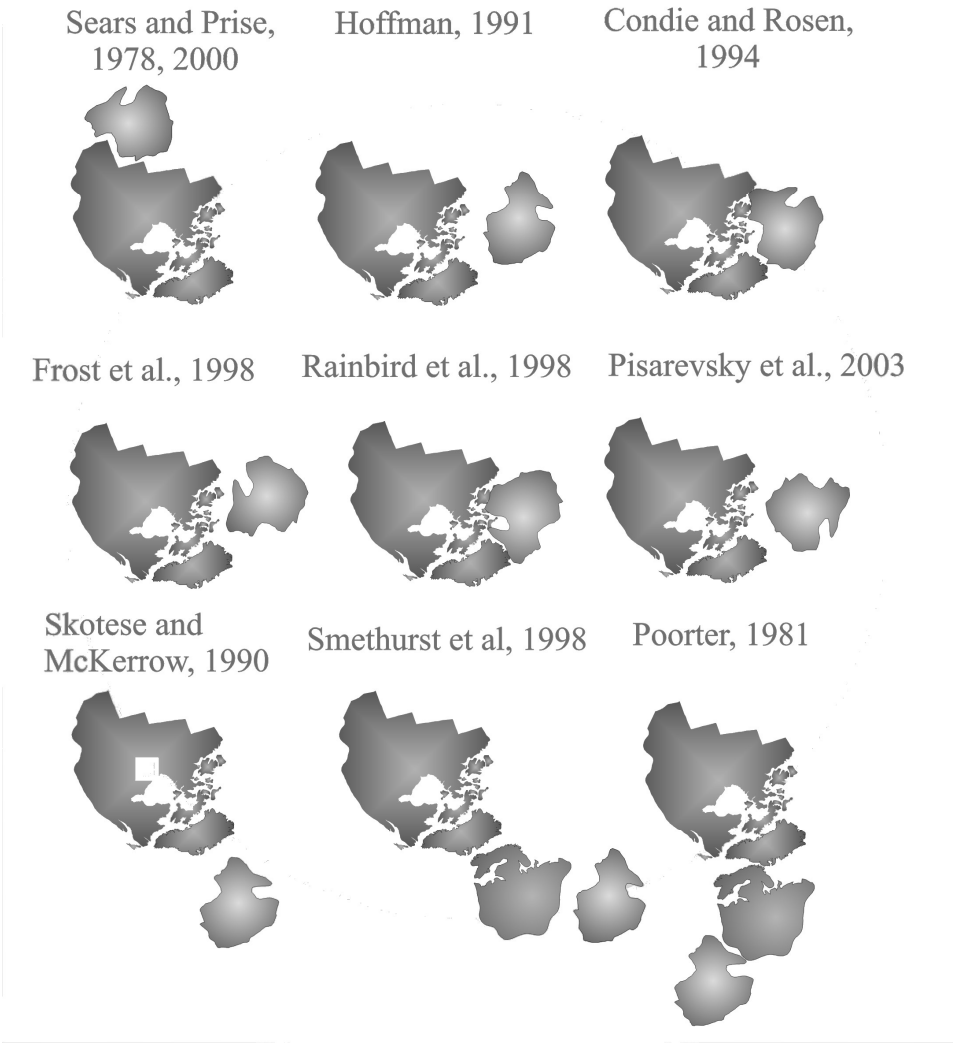

Рисунок 1.8. Реконструкции взаимного положения Сибири и Лаврентии на границе мезо- и неопротерозоя из разных источников.

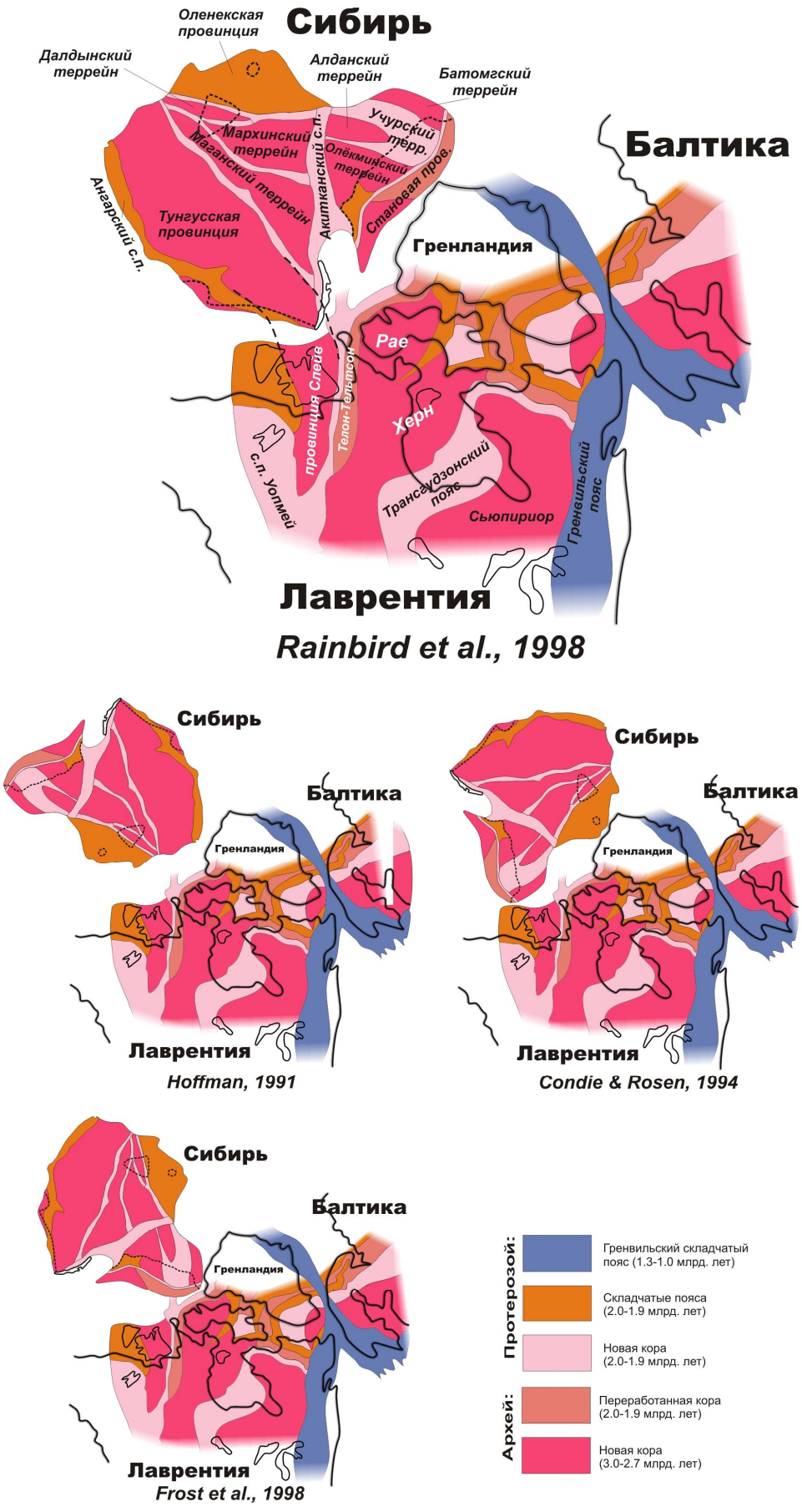

Рисунок 1.9. Детализированные реконструкции взаимного положения Сибири и Лаврентии в случае их сосуществования в составе единого палео-мезопротерозойского суперкратона (суперконтинента).

Глава 2

Анализ имеющихся палеомагнитных данных для Сибирской платформы (с конца раннего протерозоя до начала позднего рифея).

В данной главе приведен анализ палеомагнитных определений, полученных к настоящему времени по различным объектам Сибирской платформы, возраст формирования которых (в ряде случаев – время возникновения намагниченности в результате метаморфизма или длительного остывания) лежит в интервале времени начиная с конца раннего протерозоя и заканчивая началом позднего рифея.

2.1. Исторический аспект.

Первые и наиболее многочисленные палеомагнитные определения докембрийских объектов Сибирской платформы были получены в 60-80-ые годы группой палеомагнитологов ВНИГРИ (Ленинград) под руководством А.Н. Храмова, в которую входили Е.Л. Гуревич, Р.А. Комиссарова, Э.П. Осипова (Сидорова), В.П. Родионов, С.А. Писаревский, Г.Г. Камышева, А.Г. Иосифиди. Наряду с исследованиями мезозойских траппов отдельные определения докембрийских объектов северного склона Анабарского поднятия были выполнены Б.В. Гусевым (НИИГА, Ленинград). На этой волне Н.П. Михайловой с соавторами (Институт геофизики, Украина) в 1994 году была опубликована монография, явившаяся результатом многолетних комплексных исследований палеомагнетизма анортозитовых массивов Алданского щита.

Однако, использование результатов этих исследований применительно к решению палеотектонических задач в настоящее время несколько ограничено. Дело в том, что работы по исследованию осадочных разрезов были направлены, преимущественно, на решение задач магнитостратиграфии, пришедшей в некоторых районах платформы на помощь стратиграфам, и лишь во вторую очередь для получения палеотектонических результатов. Это обстоятельство предопределяло достаточно низкое качество (низкую интенсивность) магнитных чисток (а иногда и их отсутствие) при выделении древнего сигнала: при магнитостратиграфических исследованиях первоочередной задачей является выделение зон полярности, что, в общем случае, не требует детального размагничивания коллекций.

Для выделения характеристической намагниченности при лабораторной обработке с начала 60-х по начало 90-х годов, применялась следующая методика (Палеомагнетизм палеозоя, 1974):

1. Временная чистка образцов и компенсация вязкой остаточной намагниченности. Эта операция заключалась в двукратных измерениях: после выдержки образцов в положении «in situ» и в положении, повернутом относительно первого на 180° вокруг оси восток-запад. Время выдержки составляло 30-120 суток. При этом предполагалось, что в результате временной чистки снимается вязкая намагниченность или, хотя бы частично, вторичная намагниченность, наложенная полем эпохи Брюнес. Однако уже в 70-х годах стало очевидным, что перемагничивание современным магнитным полем это лишь частный случай и обычно при палеомагнитных исследованиях древних пород приходится иметь дело с целым спектром метахронных компонент намагниченности, имеющих различную природу и возраст.

2. Магнитная чистка в переменном поле h=200-800 э и (или) термочистка при температуре 200-600°С до «заданных значений». Параметры и способ чистки коллекций определялись по результатам детального размагничивания лидирующей «пилотной» группы образцов, составляющих примерно 10% от всей коллекции.

3. Отбраковка по показателям палеомагнитной и магнитной стабильности пород сводилась к тому, что после проведения какого-либо вида магнитной чистки отбраковывались образцы с соотношением оставшейся и снятой намагниченности (по модулю) меньшим 1:10. Также исключались образцы с направлением остаточной намагниченности, совпадающим с современным геомагнитным полем.

С начала 90-х годов резко возрастают требования к качеству (надежности) палеомагнитных данных. Среди прочего сюда входит обязательное наличие детальных магнитных чисток всего объема коллекции, а не только пилотной группы, а также применение компонентного анализа при выделении компонент намагниченности.

За последнее десятилетие палеомагнитное изучение докембрийских объектов Сибири вошло в новую стадию, как техническую, так и методическую. Благодаря этому к началу XXI века, такими исследователями, как В.Э. Павлов, А.Н. Диденко, К.М. Константинов и Р. Эрнст, были получены качественно новые палеомагнитные определения по объектам, как уже исследованным ранее, так и по таковым, еще не изучавшимся палеомагнитным методом.

Все имеющиеся палеомагнитные данные по концу раннего протерозоя, раннему и среднему рифею Сибирской платформы, полученные к настоящему времени, которые

удалось собрать автору из литературных источников, приведены в таблице 2.1. В таблице приведены координаты места отбора коллекций, названия стратиграфических подразделений (свиты), статистические параметры (B – количество изученных обнажений, N – количество ориентированных образцов, вошедших в статистику). Палеомагнитные определения разделены по трем классам, характеризующим качество магнитной чистки (МЧ): 0 – отсутствие чистки или временная чистка; 1 – температурная чистка или чистка переменным полем до заданных значений; 2 – детальная температурная чистка. Для каждого определения был уточнен возраст пород в соответствии с новейшими палеонтологическими, стратиграфическими и геохронологическими данными, отдельно рассмотренными в главе 3.

2.2. **Анализ и селекция имеющихся палеомагнитных данных**.

Для оценки надежности палеомагнитных данных в практике палеомагнитологии предложено несколько формальных схем [Van der Voo, 1990; Li and Powell, 1993; Печерский и Диденко, 1995], которые, отличаясь в деталях, опираются, так или иначе, на схожие критерии. Наиболее популярной из них на сегодняшний день является схема Ван дер Ву [Van der Voo, 1990], согласно которой палеомагнитное определение тестируется по семи приведенным ниже пунктам (критериям надежности) и в итоге ему присваивается суммарный балл Qv: чем больше, тем выше надежность палеомагнитного определения.

(1) Возраст исследуемых пород достаточно хорошо определен (с точностью до 40 млн. лет для докембрийских объектов).

(2) Результат основывается на более чем 24 образцах, при этом кучность векторов больше 10 и величина угла доверия меньше 15º.

(3) Выполнены детальные лабораторные исследования с использованием детальной магнитной чистки и компонентного анализа. Качество магнитной чистки определяется параметром размагничивания «DC» (demagnetization code [McElhinny and McFadden, 2000] – см. ниже), значение которого должно быть не меньше «2».

(4) Надежность палеомагнитного определения подтверждается положительными результатами полевых тестов.

(5) Исследуемые геологические объекты расположены на территориях, тектоническая позиция которых (принадлежность к тому или иному кратону,

тектоническому блоку и т.п.) четко установлена. Хороший структурный контроль.

(6) Наличие в изученных объектах векторов прямой и обратной полярности, статистически различающихся на угол равный 180º.

(7) Отсутствие сходства положения полученного палеомагнитного полюса с положением более молодых полюсов. В противном случае эти полюсы должны использоваться крайне осторожно.

Упомянутый выше параметр «DC», предложенный МакЭлхинни и МакФадденом [McElhinny and McFadden, 2000], характеризует качество магнитной чистки палеомагнитной коллекции и может принимать значения от «0» до «5»:

0 – приведены данные только о ЕОН (NRM); магнитные чистки отсутствуют;

1 – приведены данные только о ЕОН (NRM); магнитные чистки проведены на пилотной коллекции;

2 – произведено размагничивание всех образцов с одним шагом; не приведены диаграммы размагничивания;

3 – диаграммы размагничивания подтверждают проведенную магнитную чистку;

4 – компоненты намагниченности выделены с использованием компонентного анализа (PCA) диаграмм Зийдервельда;

5 – компоненты намагниченности выделены с использованием двух и более методов размагничивания (термочистка, чистка переменным магнитным полем).

Попытаемся применить указанную схему классификации Ван дер Ву к имеющимся палеомагнитным данным, приведенным в таблице 2.1. Проведенные в настоящей работе исследования показали, что палеомагнитная запись, наблюдаемая в осадочных и интрузивных образованиях, может быть как простой – однокомпонентной, выделяемой во всем интервале разблокирующих температур, так и сложной, являющейся суммой двух или трех компонент намагниченности, которые выделяются только при высокой детальности (маленьком шаге) магнитной чистки и/или на ее самых последних шагах. Последнее особенно часто встречается при размагничивании образцов осадочных горных пород, хотя и магматические горные породы не являются исключением. В связи с этим очевидно, что наличие именно детальных магнитных чисток до полного размагничивания образца является необходимым условием при палеомагнитном изучении докембрийских объектов. К сожалению, большинство палеомагнитных определений, полученных в 60-80-е годы, не удовлетворяют этому

условию. Это означает, что все определения, имеющие в таблице 2.1 параметр «МЧ» равный «0» или «1», не отвечают современным критериям надежности палеомагнитного определения и не могут использоваться для палеотектонической интерпретации или построения кривой КМП.

Однако следует заметить, что в тех случаях, когда естественная остаточная намагниченность представлена одной или двумя компонентами, выделяемыми уже на начальных этапах чистки, то результаты чистки «до заданной температуры» не будут сильно отличаться от результатов детальной чистки того же образца до его полного размагничивания. Это позволяет надеяться, что некоторые из определений с параметром МЧ не равным «2» могут отражать положение палеомагнитного полюса на момент приобретения намагниченности породой.

В дальнейшем для построения палеотектонических реконструкций и кривых КМП Сибирской платформы будут использоваться исключительно палеомагнитные данные с параметром МЧ=2. Остальные данные будут применяться лишь для сравнения в тех случаях, когда это сравнение уместно.

Ниже представлен анализ палеомагнитных определений с МЧ=2, целью которого является дальнейшее, более детальное разделение их по степени надежности палеомагнитного определения. Поскольку анализируемых определений немного, всего 23, то практически нет смысла оценивать их по семибалльной шкале Ван дер Ву, поэтому для простоты проанализированные палеомагнитные определения по степени надежности разбиты на две группы, отмеченные в таблице 2.1, в графе МЧ, как «+» и «–».

В первую группу (+) входят наиболее надежные полюсы, для которых, в большинстве случаев, проведены полевые тесты, имеется хорошая возрастная привязка, которые получены с использованием достаточного количества образцов из нескольких сайтов и имеют четкий структурный контроль.

К первой группе относится последовательность средне-верхнерифейских полюсов Учуро-Майского района, полученных по кандыкской свите и силлам, свитам лахандинской серии (кумахинской, мильконской, нельканской, игниканской), малгинской свите. Степень надежности и качества этих полюсов позволяет уверенно использовать их для построения КМП Сибирской платформы, что неоднократно обсуждалось в литературе [см. Павлов и др., 2000, 2002].

Могут возникнуть некоторые сомнения касательно отнесения полюса гранитоидных интрузий Шумихинского комплекса и пород чайской свиты к группе наиболее надежных полюсов, связанные со структурной позицией этих объектов. И хотя нет никаких геологических свидетельств того, что гранитоидные интрузии Шумихинского комплекса испытывали какие-то перемещения в ходе или после своего остывания, подобного рода сомнения часто имеют место, когда речь идет о палеомагнитных полюсах, полученных по таким объектам с довольно сложной структурной позицией. К тому же, некоторое различие склонений, полученное по двум изученным объектам Шумихинского комплекса, в какой-то степени подкрепляет эти сомнения. Беспокоящим обстоятельством также является близость шумихинского полюса к среднепалеозойской части кривой КМП Сибирской платформы [Smethurst et al., 1998].

Хорошо датированный и подтвержденный тестом конгломератов полюс чайской свиты [Диденко и др., 2005] получен по древнему Акитканскому поясу, геодинамическая природа которого до сих пор остается предметом дискуссий [Розен, 2003; и др.] и не совсем ясно, в какой мере чайский полюс может быть отнесен к Сибирской платформе.

Однако надежность этих близких по возрасту определений подтверждается их согласованностью между собой и с другими полюсами (полученными по метаморфическим породам фундамента Алданского щита [Павлов, 2006] и Анабарского поднятия [Камышева, 1971; Саврасов, 1990]), чей возраст с большой вероятностью может рассматриваться как близкий 1.8-1.9 млрд. лет. Виртуальный полюс, полученный в 2005 г. А.В. Шацилло [Шацилло, 2005] по дайке гранитоидов, залегающей среди гнейсов Шарыжалгайского выступа и имеющей возраст 1859±7 млн. лет (метод SHRIMP, С.А.Писаревский, письменное сообщение), ложится недалеко от шумихинского и чайского полюсов, что также можно рассматривать как их дополнительное подтверждение.

Полюс с возрастом 1503 млн. лет, полученный Р.Эрнстом с соавторами [Ernst et al., 2000] по пяти дайкам, опробованным в долине реки Большая Куонамка, также относится к группе наиболее надежных и качественных полюсов мезопротерозоя Сибирской платформы. При этом, однако, нужно отметить, что это определение нуждается в дополнительном уточнении по следующим причинам:

1) как отмечают сами авторы, количество используемых даек вряд ли достаточно для того, чтобы быть уверенным в достаточном осреднении вековых вариаций;

2) большой разброс средних палеомагнитных направлений по дайкам ставит вопрос об их принадлежности к одной и той же генерации.

Полюс свиты линок Туруханского района [Gallet et al., 2000], базирующийся на значительной статистике и подтвержденный тестом складки и наличием магнитной записи двух полярностей, также может быть отнесен к наиболее надежным полюсам.

Всего 11 полюсов.

Вторая группа (-) содержит полюсы, с использованием современных лабораторных процедур, но: а) относительно слабо датированные; б) не подкрепленные полевыми тестами; в) полученные в условиях недостатка статистического материала; г) имеющие недостаточный структурный (тектонический) контроль. Важно иметь в виду, что при работе с платформенными образованиями геологическая ситуация часто не представляет возможности проведения полевых тестов, тем не менее соответствующие определения являются важным источником палеомагнитной информации и их надежность может быть с большой уверенностью подтверждена при совпадении полюсов, полученных по удаленным одновозрастным объектам.

Из Учуро-Майской последовательности палеомагнитных полюсов в эту группу попадают полюсы тоттинской и усть-кирбинской свит [Павлов, 1992; Павлов, 2002]. Среди главных недостатков этих полюсов – отсутствие полевых тестов, а также то, что полюс усть-кирбинской свиты рассчитан, преимущественно, по кругам перемагничивания.

В эту группу также включены полюс метаморфических пород Учурского выступа Алданского щита [Павлов, 2006] и полюс силлов реки Сололи (Оленекское поднятие) [Гуревич, 1983; Константинов и др., 2004]. Основной причиной отнесения этих полюсов в данную группу является недостаточная определенность в их возрасте. Так, возраст силлов реки Сололи может колебаться в интервале от 1090 до 1100 млн. лет [K-Ar, валовая проба, Шпунт и др., 1979], от 1200 до 250 млн. лет [Константинов и др., 2004], а также ~1860 млн. лет (U-Pb, циркон, Д.П.Гладкочуб, у.с.) а возраст намагниченности метаморфических пород Учурского выступа фундамента не может быть оценен точнее, чем 1800-1900 млн. лет [Павлов, 2006]. Подобное сомнение в возрасте имеется и для полюса дайки голоустинского выступа фундамента [Диденко и др., 2004], в которой наряду с цирконами возрастом около 1800 млн. лет обнаружены цирконы, имеющие возраст порядка 400 млн. лет (Д.П.Гладкочуб, у.с.).

Полюс малокосинской свиты, возраст которой оценивается примерно в 1900 млн. лет [Диденко и др., 2004], располагается более чем в 60° к западу от близких по

возрастным датировкам чайского и шумихинского полюсов. Этот факт, а также сложная тектоническая история участков отбора образцов и значительная дислоцированность пород изученных обнажений – все это дает некоторое основание сомневаться в надежности этого палеомагнитного определения. Из-за сложной тектонической позиции к наименее надежным полюсам также отнесен полюс пород хибеленской свиты [Диденко, 2004].

В рассматриваемую группу включен также виртуальный полюс чиэресской дайки [Ernst et al., 2000], поскольку в нем, очевидно, не усреднены вековые вариации. Однако, на данном этапе исследований этот полюс может быть использован как вспомогательный при разработке кривой кажущейся миграции полюса.

Полюсы Джугджурского анортозитового комплекса [Михайлова и др., 1994] также отнесены ко второй группе. Джугджурские полюсы получены по объектам, входящим в состав Джугджуро-Станового покровно-надвигового ансамбля, формирование которого произошло в тыловой области позднеюрского коллизионного пояса [Минц и др., 1996]. К тому же, условия процесса вывода к поверхности земной коры и становления анортозитовых комплексов, подобных Джугджурскому, до настоящего времени остаются предметом обсуждения [Розен и др., 2000; Глуховский и др., 1993; Ларин и др., 1999; Магматические горные породы, 1985; Глуховский и др., 1988; Ленников, 1979 и др.]. Названные обстоятельства, а также значительная неопределенность в возрасте компонент намагниченности (см. обсуждение в [Михайлова и др., 1994]), наличие тектонических контактов [Ленников, 1979; Глуховский и др., 1993, и др.] и, как следствие, сомнения в характере влияния на положение массивов локальной тектоники [Михайлова и др., 1994] – все это позволяет сомневаться в надежности джугджурских полюсов.

Полюс, полученный по породам сухотунгусинской и деревнинской свит района Туруханского поднятия [Pavlov et al., 1996], следует рассматривать как предварительный и нуждающийся в подтверждении.

Всего 11 полюсов.

Полюсы с «МЧ» = 1.

Палеомагнитные направления, выделяемые при неполной магнитной чистке, дают в лучшем случае только некоторое оценочное положение соответствующих полюсов, однако в условиях острого дефицита данных по докембрию отказываться от этих полюсов было бы непозволительным расточительством. Повторимся, что

достаточно часто (но, конечно, далеко не всегда) подобные полюсы оказываются недалеки от таковых, полученных с применением современной процедуры. В подтверждение этому достаточно сравнить, например, полюсы силлов Сололи из работ [Гуревич, 1983] и [Константинов и др., 2004], полюсы малгинской свиты из работ [Осипова, 1965] и [Павлов и др., 2002].

По этой причине ниже приведен краткий анализ полюсов, имеющих в табл. 2.1 параметр МЧ равный «1».

Полюс, полученный Камышевой по интрузивам Оленекского поднятия [Камышева, 1973], основан на недостаточной статистике (12 образцов), а его привязка к геохронологической шкале базируется на возрасте прорывающих его гранитных и пегматитовых жил – 1850-2080 млн. лет. Последнее обстоятельство дает основание полагать, что внедрение Оленекских интрузий произошло до консолидации Сибирской платформы и соответствующие полюсы не имеют отношения к сибирской кривой КМП.

Полюс силлов долины реки Фомич [Беляков и др., 1970] получен по малому числу образцов, чистка которых ограничивалась размагничиванием образцов переменным полем. Исследования, проведенные в настоящей работе показали, что полученный на современном уровне и имеющий высокую надежность полюс силлов реки Фомич весьма значимо отличается от обсуждаемого полюса, поэтому от его дальнейшего использования решено отказаться.

Полюс пород уджинской свиты [Родионов, 1986] получен лишь по одному сайту и, как и большинство осадочных свит, имеет широкие возрастные рамки; этот полюс может рассматриваться в качестве «первого приближения». Примерно такое же описание следует дать двум другим полюсам Билиро-Уджинского поднятия — унгуохтахской свиты и уджинской дайки [Родионов, 1984], а также свитам Оленекского поднятия — дебенгдинской и арымасской [Иосифиди, 1986]. Все они получены по малому количеству образцов и лишь дебенгдинская свита имеет ограничения по возрасту, полученные на современном уровне [Gorokhov et al., 2006].

Намагниченность бурдурской и ильинской свит имеет сложный компонентный состав [Гуревич, 1983], поэтому в условиях недостаточно интенсивной магнитной чистки полюсы, полученные по породам этих свит, в лучшем случае могут рассматриваться лишь как приблизительные.

Полюс, полученный по интрузиям Алданского щита Камышевой [Камышева, 1971], имеет неплохую статистику, однако большая неопределенность в возрасте исследованных тел не позволяет с уверенностью оперировать этим полюсом.

Полюсы гонамской и омахтинской свит учурской серии нижнего рифея Учуро-Майского района [Осипова, 1986] базируются на хорошей статистике, однако они получены по одному и двум сайтам соответственно, что отрицательно сказывается на доверии к этим полюсам. Полученные в настоящей работе полюсы указанных свит значительно отличаются от полюсов Э.П.Осиповой, поэтому было решено исключить «старые» полюсы гонамской и омахтинской свит из дальнейшего рассмотрения как неподтвержденные последующими исследованиями на современном уровне. Полюс конкулинской свиты уянской серии [Осипова, 1986], являющейся в пределах Улканского прогиба фациальным аналогом базальных горизонтов учурской серии [Семихатов и Серебряков, 1983], располагается в той же области, что и полученные одновременно с ним полюсы гонамской и омахтинской свит. В связи с этим решено воздержаться от использования этого полюса в дальнейшем.

Полюсы пород чайской свиты, полученные Родионовым [Родионов, 1982], полностью подтверждаются результатами палеомагнитных исследований, проведенными недавно Диденко с соавторами [Диденко и др., 2005], поэтому в дальнейшем мы будем использовать более новый полюс А.Н.Диденко.

Хотя при получении полюсов по метаморфическим породам Анабарского щита [Камышева, 1971; Саврасов, 1990] не было использовано полное массовое размагничивание образцов, однако в работе Саврасова приведены доводы (простой компонентный состав естественной остаточной намагниченности, сходимость полученных направлений по большому числу удаленных сайтов), которые дают основание надеяться, что полученные оценки положения палеомагнитного полюса близки к его истинному положению. Как будет показано в других главах, блестящая сходимость анабарских полюсов фундамента с аналогичными алданскими полюсами является сильным аргументом в пользу их надежности.

Итоги проведенной селекции также нашли свое отражение в таблице 2.1. Так наиболее надежные определения из первой группы отмечены рядом со значением параметра МЧ знаком «+»; менее надежные, из второй группы, знаком «–». Как уже отмечалось, полюсы с параметром МЧ=1 будут использоваться лишь как предварительные или для сравнения с новыми данными, а полюсы с МЧ=0 не будут использоваться совсем.

При рассмотрении приведенных палеомагнитных полюсов Сибирской платформы необходимо принимать во внимание возможное раскрытие Вилюйской рифтовой системы в среднем палеозое, приведшее к вращению Ангаро-Анабарского блока относительно Алданского на 20-25° против часовой стрелки вокруг полюса, расположенного в районе 117° в.д. и 62° с.ш. [Павлов и Петров, 1997; Павлов и Михайлов, у.с.]. Поэтому координаты палеомагнитных полюсов Ангаро-Анабарского блока, включая полюс шумихинских гранитоидов Шарыжалгайского выступа, были скорректированы за раскрытие Вилюйской рифтовой системы (угол раскрытия был принят равным 25 градусам); пересчитанные координаты полюсов приведены в таблице 2.2. На рисунке 2.1 отображены все палеомагнитные полюсы, скорректированные (там, где это необходимо) за раскрытие Вилюйского палеорифта.

Таблица 2.1.

Палеомагнитные полюсы Сибирской платформы для интервала времени с конца раннего протерозоя по начало верхнего рифея из литературных источников.

№	Объект	МЧ	Возраст [млн. лет]	Координаты объекта		N / (B)	Палеомагнитный полюс			Источник
				φ	λ		Φ	Λ	dp/dm (A95)	
1	Усть-кирбинская свита	2-	R_3	58°42'	136°42'	21/3	-8.1	182.6	10.4	Павлов и др., 2002
2	Кандыкские объекты	2+	R_3 [S: 942±19; U(b): 947±7, 1005±4]	59°24'	136°24'	116/8	-3.1	176.5	4.3	Павлов и др., 2002
3	Игниканская свита	2+	R_3	58°30'	135°30'	54/4	-18.0	201.1	4.4	Павлов и др., 2000
4	Нельканская свита	2+	R_3	58°20'	135°40'	24/2	-13.8	215.2	5.5	Павлов и др., 2000
5	Мильконская свита	2+	R_3 [PP: 1025±40]	58°20'	135°30'	61/4	-8.8	194.2	3.5	Павлов и др., 2000
6	Кумахинская свита	2+	R_3	58°40'	135°20'	34/3	-12.2	202.4	3.2	Павлов и др., 2000
7	Лахандинская серия	2+	R_3			(4)	-13.3	203.2	10.7	Павлов и др., 2000
8	Силлы долеритов (р.Фомич)	1	R_{2-3}	71°30'	106°30'	16/3	7.0	203.0	3.5/6.5	Беляков и др., 1970
9	Уджинская свита (р.Уджа)	1	R_{2-3}	71°30'	116°00'	35/1	6.0	239.0	4.6/9.1	Родионов: ПНиПП, 1986
10	Сухотунгусинская и деревнинская свиты	2-	R_{2-3}	66°00'	88°30'	41	-7.8	225.3	7.3	Pavlov et al., 1996
11	Малгинская свита	2+	R_2 [PP: 1045±20]	58°18'	135°00'	89/4	-22.5	230.4	2.5	Павлов и др., 2002
12	Тоттинская свита	2-	R_2 [SH: <1100]				-21.3	245.3	9.1	Павлов, 1992
13	Нерюенская, ципандинская, малгинская, тоттинская свиты (р.Белая)	0	R_2	62°00'	137°00'	56/1	-1.0	181.0	6/10	Комиссарова: ПНиПП, 1982
14	Лахандинская свита (р.Мая)	0	R_3	59°00'	134°00'	94/12	-23.0	203.0	2/4	Осипова: ПНиПП, 1971
15	Ципандинская свита (р.Мая)	0	R_2 [PP: 1035±60]	59°00'	134°00'	22/14	-24.0	208.0	4/8	Осипова: ПНиПП, 1971
16	Малгинская свита (р.Мая)	0	R_2 [PP: 1045±20]	59°00'	135°00'	206/28	-21.0	217.0	3/4	Осипова: ПНиПП, 1971
17	Омнинская свита (р.Мая)	0	R_2	59°00'	135°00'	16/1	-30.0	203.0	3/5	Осипова: ПНиПП, 1971
18	Омнинская, малгинская, ципандинская, лахандинская свиты (р.Мая)	0	R_2	59°00'	134°30'	(4)	-24.0	208.0	8/8	Осипова: ПНиПП, 1971
19	Дебенгдинская свита (р.Балаганнах)	1	R_2 [R,K: >1241±30]	70°30'	123°00'	20/7	6.0	254.0	5.2/10.2	Иосифиди: ПНиПП, 1986
20	Арымасская свита (р.Улахан-Уеттех)	1	R_2	70°30'	123°00'	20/9	12.0	250.0	5.0/10.0	Иосифиди: ПНиПП, 1986
21	Унгуохтахская свита (р.Уджа)	1	R_2 [1260]	71°30'	116°00'	18/1	23.0	255.0	6.5/12.5	Родионов: ПНиПП, 1986
22	Уджинская дайка (р.Уджа)	1	R_2-V(?) [K:1218±11 – 577±19]	71°30'	116°00'	10/1	9.0	264.0	2.6/5.1	Родионов, 1984
23	Свита Линок	2+	R_2	66°00'	88°24'	139/6	-15.2	256.2	7.5	Gallet et al., 2000
24	Бурдурская свита (верхи)+лабазтах	1	R_1	70°30'	106°00'	21	39.0	241.0	4.5/7.0	Гуревич, 1983
25	Бурдурская свита (низы)	1	R_1	70°30'	106°00'	28/1	7.0	289.0	7.0/12.0	Гуревич, 1983
26	Ильинская свита, эффузивы (р.Вюрбюр)	1	R_1	70°30'	106°00'	13	8.0	295.0	1.6/3.0	Гуревич, 1983
27	Алданские диоритовые интрузии (реки Алдан, Учур, Тимптон)	1	R_1 [K: 1590±100]	58°00'	126°00'	59/6	3.0	264.0	9.1/15.4	Камышева: ПНиПП, 1971
28	Чиэресская дайка	2-	R_1 [U(b): 1384±3]	70°36'	112°18'	7/1	4.0	258.0	5.0/9.0	Ernst et al., 2000
29	Куонамские дайки	2+	R_1 [U(b): 1503±5]	70°00'	110°00'	24/5	6.0	234.0	14.0/18.0	Ernst et al., 2000
30	Гонамская и омахтинская свиты (руч.Трехгорка)	0	R_1	62°00'	137°00'	8/1	13.0	165.0	10/14	Комиссарова: ПНиПП, 1982
31	Омахтинская свита (р.Учур, руч.Бердякит)	1	R_1	57°30'	135°00'	21/2	-11.0	176.0	7.3/13.2	Осипова: ПНиПП, 1986

32	Гонамская свита (р.Учур)	1	R_1	57°30’	135°00’	38/1	-24.0	168.0	10.1/10.1	Осипова: ПНиПП, 1986
33	Силл Сололи	2-	[K: 1095±5]	71°00’	124°00’	34/5	23.0	239.0	9.5/17.5	Константинов и др., 2004
34	Силл Сололи	1	[SH: 1860]	71°00’	124°00’	26/1	23.0	231.0	2.5/4.4	Гуревич, 1983
35	Чайская свита	2+	PR_1^2-R_1 [1823±7]	57°36’	110°48’	108/10	22.5	277.4	1.5/2.8	Диденко и др., в печати
36	Шумихинские гранитоиды (реки Б.Хадарей и Б.Олха)	2+	PR_1^2-R_1 [1840±10]	52°07’	103°48’	92/2	23.9	290.0	3.4/6.4	Диденко, 2004
37	Чайская свита (верхняя часть)	0	PR_1^2-R_1 [1823±7]	58°00’	110°00’	54	-21.0	96.0	3/6	Родионов: ПНиПП, 1982
38	Чайская свита (нижняя часть)	1	PR_1^2-R_1 [1823±7]	58°00’	110°00’	141	-25.0	97.0	1/2	Родионов: ПНиПП, 1982
39	Чайская свита	1	PR_1^2-R_1	58°00’	110°00’	(2)	-25.0	97.0	1.0/2.0	Родионов: ПНиПП, 1982
40	Конкулинская свита (р.Учур)	1	PR_1^2-R_1 [R: <1615]	57°30’	135°00’	19/1	-28.0	158.0	16.0	Осипова: ПНиПП, 1986
41	Голоустинский выступ фундамента (дайка, р.Б.Голоустная)	2-	PR_1^2 [U(z): ~1800, ~400]			33/1	7.9	250.6	3.4/5.6	Диденко, 2004
42	Алданский щит (фундамент, реки Б.Аим и Учур)	2-	PR_1^2			35/8	11.0	277.0	7.0	Павлов, 2006
43	Хибеленская свита (р.Кунерма)	2-	PR_1^2 [~1872±12.7]			29/2	-5.7	358.1	4.2/7.5	Диденко, 2004
44	Малокосинская свита	2-	PR_1^2 [~1900]			70/4	33.2	214.3	8.0/14.0	Диденко, 2004
45	Анабарский щит (фундамент, р.Б.Куонамка)	1	PR_1^2	69°45’	110°20’	215/18	15.0	304.0	5.0	Саврасов, 1990
46	Джугджурский массив (комп. В)	2-	PR_1^2 [<1700]	55°36’	134°00’	20/2	17.5	237.0	20.0	Михайлова и др., 1994
47	Джугджурский массив (комп. А)	2-	PR_1^2 [~1700]	55°36’	134°00’	14/1	-7	202.0	9.8	Михайлова и др., 1994
48	Джугджурский массив (комп. Б)	2-	PR_1^1 [2200±100]	55°36’	134°00’	14/1	47	355.0	8.2	Михайлова и др., 1994
49	Оленёкский р-н, габбро-диабазы (р.Сололи)	1	AR-PR_1	71°00’	124°30’	12/1	32.0	274.0	4.2/7.7	Камышева: ПНиПП, 1984
50	Верхнеанабарская, далдынская, хапчанская серии (р.Б.Куонамка, Анабарский щит)	1	PR_1	69°30’	109°30’	57/9	-12.0	124.0	8/15	Камышева: ПНиПП, 1971
51	Верхнеанабарская, далдынская, хапчанская серии (р.Б.Куонамка, Анабарский щит)	1	PR_1	70°00’	111°00’	85/10	-16.0	125.0	7/13	Камышева: ПНиПП, 1971

Подпись к таблице: φ, λ – широта и долгота (средние) объекта; N – число образцов, B – кол-во сайтов; Φ, Λ – широта и долгота палеомагнитного полюса; dp/dm – величины полуосей овала доверия. «МЧ» – качество магнитной чистки («0» – отсутствие чистки или временная чистка; «1» – температурная чистка или чистка переменным полем до заданных значений; «2» – детальная температурная чистка). (+) и (-) – градация надежности палеомагнитного определения: более и менее надежные соответственно. Серым цветом выделены осредненные полюсы.

Таблица 2.2.
Палеомагнитные полюсы Ангаро-Анабарского блока Сибирской платформы, скорректированные за раскрытие Вилюйского палеорифта.

№	Объект	Палеомагнитный полюс			Источник
		Ф	Λ	dp/dm (A95)	
8	Силлы долеритов (р.Фомич)	-4.3	180.9	3.5/6.5	Беляков и др., 1970
9	Уджинская свита (р.Уджа)	-4.9	216.8	4.6/9.1	Родионов: ПНиПП, 1986
10	Сухотунгусинская и деревнинская свиты	-19.4	203.5	7.3	Pavlov et al., 1996
19	Дебенгдинская свита (р.Балаганнах)	-3.5	231.7	5.2/10.2	Иосифиди: ПНиПП, 1986
20	Арымасская свита (р.Улахан-Уеттех)	2.1	227.1	5.0/10.0	Иосифиди: ПНиПП, 1986
21	Унгуохтахская свита (р.Уджа)	13.5	230.6	6.5/12.5	Родионов: ПНиПП, 1986
22	Уджинская дайка (р.Уджа)	0.8	241.1	2.6/5.1	Родионов, 1984
23	Свита Линок	-22.9	246.1	7.5	Gallet et al., 2000
24	Бурдурская свита (верхи)+лабазтах	28.1	216.0	4.5/7.0	Гуревич, 1983
25	Бурдурская свита (низы)	3.1	265.9	7.0/12.0	Гуревич, 1983
26	Ильинская свита, эффузивы (р.Вюрбюр)	5.2	271.5	1.6/3.0	Гуревич, 1983
28	Чиэресская дайка	-5.0	235.9	5.0/9.0	Ernst et al., 2000
29	Куонамские дайки	-5.2	211.8	14.0/18.0	Ernst et al., 2000
33	Силл Сололи	12.1	215.6	9.5/17.5	Константинов и др., 2004
34	Силл Сололи	11.6	208.1	2.5/4.4	Гуревич, 1983
36	Шумихинские гранитоиды (реки Б.Хадарей и Б.Олха)	19.8	263.4	3.4/6.4	Диденко, 2004
41	Голоустинский выступ фундамента (дайка, р.Б.Голоустная)	-2.0	228.1	3.4/5.6	Диденко, 2004
43	Хибеленская свита (р.Кунерма)	3.3	336.1	4.2/7.5	Диденко, 2004
45	Анабарский щит (фундамент, р.Б.Куонамка)	13.9	278.9	5.0	Саврасов, 1990
49	Оленёкский р-н, интрузии (р.Сололи)	25.0	246.8	4.2/7.7	Камышева: ПНиПП, 1984
50	Верхнеанабарская, далдынская, хапчанская серии (р.Б.Куонамка, Анабарский щит)	10.9	279.5	8/15	Камышева: ПНиПП, 1971
51	Верхнеанабарская, далдынская, хапчанская серии (р.Б.Куонамка, Анабарский щит)	15.0	279.6	7/13	Камышева: ПНиПП, 1971

Произведен поворот на 25° по часовой стрелке вокруг полюса Эйлера с координатами 62° с.ш. и 117° в.д.

Глава 3

Геологическое описание районов работ и объектов исследований.

3.1. Анабарское поднятие.

Центральная часть Анабарского массива сложена глубокометаморфизованными архейскими и раннепротерозойскими породами, которые на периферии массива перекрыты осадочным чехлом верхнепротерозойско-палеозойского возраста. Верхнепротерозойские отложения подразделяются здесь на терригенную нижнерифейскую (R_1) мукунскую серию, в составе которой выделяются ильинская, бурдурская и лабазтахская свиты, и карбонатно-терригенную билляхскую серию, объединяющую в себе усть-ильинскую (R_1), котуйканскую (R_1) и юсмастахскую (R_{2-3}) свиты. Указанные отложения залегают преимущественно моноклинально с углами падения в первые градусы. Выше с угловым и стратиграфическим несогласием залегает старореченская свита хорбусуонской серии, относимая к венду. На северном склоне Анабарского поднятия старореченская свита выклинивается и на юсмастахской свите билляхской серии залегают отложения немакит-далдынского возраста.

Наиболее полный разрез верхнедокембрийских отложений наблюдается на западном склоне Анабарского поднятия, в частности в долинах рек Маган, Джогджо и Котуйкан. Южнее, в бассейне реки Котуй и ее притоков, рек Анагыли и Дебенгде, вскрывается незначительная часть разреза верхнедокембрийских отложений – нижнеюсмастахская подсвита и перекрывающая ее старореченская свита; доюсмастахские отложения не выходят на поверхность в этом районе, а верхнеюсмастахские отсутствуют. Севернее реки Котуйкан, в бассейне реки Фомич, полоса выходов верхнедокембрийских отложений также сужается, а полнота разреза убывает за счет отсутствия выходов на дневную поверхность ильинской свиты и практически полного срезания вендскими и кембрийскими отложениями юсмастахской свиты, за исключением редких выходов ее нижних горизонтов.

На юго-восточном склоне Анабарского массива, в бассейне реки Большая Куонамка, разрез верхнего докембрия отличается стратиграфической неполнотой и существенным сокращением мощностей, что наряду с плохой обнаженностью района не позволяет уверенно проводить корреляцию этих отложений с другими районами.

3.1.1. **Стратиграфия**.

Общая стратиграфическая колонка рифейских отложений Анабарского поднятия приведена на рис. 3.1.

Мукунская серия (R_1).

Мукунская серия включает в себя терригенные и вулканогенные породы, поле распространения которых на западном склоне Анабарского поднятия представляет собой полосу шириной 15-30 км. Геолого-геофизические данные указывают на резкое выклинивание мукунских отложений в северном и южном направлениях. Наиболее полные разрезы этой серии наблюдаются в долине реки Маган.

Изотопные датировки наиболее молодых магматических пород фундамента, перекрытых учурской серией, составляют 1760±20 млн. лет и более (Sm-Nd, [Розен и др., 2000; Степанюк, 1991]). Также известна лишь одна радиометрическая датировка пород из верхней трети мукунской серии восточного склона Анабарского поднятия, выполненная K-Ar методом по валовой пробе глауконита, составляющая 1550 млн. лет [Геология СССР, т.18, ч.1, кн. 1, 1970]. К сожалению, более точная привязка указанной датировки отсутствует.

Описание сводного разреза мукунской серии начинается с предмукунской коры выветривания, развитой по архейским метаморфическим породам. Кора имеет каолинит-гидрослюдистый состав, мощность ее достигает 10-15 м.

Ильинская свита состоит из двух подсвит. Нижнеильинская подсвита состоит из трех пачек. Первая пачка сложена каолинизированными и прокварцованными туфами и туфобрекчиями кислого состава, мощность которых достигает 30 м. Выше залегает пачка пестроцветных конгло-брекчий, конгломератов, гравелитов и кварцевых песчаников с линзами гравелитов, мощность которой составляет до 8 м. Третья пачка сложена красноцветными песчаниками, кварцевыми и гравийными песчаниками; мощность пачки около 55 м. Венчает разрез нижнеильинской подсвиты покров измененных базальтов, имеющий мощность порядка 3-4 м.

Верхнеильинская подсвита, общей мощностью до 160 м, залегает на различных горизонтах нижнеильинской подсвиты с размывом. Ее основание сложено конгломератами, содержащими кремнекислотно-щелочной пепловый материал. Выше залегают красноцветные гравийные песчаники кварцевого и калишпат-кварцевого составов.

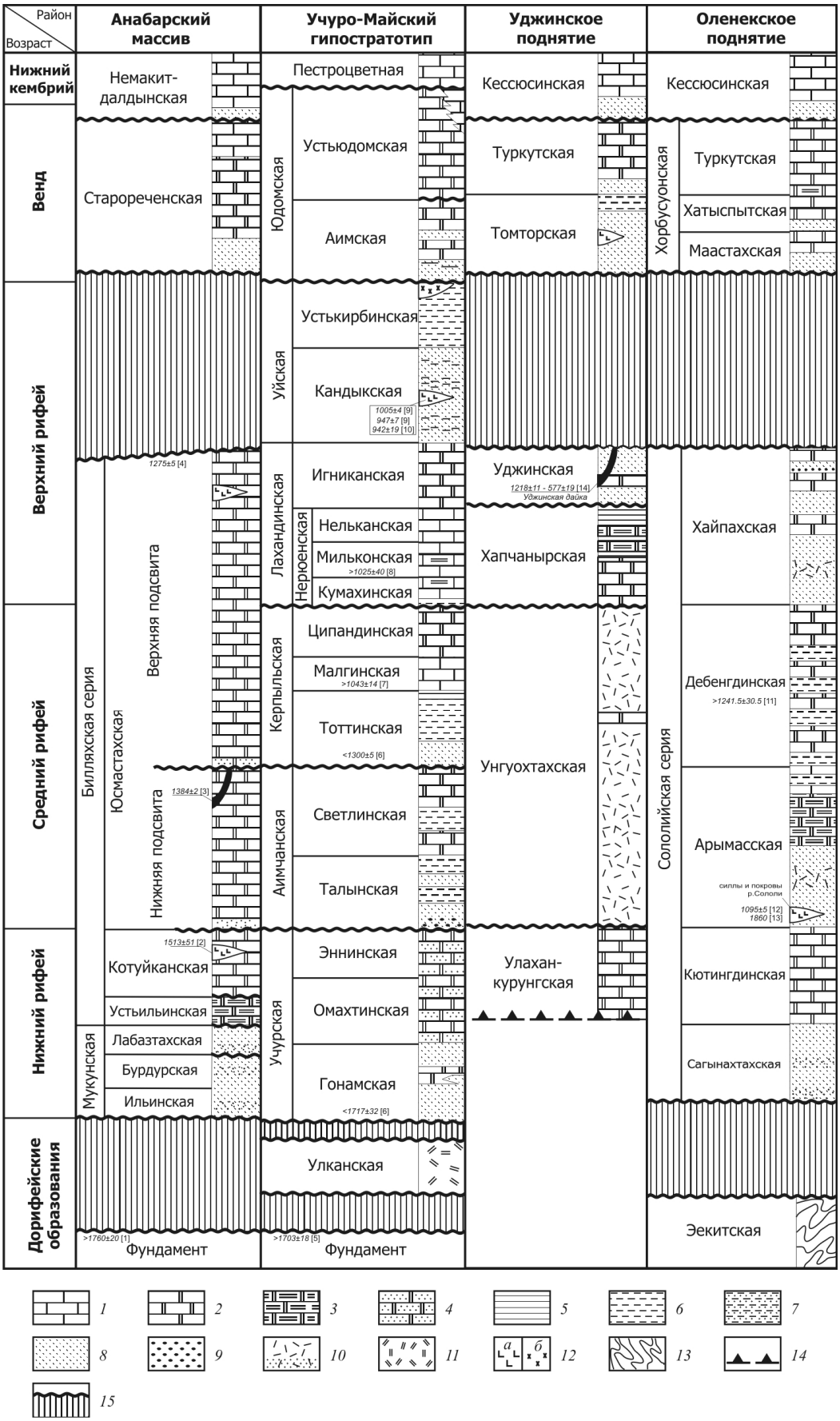

Рисунок 3.1.
Стратиграфические колонки рифейских отложений в разрезах северосибирского типа и их корреляция с Учуро-Майским гипостратотипическим разрезом рифея (по М.А.Семихатову и С.Н.Серебрякову (1983) с упрощениями и дополнениями).

(продолжение подписи к рис. 3.1): 1 – известняки, 2 – доломиты, 3 – чередование аргиллитов с доломитами, 4 – песчанистые доломиты, 5 – аргиллиты, 6 – алевролиты, 7 – чередование алевролитов и песчаников, 8 – песчаники, 9 – гравелиты, 10 – основные вулканиты и пирокластика, 11 – кислые вулканиты и песчаники, 12 – интрузивные образования: а) основные, б) ультраосновные, 13 – метаосадки, 14 – нижняя граница вскрытой части разреза, 15 – размыв и отсутствие отложений. [1] – (Sm-Nd) Розен и др., 2000; [2] – (Sm-Nd) эта работа; [3] – (U-Pb) Ernst et al., 2000; [4] – (Rb-Sr) Горохов и др., 2001; [5] – (U-Pb) Неймарк и др., 1992; [6] – (U-Pb) Худолей, 2003; [7] – (Pb-Pb) Ovchinnikova et al., 2001; [8] – (Pb-Pb) Семихатов и др., 2000; [9] – (U-Pb) Rainbird et al., 1998; [10] – (Sm-Nd) Павлов и др., 2002; [11] – (Rb-Sr, K-Ar) Gorokhov et al., 2006; [12] – (K-Ar) Гуревич, 1983; [13] – (SHRIMP) Д.П.Гладкочуб, у.с; [14] – (K-Ar) Шпунт и др., 1982.

Бурдурская свита главным образом состоит из грубозернистых гематит-кварцевых и кварцевых песчаников, имеющих пестроцветную полосчатую окраску и различные виды слоистости. На плоскостях напластования песчаников часто наблюдаются знаки волновой ряби и трещины усыхания. Среди песчаников встречаются линзовидные прослои алевролитов, гравелитов и внутриформационных конгло-брекчий, сложенных обломками местных терригенных пород. Общая мощность свиты до 220 м.

Лабазтахская свита залегает на бурдурских песчаниках с размывом и по литологическим особенностям подразделяется на две подсвиты. Нижняя подсвита имеет преимущественно песчаный состав и подразделяется на две пачки. Нижняя пачка сложена пачкой полевошпат-кварцевых песчаников бурого, желто-серого, бледно-розового и пятнисто-лилового оттенка; в основании пачки найдены гальки кварцитов и подстилающих бурдурских песчаников. Верхняя пачка характеризуется кварцевым составом песчаников, имеющих серо-желтый, коричневато-бурый, светлый, почти до белого цвет, а также включающих в себя обломки прокварцованных эффузивов щелочного состава. Общая мощность нижней подсвиты около 120 м.

Верхняя подсвита (до 55 м) также подразделяется на 2 пачки: нижнюю, гравелитовую (около 45 м) и верхнюю, песчаниковую (7 м). В пестроцветной гравелитовой пачке грубообломочный материал представлен красноцветными песчаниками, прокварцованными пирокластическими породами и значительно реже архейскими метаморфическими образованиями (гнейсы, гранито-гнейсы, кристаллические сланцы). Во второй пачке песчаники розового и зеленого цвета содержат лишь маломощные прослои гравелитов и мелкогалечных конгломератов.

Общая мощность свиты около 180 м.

Билляхская серия (R_{2-3}).

Усть-ильинская свита, начинающая разрез билляхской серии, залегает с размывом на подстилающих лабазтахских песчаниках. По литологическим особенностям она подразделяется на 3 пачки. В базальном слое первой пачки,

сложенном глауконитовыми крупнозернистыми песчаниками, по глаукониту (валовая проба) определен изотопный возраст 1480 и 1400 млн. лет (K-Ar, [Опорный разрез…, 1970]). Выше по разрезу следует ритмичное чередование тефрогенные алевропесчаники, алевролиты и тефроиды серого и зеленовато-серого цветов. Мощность пачки 8 м. Вторая пачка, мощностью 32 м, имеет глинисто-алевритовый состав. Радиометрический K-Ar возраст по глаукониту средней части пачки составляет 1350 млн. лет [Опорный разрез…, 1970]. Третья пачка (15 м) представлена ритмичным чередованием тефрогенных аргиллитов и доломитов серого и темно-серого цветов. Мощность всей усть-ильинской свиты 55 м.

Rb-Sr изохронный возраст глауконита из усть-ильинской свиты составляет 1483±5 млн. лет, а среднее значение его K-Ar возраста составляет 1459±10 млн. лет [Горохов и др., 1991]. Приведенное определение возраста подтверждает датировки 1480 и 1400 млн. лет [Опорный разрез…, 1970], полученные по глауконитам из базального слоя усть-ильинской свиты также K-Ar методом. Отсюда можно сделать вывод, что на сегодняшний день верхним возрастным пределом накопления мукунской серии следует считать рубеж около 1480 млн. лет.

Котуйканская свита преимущественно представлена окремнелыми сероцветными доломитами, существенную часть которых составляют биогенные разности. Карбонаты содержат разное количество глинистого материала и поэтому некоторые слои близки к доломитовым мергелям. Местами (в бассейне реки Маган, например) в основании свиты наблюдаются песчаники, мощностью до 25 м. Котуйканские отложения обнажаются в береговых обрывах долины реки Котуйкан, начиная несколько выше устья реки Илья и заканчивая в 6 км ниже устья ручья Некюлэх. Контакт котуйканской и усть-ильинской свит наблюдается в обнажении на правом берегу реки Котуйкан в 2–2.5 км выше устья реки Илья, где доломиты базального слоя котуйканской свиты без видимых следов размыва ложатся на алевролиты усть-ильинской свиты.

Котуйканская свита делится на две подсвиты. Нижнекотуйканская подсвита по литологическим признакам подразделяется на 7 пачек. Эти пачки сложены преимущественно разноокрашенными (серыми, зеленоватыми) доломитами, с несколько различным содержанием глинистого материала, в переслаивании с алевролитами и аргиллитами (более подробно см., например, [Шпунт и др., 1982]). Общая мощность нижней подсвиты до 270 м. Верхнекотуйканская подсвита, в составе которой выделяется 3 пачки, также сложенных в основном серыми, иногда

зеленоватыми биогенными доломитами, местами окремненными. Общая мощность верхнекотуйканской подсвиты до 110 м. Мощность котуйканской свиты около 400 м.

Юсмастахская свита сложена карбонатными и глинисто-карбонатными породами с подчиненными прослоями гравелитов, песчаников и карбонатных брекчий. Кроме того, установлено несколько горизонтов лав и пластовых субвулканических тел трахибазальтового состава. Обнажения свиты наблюдаются в долинах рек Джогджо, Котуйкан и Котуй. На нескольких уровнях установлены следы размывов и перерывов в осадконакоплении, иногда значительных. Свита состоит из двух подсвит, которые в свою очередь разделяются на пачки.

Нижняя подсвита состоит из трех пачек. Первая пачка имеет мощность до 5 метров и представлена кремнисто-кварцевыми гравелитами, крупнозернистыми песчаниками с глауконитом, и алевролитами, которые чередуются с брекчированными и хемогенными серыми доломитами. Наблюдаются следы неоднократных перемывов. Возраст глауконита из низов пачки определен как 1300 млн. лет (K-Ar, [Шпунт и др., 1982]).

Вторая пачка сложена преимущественно серыми и зеленовато-серыми доломитами с многочисленными микрофитолитами и строматолитами. В средней части и в кровле пачки залегают два пластовых субвулканических тела, сложенных кварцевыми долеритами и обнажающихся в долинах рек Джогджо, Котуйкан и Котуй. Мощность нижнего тела составляет от 8 до 40 м, а верхнего – от 5 до 20 м. Подстилающие карбонатные породы слабо мраморизованы. Судя по небольшой протяженности этих субвулканических тел, составляющей 10-15 км, и сравнительно небольшой ширине (до 3 км), они слагают линейно-вытянутые в северо-северо-восточном направлении пластовые тела, по всей видимости ориентированные вдоль щелевидных магмоподводящих зон. Мощность второй пачки до 120 м.

Третья пачка сложена в основном толщей коричневато-серых и серых доломитов, в некоторых прослоях содержащих многочисленные конкреции и линзы кремней. Мощность пачки около 100 м; общая мощность нижнеюсмастахской подсвиты 225 м.

Верхняя подсвита юсмастахской свиты с небольшим размывом залегает на подстилающих отложениях и делится на 5 пачек, представленных доломитами, карбонатными брекчиями и редкими прослоями терригенного материала. По валовой пробе глауконита из зеленых алевролитов низов первой пачки имеются изотопные определения возраста 1170 и 1200 млн. лет (K-Ar, [Шпунт и др., 1982]). В верхней части разреза четвертой пачки, в районе устья ручья Верхний Тогой, залегают два

маломощных и быстро выклинивающихся в восточном направлении покрова(?) или пластовых субвулканических тела калиевых базитов, разделенных 4-метровым слоем кремнисто-доломитовых пород, кварцевых гравелитов и строматолитовых доломитов (указанные магматические тела были изучены палеомагнитным методом в настоящей работе). Нижний покров вскрыт на левом береге реки Котуйкан лишь в своей приповерхностной части, сложенной миндалекаменными ярко-зелеными туфоподобными породами [Шпунт и др., 1982]. Мощность верхнего покрова составляет около 5 м; его кровля несет следы размыва. Общая мощность верхнеюсмастахской подсвиты около 460 м; общая мощность юсмастахской свиты около 700 м [Шпунт и др., 1982].

Кровля юсмастахской свиты размыта; выше, со структурным несогласием ложатся старореченские отложения венда.

Верхняя возрастная граница юсмастахской свиты, определяемая по сопоставлению изотопно-геохронологических, хемостратиграфических и палеонтологических данных, дискуссионна. Горохов с соавторами [Горохов и др., 2001], на основании Rb-Sr исследований по глаукониту и иллиту, полагают, что юсмастахская свита накопилась в самом начале среднего рифея в течение короткого промежутка времени, порядка 10 млн. лет, и около 1280-1270 млн. лет назад испытала диагенез погружения. Палеонтологические данные [Sergeev et al., 1995] свидетельствуют о принадлежности комплекса органостенных микрофоссилий из усть-ильинской и нижней части котуйканской свит к нижне-среднерифейским формам, а юсмастахские строматолиты относятся к возрастному интервалу от среднего до раннего позднего рифея [Сергеев, 2003]. Результаты Rb-Sr изотопных исследований показывают, что время накопления юсмастахской свиты не выходило за пределы интервала 1350-1250 млн. лет [Горохов и др., 2001]. Авторы указанной работы отмечают, что цветовой индекс микрофоссилий из усть-ильинской и нижнекотуйканской свит указывает на отсутствие прогрева этих пород более чем на 60-70°С на протяжении всей их геологической истории. Следовательно, по мнению авторов, прогрев отложений билляхской серии не мог приводить к уменьшению изотопного возраста глауконитов и иллитов юсмастахской свиты [Горохов и др., 2001].

Как дополнительное указание на возраст юсмастахской свиты можно рассматривать выполненное недавно Эрнстом с соавторами [Ernst et al., 2000] U-Pb (по бадделеиту) определение изотопного возраста чиэресской дайки на восточном склоне Анабарского поднятия, прорывающей нижнюю часть юсмастахской свиты [Худолей, 2003]. Полученный возраст дайки составляет 1384±2 млн. лет.

Стареченская свита (V) выходит на поверхность по всей периферии Анабарского массива, за исключением его северного склона. Ее накоплению предшествовала перестройка структурного плана бассейнов осадконакопления, формирование локальных складчатых и разрывных структур. На западном склоне Анабарского поднятия, в приустьевой части реки Котуйкан, стареченские отложения с азимутальным и угловым несогласием перекрывают доломиты верхних горизонтов верхнеюсмастахской подсвиты, а южнее, в бассейне реки Котуй, несогласно ложатся на различные горизонты нижнеюсмастахской подсвиты и, в свою очередь, повсеместно с размывом перекрываются породами немакит-далдынского горизонта.

Стареченские отложения в нижней части представлены туфоконгломератами (до 40 см), сменяющимися серыми и коричневато-серыми доломитами. Верхи свиты слагают кварцевые песчаники с рассеянными зернами глауконита, перекрытые разнообразными доломитами; в кровле свиты появляются прослои мелкозернистых песчаников. Общая мощность свиты около 50 м [Шпунт и др., 1982].

Имеется две датировки абсолютного возраста, выполненные K-Ar способом по глаукониту из нижнего и верхнего прослоев песчаников, составляющие, соответственно, 673 и 623 млн. лет [Шпунт и др., 1982].

3.1.2. **Магматизм**.

В пределах Сибирской платформы и Анабарского поднятия в частности, осадочные породы докембрия часто содержат гипабиссальные и субвулканические интрузивы преимущественно основного состава, а также лавовые покровы. Среди глубокометаморфизованных кристаллических пород Анабарского массива выделяются рои даек значительной протяженности, породы которых не испытали глубоких метаморфических образований.

Следует отметить, что во многих районах Сибирской платформы практически все интрузивные базитовые магматические породы первоначально относились к формации сибирских траппов и для них допускался фанерозойский возраст (см. ссылки в [Олейников и др., 1983], стр. 7). В 60-ые годы благодаря проведенному среднемасштабному геологическому картированию были получены убедительные доказательства наличия на Сибирской платформе основных магматических образований докембрийского возраста. Такие группы докембрийских базитов были выявлены на Анабарском массиве М.С.Мащаком, Л.П.Беляковым, Е.С.Кутейниковым; работами З.В.Осиповой и Г.И.Поршневого в бассейне реки Уджи; И.М.Битерманом,

Е.Р.Горшковой и другими исследователями на Оленекском поднятии; В.А.Ян-Жиншином на Сетте-Дабане.

В пределах Анабарского массива, на основании анализа данных о простирании интрузивных тел, их геологического положения и особенностей химического состава, А.В.Округин с соавторами [Округин и др., 1999] выделяют 10 поясов (роев) даек докембрийского возраста. На западном и северном склонах Анабарского поднятия им выделяются, соответственно, Западно-Анабарский и Северо-Анабарский дайковые пояса. Следует уточнить, что в рамках этой работы к западному склону относятся магматические тела, вскрытые в долинах рек Маган, Джогджо и Котуйкан, а к северному склону – тела, изученные в долине реки Фомич.

Состав. Позднедокембрийские базиты Анабарского поднятия преимущественно представлены породами толеит-базальтового ряда: долеритами, кварцевыми габбро-долеритами, субщелочными диоритами и субщелочными кварцевыми диоритами. Наиболее мощные дайки зачастую имеют сложное строение, обусловленное дифференциаций расплава. Отдельные маломощные тела сложены однородными породами, но они могут резко различаться друг от друга по составу. Формирование таких даек связано с поступлением различных дифференциатов магмы из глубинных очагов. В составе Западно-Анабарского пояса выделяются дайки, сложенные породами субщелочного ряда – от трахидолеритов до монцонитов, а также дайки калиевых щелочных пород.

Так, пластовые интрузии субщелочных пород долины реки Джогджо в нижней своей части представлены трахибазальтами с гиалопилитовой структурой. Выше их сменяют пойкилоофитовые и офитовые разности с шлирами призматически-зернистых сиено-габбро, а в прикровлевой части разрез тел завершают гиалоофитовые трахибазальты [Шпунт и др., 1982].

Интрузивы долины реки Фомич представлены крупно- и среднезернистыми разностями темно-зеленых долеритов. В породах наблюдаются кристаллы плагиоклаза, окрашенные в тонкодисперсным гематитом в буроватый цвет. В частности, среди маломощных тел встречаются разности долеритов, имеющие рябую красно-зеленую окраску. Структура долеритов габбро-офитовая, габбровая, реже пойкилоофитовая, долеритовая, толеитовая [Олейников и др., 1983].

Возраст. В основном все имеющиеся на настоящий момент определения абсолютного возраста интрузивных тел западного и северного Прианабарья выполнены

во время проведения среднемасштабной геологической съемки в 60-х годах с помощью K-Ar метода и, в подавляющем большинстве случаев, по валовым пробам. А.В. Округин отмечает, что интрузивы Северо- и Западно-Анабарского дайковых роев чаще всего имеют возраст от 1400 до 900 млн. лет [Округин и др., 1999].

Более детальные исследования двух силлов трахибазальтов и секущих их даек базитов долины реки Джогджо, внедренных в отложения нижнеюсмастахской свиты на участке реки между ручьем Берелех и рекой Котуйкан [Шпунт и др., 1982], дали следующие результаты: возраст трахибазальтов, определенный K-Ar методом по 13 валовым пробам, колеблется от 1397±4 до 1007±12 млн. лет, а по большинству проб – около 1200-1230 млн. лет. Важно отметить, что петрографо-минералогический состав трахибазальтов, слагающих силлы, аналогичен составу однотипных эффузивных пород, залегающих в основании арымасской свиты среднего рифея на Оленекском поднятии [Шпунт и др., 1982].

Определения изотопного возраста субщелочных базальтов, залегающих в породах верхнеюсмастахской подсвиты (привязка объекта отсутствует) [Олейников и др., 1983], составляют: 1076±20 и 941±30 млн. лет (для одного тела) и 969±1, 1062±24, 1042±8 млн. лет (для другого тела). Все датировки получены K-Ar методом по валовым пробам.

Известно несколько K-Ar датировок интрузивных тел долины реки Фомич: 820, 912, 1085, 1135 млн. лет [Беляков и др., 1970], а также 1100 и 1540 млн. лет [Кутейников и др., 1967]. Эти субвулканические тела прорывают докембрийские осадочные породы вплоть до нижнеюсмастахской свиты включительно (верхнеюсмастахские отложения в этом районе размыты) и отсутствуют в перекрывающих их венд-кембрийских отложениях.

Подводя итог вышесказанному необходимо отметить, что все приведенные выше и приводимые ниже датировки абсолютного возраста получены практически 40 лет назад K-Ar методом по глаукониту (для осадочных пород) или по породе в целом (для магматических пород) с использованием методик и оборудования, часто не отвечающих современным требованиям. K-Ar определения абсолютного возраста нередко противоречат наблюдаемым геологическим взаимоотношениям и в ряде случаев не подтверждаются датированием, проведенным позднее Rb-Sr, Sm-Nd и U-Pb методами, что указывает на необходимость их осторожного использования [Королева и др., 1999]. В настоящее время упомянутые определения абсолютного возраста можно трактовать лишь как очень приблизительные оценки с порядком ошибки в десятки, а то

и в первые сотни миллионов лет. В связи с этим очевидна необходимость в новых изотопных исследованиях интрузивных тел Анабарского поднятия, выполненных на современном уровне.

3.1.3. **Результаты изотопных исследований интрузивного тела долины реки Фомич**.

Для определения изотопного возраста были использованы пробы, отобранные из интрузивного тела, обнажающегося в долине реки Фомич, приблизительно в 10 км ниже устья ручья Бурустах (рис. 4.1, точки 5 и 6). Тело залегает в породах устьильинской свиты, однако близлежащие интрузии рвут так же и котуйканскую свиту.

Химическая обработка проб, выделение неодима и самария для их измерения на масс-спектрометре проводились в условиях «чистой комнаты» с использованием соответствующим образом очищенных реагентов. Исследовались валовая проба, а также плагиоклаз, апатит и два пироксена, выделенные из пробы с использованием магнитной сепарации и тяжелых жидкостей. Проба пироксена представляет собой очень чисто отобранный гиперстен, тогда как пироксен-2 представляет собой тонкую вкрапленность ортопироксена в магнетите. При работе с этой пробой был использован метод селективного выщелачивания, при котором большая навеска магнетита сначала растворялась в соляной кислоте, а нерастворимый в HCl остаток, составлявший не более десяти процентов от исходной навески, растворялся затем, как и остальные пробы, в смеси HF и HNO_3 при повышенной температуре. После добавления к растворенным пробам смешанного изотопного трассера ^{150}Nd + ^{149}Sm и перевода их в хлоридную форму проводилось хроматографическое выделение рубидия, стронция и суммы редких земель на катионите BioRad AG 50W-X8. Выделение самария и неодима проводилось хроматографическим способом с использованием HDEHP. Изотопный состав неодима и самария измерялся на девятиколлекторном масс-спектрометре Triton TI в ГЕОХИ РАН с точностью не хуже 0.005% для отношения $^{143}Nd/^{144}Nd$ и 0.1% для отношения $^{147}Sm/^{144}Nd$. Расчет изохроны выполнен по программе Isoplot. Полученные данные приведены в таблице 3.1 и в виде изохронной диаграммы на рисунке 3.2.

Как видно из представленной изохронной диаграммы возраст изученных долеритов, определенный с высокой точностью для данного метода, равен 1513±51 (2δ) млн лет.

Таблица 3.1. Результаты анализа Sm-Nd изотопной системы в минералах интрузивного тела (точки 5 и 6) долины реки Фомич.

№	Объект исследования	Содержание, ppm		Изотопные отношения	
		Sm	Nd	$^{143}Nd/^{144}Nd$	$^{147}Sm/^{144}Nd$
1	Валовая проба	5.595	23.56	0.1436	0.512149
2	Апатит	396.8	1753	0.1368	0.512078
3	Плагиоклаз	0.294	1.427	0.1247	0.511947
4	Пироксен-2	1.353	4.55	0.1797	0.512476
5	Пироксен	2.243	6.268	0.2164	0.512874

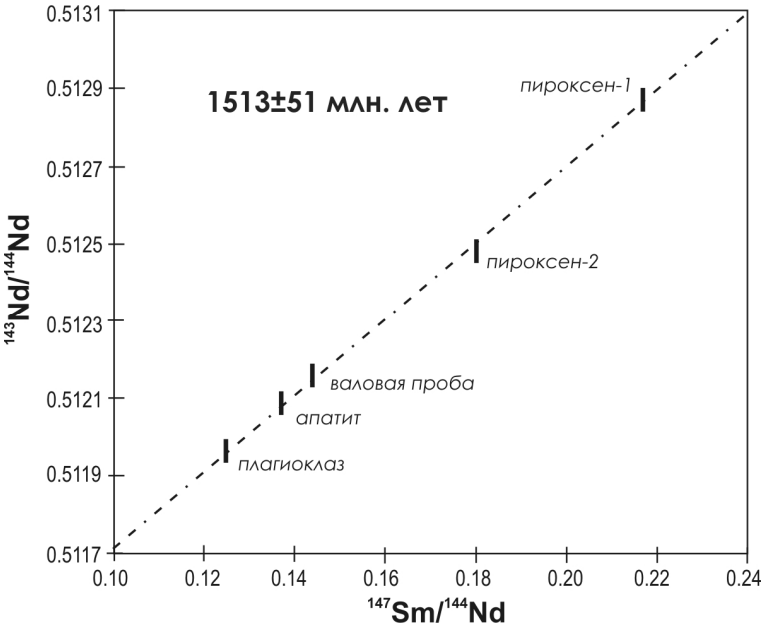

Рисунок 3.2.
Изохронная диаграмма.

3.2. **Учуро-Майский район**.

Учуро-Майский район расположен на юго-восточной окраине Сибирской платформы, где занимает бассейны правых притоков реки Алдан от реки Учур на юге до реки Белой на севере. В его пределах вскрывается один из наиболее полных и палеонтологически охарактеризованных рифейских разрезов мира, выделяемый как гипостратотип рифея [Семихатов, Серебряков, 1983]. В геологическом строении Учуро-Майского района выделяется два основных структурных элемента: Учуро-Майская плита и Юдомо-Майская складчато-глыбовой зоны, расположенной южнее и отделенной от плиты сложно построенным Нельканским швом, протягивающимся в меридиональном направлении более чем на 700 км [Шенфиль, 1991].

3.2.1. **Стратиграфия**.

Учуро-Майский район является единственным в Сибири, где непосредственно под нижнерифейскими отложениями залегает специфический вулканогенно-терригенный комплекс, представленный *улканской серией* и несогласно перекрывающей ее *биридинской свитой*. Наблюдаются эти отложения в Улканском прогибе (грабене) [Шенфиль, 1991]. Улканская серия сложена красноцветными песчаниками вулканомиктового и аркозового состава, липаритов, трахиандезитов, вмещающих множество комагматичных тел, преимущественно субщелочных гранитов. Биридинская свита представлена конгломератами, полевошпат-кварцевыми песчаниками, трахиандезитами и липаритами. Возраст описанных отложений оценивается, по последним данным, в 1700-1740 млн. лет [Larin et al., 1997].

Выше, на развитой по кристаллическим породам фундамента и улкано-биридинским отложениям площадной коре выветривания, несогласно залегают нижнерифейские отложения учурской серии, среднерифейские аимчанская и керпыльская серии, верхнерифейские лахандинская и уйская серии; венчает Учуро-Майский докембрийский разрез юдомская серия венда.

Стратиграфическая колонка рифейских отложений Учуро-Майского района приведена на рис. 3.1.

Учурская серия (R_1) объединяет гонамскую, омахтинскую и эннинскую свиты, развитые в пределах Учурской впадины и относимые к нижнему рифею. В северной части Юдомо-Майского прогиба с учурской серией сопоставляются отложения пионерской свиты хандинской серии [Шенфиль, 1991].

Гонамская свита, стратотипический разрез которой находится на правом берегу реки Учур, у устья ручья Бердякит, имеет преимущественно терригенный состав и подразделяется на 5 пачек. В основании свиты на породах фундамента залегают конгломераты (2.5 м). Четыре нижние пачки сложены красноцветными полевошпат-кварцевыми песчаниками с прослоями алевролитов и доломитов, а верхняя пачка сложена разнозернистыми красноцветными песчаниками. Мощности и строение гонамской свиты в пределах Учурской впадины изменчивы: минимальную мощность (до 20 м) и чисто терригенный состав свита имеет в северо-западной части впадины, по реке Учур ниже устья реки Гыным. Максимальной мощности (до 380 м) гонамская свита достигает в центре впадины, в районе устья рек Гонам и Идюм. Следует заметить, что отложения, принимавшиеся некоторыми исследователями за

конкулинскую свиту, на самом деле являются песчаниками нижней части гонамской свиты, а не являются доучурскими [Шенфиль, 1991].

Имеются следующие данные об абсолютном возрасте гонамской свиты и его ограничения:

- K-Ar (по глаукониту) из нижних горизонтов – 1570-1500 млн. лет [Шенфиль, 1991];
- в пределах Горностахской антиклинали, в нижних горизонтах учурской серии найдены обломочные цирконы с U-Pb возрастом 1717±32 млн. лет, а рвущая эти горизонты дайка имеет Sm-Nd возраст 1340±55 млн. лет [Худолей, 2003];
- на востоке Алданского щита учурская серия перекрывает гранитоиды Улканского грабена, U-Pb возраст наиболее молодых из которых (по циркону) составляет 1703±18 млн. лет [Неймарк и др., 1992].

Омахтинская свита залегает на гонамской с постепенными переходами, причем смена терригенных пород гонамской свиты существенно карбонатными породами омахтинской свиты происходит в разных частях Учурской впадины на различных уровнях, т.е. граница между этими свитами не является строго изохронной. В своем стратотипе, уже упоминавшемся разрезе у устья ручья Бердякит, омахтинская свита представлена ритмично чередующимися красноцветными кварцевыми песчаниками и розовато- и желто-серыми доломитами, а в верхней трети разреза – красноцветными полевошпат-кварцевыми песчаниками с прослоями алевролитов и аргиллитов. Мощность свиты около 200 м. Определенный K-Ar методом по глаукониту возраст омахтинских отложений составляет 1400 млн. лет [Шенфиль, 1991].

Эннинская свита залегает на омахтинской свите, контакт свит в коренном обнажении нигде не вскрыт. Стратотип эннинской свиты также находится в разрезе у устья ручья Бердякит. Здесь она представлена полевошпат-кварцевыми и кварцевыми песчаниками от серого цвета до красных оттенков, содержащие в средней части прослои доломитов. Мощность свиты 200 м. По мере удаления от стратотипа к востоку, югу и северу, песчаники эннинской свиты насыщаются прослоями карбонатных пород, и свита становится сложно отличимой от омахтинской, из-за чего эннинские отложения часто включались в состав омахтинской свиты (см. ссылки в [Шенфиль, 1991], стр. 28). Полученные по глаукониту K-Ar и Rb-Sr определения возраста, составляющие 1158 и 1140 млн. лет, рассматриваются самими авторами определения как омоложенные [Семихатов и др., 1987].

Аимчанская серия (R_2).

Отложения аимчанской серии среднего рифея вскрываются в северной и южной частях Юдомо-Майского прогиба и на восточной окраине Учуро-Майской плиты.

Талынская свита является преимущественно терригенной и залегает с угловым и азимутальным несогласием на породах пионерской свиты. В составе свиты выделяются два крупных ритма, начинающихся светло-серыми кварцевыми песчаниками и заканчивающимися темно-серыми, иногда вишневыми алевролитами и аргиллитами, содержащими прослои песчаников. Мощность свиты до 1300 м. Определения абсолютного возраста глауконита K-Ar методом составляют 1230-1210 млн. лет [Шенфиль, 1991].

Светлинская свита, залегает согласно на подстилающих талынских отложениях и сложена двумя пачками серых доломитов с линзами кремней и строматолитами, между которыми залегают черные и темно-серые аргиллиты с прослоями доломитов. Мощность свиты до 330 м [Шенфиль, 1991].

Керпыльская серия (R_2).

Тоттинская свита залегает с несогласием на фундаменте и различных горизонтах учурской и аимчанской серий. В типовых разрезах она представлена монотонной, преимущественно аргиллит-алевролитовой толщей. В западной краевой части Учуро-Майской плиты в нижней ее части возрастает роль песчаников, в результате чего она может быть разделена на две части – региональные подсвиты. Верхняя часть известна как *омнинская подсвита*, а нижняя выделяется под названием *кондёрской подсвиты*. Особо отметим, что кондёрские слои долгое время отождествлялись с эннинской свитой [Нужнов С.В., 1967; Потапов С.В. и др., 1974] и полученные нами данные (см. ниже), возможно, поддерживают эту точку зрения.

Наилучшим образом кондёрская и омнинская подсвиты выделяются в разрезах, тяготеющих к Омнинскому поднятию, где тоттинская свита залегает непосредственно на фундаменте. Кондёрские отложения здесь представлены светло-серыми средне- и крупнозернистыми полевошпат-кварцевыми песчаниками, содержащими прослои и линзы кварцевых гравелитов. Выше залегает толща серых и вишневых аргиллитов с редкими прослоями алевролитов и песчаников, а завершает разрез кондёрской подсвиты алевролит-песчаниковая толща. Общая мощность подсвиты составляет около 100 м. Верхняя, омнинская подсвита, представлена однообразной толщей зеленовато-серых и серых аргиллитов и алевритистых аргиллитов (до 350 м). Общая мощность

тоттинской свиты в пределах Омнинского поднятия около 420-440 м. [Семихатов, Серебряков, 1983]

Один из наиболее полно изученных в этой работе разрезов, находится несколько северо-западнее от описанного выше разреза, в нижнем течении реки Большой Аим, в 8 км выше устья реки Омня. В нем строение тоттинской свиты остается близким к описанному, однако кондёрская часть несколько обогащается алевролитами и песчаниками. Базальную толщу свиты слагают светло-серые средне- и крупнозернистые кварцевые песчаники, содержащие тонкие прослои зеленовато-серых алевролитов (20 м). Средняя толща (80 м) представлена алевролитами и аргиллитами, окрашенных в зеленовато-серые тона, а в нижней части наблюдаются также прослои вишневых разностей. Верхняя часть кондёрской подсвиты имеет мощность всего 11 м и представлена преимущественно сероцветными средне- и крупнозернистыми кварцевыми песчаниками с грубой косой слоистостью. Омнинская часть тоттинской свиты представлена в низовьях реки Большой Аим лишь в высыпках [Семихатов, Серебряков, 1983].

Из тоттинской свиты известно несколько K-Ar определений по минералогически не изученному глаукониту (снизу вверх по разрезу): 1170, 1140, 1120, 1070, 1000, 970 млн. лет [Шенфиль, 1991]. Модельные Rb-Sr определения возраста иллита и глауконита колеблются от 876 до 774 млн. лет и рассматриваются как омоложенные [Семихатов и др., 1987].

Согласно недавним определениям, песчаники тоттинской свиты содержат обломочные цирконы с U-Pb возрастом 1300±5 млн. лет [Худолей, 2003] (по последним данным – около 1100 млн. лет [А.К.Худолей, у.с.]).

Малгинская свита залегает согласно на аргиллит-алевролитовой толще тоттинской свиты, наиболее полный ее разрез вскрыт на реке Мая. Свита сложена толщей различных по цвету известняков, суммарной мощностью до 400 м, с прослоями битуминозных «горючих» сланцев. Изохронный Pb-Pb возраст карбонатных пород из малгинской свиты отражает время раннего диагенеза этих пород и составляет 1043±14 млн. лет [Ovchinnikova et al., 2001].

Ципандинская свита, залегающая согласно на малгинской свите, представлена светло-серыми доломитами. Мощность свиты колеблется до 500 м. Изохронный Pb-Pb возраст пород ципандинской свиты составляет 1035±60 млн. лет [Ovchinnikova et al., 1995].

Лахандинская серия (R_3).

В состав лахандинской серии (ранее она выделялась в ранге свиты) входит 4 свиты (ранее – подсвиты): кумахинская, мильконская, нельканская и игниканская. В некоторых источниках первые три свиты объединяются в одну – нерюенскую. Отложения лахандинской серии залегают на ципандинских доломитах с перерывом; на отдельных участках по породам ципандинской свиты развита кора выветривания.

Кумахинская свита представлена красно-коричневыми и зелеными аргиллитами, в некоторых разрезах выделяется мощная пачка строматолитовых доломитов. Общая мощность свиты порядка 50-100 м [Шенфиль, 1991].

Мильконская свита связана с кумахинской постепенными переходами. Нижняя часть свиты состоит из известняков и доломитов, часто строматолитовых, с прослоями табачно-зеленых и красных аргиллитов (20 м). Верхняя часть свиты представлена толщей строматолитовых и хемогенных известняков (55 м). Общая мощность свиты достигает 320 м [Шенфиль, 1991]. Изохронный Pb-Pb возраст пород мильконской свиты составляет 1025±40 млн. лет [Семихатов и др., 2000].

Нельканская свита залегает на мильконских отложениях согласно и представлена в основном зеленовато-серыми и красными аргиллитами, содержащих единичные прослои песчаников и серых строматолитовых известняков. Общая мощность до 320 м. Определение абсолютного возраста K-Ar методом по глаукониту составляет 970 млн. лет [Шенфиль, 1991].

Игниканская свита залегает согласно на подстилающих отложениях нельканской свиты и сложена известняками и доломитами различной окраски. Общая мощность свиты достигает 300 м. Датировка абсолютного возраста (K-Ar, глауконит) составляет 870 млн. лет [Шенфиль, 1991].

Уйская серия (R_3).

Уйская серия, представленная терригенными породами, завершает рифейский разрез Учуро-Майского района. Несмотря на резкие формационные отличия от нижележащих карбонатных толщ, в большинстве разрезов наблюдается согласное залегание этой серии на отложениях лахандинской серии. Однако в ряде разрезов отмечены следы предформационных размывов. Уйская серия подразделяется на 2 свиты: кандыкскую и усть-кирбинскую.

Кандыкская свита представлена чередованием мощных пачек алевролитов и песчаников, с редкими прослоями аргиллитов в первых из них. Общая мощность свиты достигает на территории Юдомо-Майского прогиба 2 км. Определения абсолютного

возраста K-Ar методом по глаукониту из нижней части свиты составляет 760 и 700 млн. лет. Модельный Rb-Sr возраст составляет 707 млн. лет [Шенфиль, 1991]. Силл, внедренный отложения кандыкской свиты, имеет U-Pb (по бадделеиту) возрастные датировки 1005±4 млн. лет и 947±7 [Rainbird et al., 1998], а также 942±19 млн. лет Sm-Nd методом [Павлов и др., 2002].

Усть-кирбинская свита залегает на отложениях кандыкской свиты согласно и представлена преимущественно алевролит-аргиллитовой толщей с прослоями полимиктовых песчаников. Общая мощность свиты достигает 1 км.

3.2.2. **Магматизм и тектоника**.

Наиболее значительными магматическими образованиями докембрийского возраста на территории Учуро-Майского района являются позднерифейские кольцевые ультраосновные щелочные интрузивы Ингили, Кондёр и некоторые другие. В пределах района выделяются также дайки и силлы пород основного состава позднерифейского возраста [Павлов и др., 2002; Rainbird et al., 1998].

В поздней юре и раннем мелу Становой пояс и юг Алданской провинции стали ареной интенсивной магматической, в основном интрузивной деятельности, которая выразилась в образовании многочисленных плутонов щелочных гранитоидов, а также субвулканических интрузий, сложенных сиенит-порфирами, шелочными и нефелиновыми сиенитами [Хаин, 2001].

В пределах Учуро-Майской плиты разрывные нарушения развиты крайне слабо; редкие пологие складки в осадочных рифейских породах приурочены к приразломным зонам. Возраст складок и разрывных нарушений следует считать, вероятно, позднемезозойским, поскольку именно в это время, одновременно со складчатостью в Верхояно-Чукотской области, произошла складчатость в соседней с Учурской впадиной Юдомо-Майской зоне [Семихатов и Серебряков, 1983].

Глава 4
Палеомагнетизм рифейских пород Северного и Западного склонов Анабарского поднятия.

4.1. Западный склон Анабарского поднятия.

Объекты исследований.

В пределах западного крыла Анабарской антеклизы, в долинах рек Джогджо и Котуйкан, был изучен интрузивный магматический комплекс, представленный дайками и силлами основного, местами субщелочного состава. На протяжении около 150 км, в 17 точках (сайтах), было опробовано 15 интрузивных тел, мощность которых в большинстве случаев не превышала первых метров, изредка достигая 10 метров. Из каждого тела было отобрано от 10 до 40 ориентированных образцов; там, где это представлялось возможным, были опробованы контактовые зоны интрузий с вмещающими породами.

Изученные интрузивные тела распространены в области развития рифейского осадочного комплекса. Они внедрены в карбонаты верхней подсвиты котуйканской свиты, нижнюю и верхнюю подсвиты юсмастахской свиты, и отсутствуют среди несогласно перекрывающих их венд-кембрийских отложений.

Также для палеомагнитных исследований были опробованы терригенные осадочные породы нижнерифейских бурдурской, лабазтахской и усть-ильинской свит, обнажающиеся в долине реки Маган.

Схема исследованных объектов приведена на рис. 4.1, полный список точек отбора образцов представлен в Приложении Б в конце работы.

Компонентный анализ.

Температурная чистка выявила наличие четко интерпретируемой палеомагнитной записи в девяти из пятнадцати исследованных интрузивных тел (рис. 4.3, точки 1, 2, 3, 6, 7, 9, 10, 14, 15, 17). Естественная остаточная намагниченность изученных образцов имеет в своем составе одну, две или три компоненты намагниченности как прямой, так и обратной полярности.

В самом простом случае выделяется единственная компонента намагниченности, разрушающаяся при нагревании до температуры около 580-595°С (рис. 4.4, а).

В случае двухкомпонентной намагниченности выделяются низко- и высокотемпературная компоненты: низкотемпературная компонента (LT-1), разрушающаяся при нагреве до 200-250°С и имеющая современный возраст и, вероятно, магнитовязкую природу, и высокотемпературная компонента (HT-1), которая выделяется в интервале температур от 250° до 595°С (рис. 4.4, д).

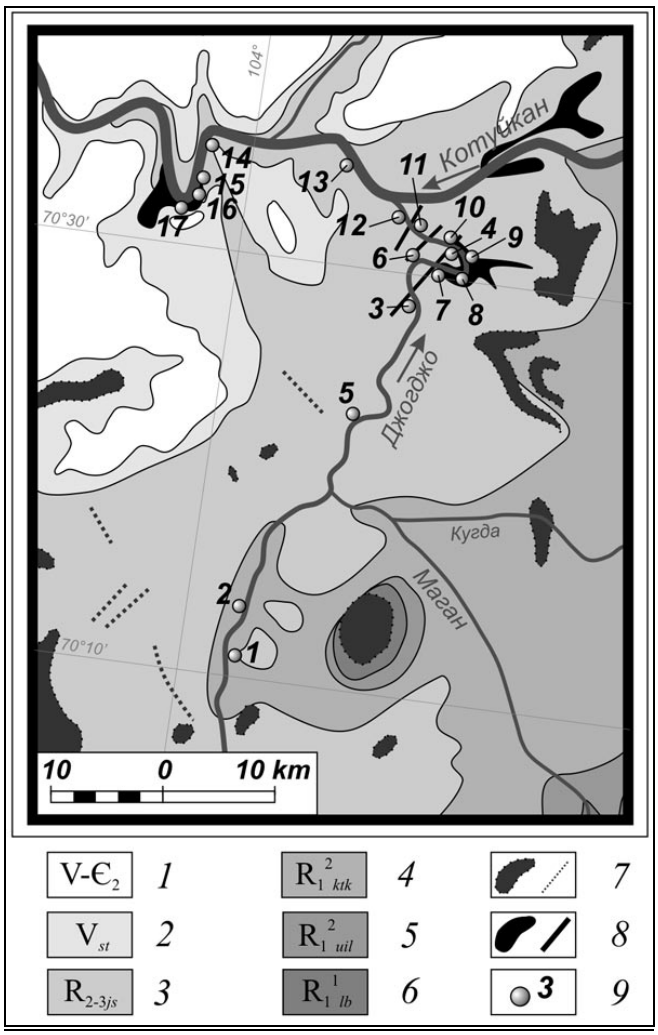

Рисунок 4.1.
Схема исследованных объектов западного склона Анабарского поднятия.
1 – отложения венда-среднего кембрия, 2 – старореченская свита венда, 3 – юсмастахская свита, 4 – котуйканская свита, 5 – устьильинская свита, 6 – лабазтахская свита, 7 – интрузивные тела P_2-T_1, 8 – интрузивные тела докембрийского возраста, 9 – точки отбора образцов.

В ряде случаев трехкомпонентной намагниченности выделяется низко- (LT-2, до 300°С), средне- (МТ-2, 300-500°С) и высокотемпературная (НТ-2, 500-595°С) компоненты намагниченности (рис. 4.4, б-г). Как и в предыдущих случаях, низкотемпературная компонента LT-2 имеет направление современного поля Земли. Векторы компонент намагниченности МТ-2 и НТ-2 приблизительно противоположно направлены, однако угол между ними отличается от 180º (на величину порядка 20º), что не позволяет считать эти компоненты строго антиподальными. Подобную ситуацию можно было бы наблюдать в случае перемагничивания пород путем их вторичного прогрева, источником которого могли являться либо более молодые протерозойские

интрузии, либо трапповые образования пермо-триасового возраста. Однако следы такого перемагничивающего события следовало бы ожидать в палеомагнитной записи всех образцов в пределах одного тела, а не в единичных случаях, как это наблюдается. Кроме того, направление намагниченности трапповых тел и выделенных компонент резко различно, что опровергает гипотезу траппового перемагничивания. Возможным объяснением наблюдаемого поведения вектора намагниченности может служить явление частичного самообращения, подобное обнаруженному нами в близких по составу основных породах пермо-триасовой трапповой интрузии р.Столбовой (см. часть 1). Отличие же компонент МТ-2 и НТ-2 от антиподальности логично объяснить неполным удалением современной компоненты намагниченности при выделении компоненты МТ-2, что подтверждается тем фактом, что проекция вектора МТ-2 лежит на большом круге между проекциями векторов современного поля и компоненты НТ-2.

Рассчитанные направления высокотемпературной компоненты намагниченности интрузивных тел Западного Прианабарья (среднетемпературная компонента при расчетах не использовалась) приведены в таблице 4.1 и отражены на рис. 4.5. В виду того, что компонента НТ-2 выявлена лишь в 4 образцах, в сводную статистику она не включена.

В пользу первичности намагниченности пород интрузивных тел долин рек Джогджо и Котуйкан свидетельствует: (а) указание на возможность частичного самообращения намагниченности в нескольких образцах, (б) наличие двух практически противоположно направленных компонент намагниченности, (в) выдержанность выделенных компонент намагниченности на большой территории, а так же (г) отличие рассчитанных палеомагнитных полюсов от более молодых полюсов Сибирской платформы. Палеомагнитный полюс, отвечающий компоненте НТ-1, лежит в непосредственной близости от ранне- среднерифейских палеомагнитных полюсов Ангаро-Анабарского блока Сибирской платформы, полученных ранее Константиновым (силл Сололи) и Эрнстом (куонамский и чиэресский дайковые рои) (табл. 4.2; рис. 4.9), что также служит одним из доводов для обоснования первичности намагниченности исследованных интрузивных тел. В пользу первичности намагниченности также свидетельствует указание на возможность частичного самообращения намагниченности в нескольких образцах.

К сожалению, образцы осадочных пород, отобранные из приконтактовых зон интрузивов для проведения теста контакта, несут крайне шумный палеомагнитный сигнал и непригодны для интерпретации.

4.2. **Северный склон Анабарского поднятия**.

Объекты исследований.

На северном крыле Анабарской антеклизы, в долине реки Фомич, был опробован на палеомагнитные исследования интрузивный магматический комплекс докембрийского возраста и вмещающие его рифейские осадочные породы. Интрузивные тела сложены долеритами и представляют собой согласные с вмещающими осадочными породами тела (силлы), мощностью первые десятки метров. Реже встречаются дайки того же состава, имеющие мощность до 25 метров. На протяжении более 150 км, в 16 точках, было опробовано 8 интрузивных тел (рис. 4.2, Приложение Б). В каждом сайте было отобрано от 10 до 25 ориентированных образцов. В трех точках отбора (3, 24 и 25) для проведения теста контакта (обжига) были опробованы как зоны эндо- и экзоконтакта, так и вмещающие породы на удалении 100-300 метров от прорывающей их интрузии.

С целью получения более определенной датировки изученного интрузивного комплекса, из исследованного нами в точках 5 и 6 интрузивного тела, залегающего в устьильинской свите (близлежащие интрузивы, в том числе и изученные в этой работе, прорывают также и котуйканскую свиту), были отобраны геохимические пробы для определения абсолютного возраста Sm-Nd методом. Результаты изотопных исследований приведены в Главе 3, раздел 3.1.3.

Изученные интрузивные тела прорывают рифейские осадочные породы лабазтахской, усть-ильинской, котуйканской и низов юсмастахской свит, при этом отсутствуя в несогласно залегающих на перечисленных свитах отложениях нижнего кембрия. Для палеомагнитного изучения были опробованы 2 обнажения зеленовато-серых (местами с прослоями красноцветных песчаников) доломитов котуйканской свиты (точки 24 и 25) и два обнажения вишнево-красных алевролитов и песчаников бурдурской свиты (точки 3 и 4).

Результаты магнито-минералогических исследований образцов интрузивных тел реки Фомич.

На рис. 4.10, а также на рисунках 4.4 и 4.6 представлены типичные кривые размагничивания образцов из изученных районов. Так, главным магнитным минералом интрузивов Западного Прианабарья является магнетит или низкотитанистый

титаномагнетит, что определяется благодаря полному исчезновению остаточной намагниченности в области 540-580°С (рис. 4.10, б, г). Кривые зависимости магнитной восприимчивости (k) и термонамагниченности (J_{rt}) от температуры (рис. 4.10, а, в) подтверждают этот вывод.

Термоостаточная намагниченность J_{rt} создавалась при охлаждении образца в поле 0.5 эрстеда.

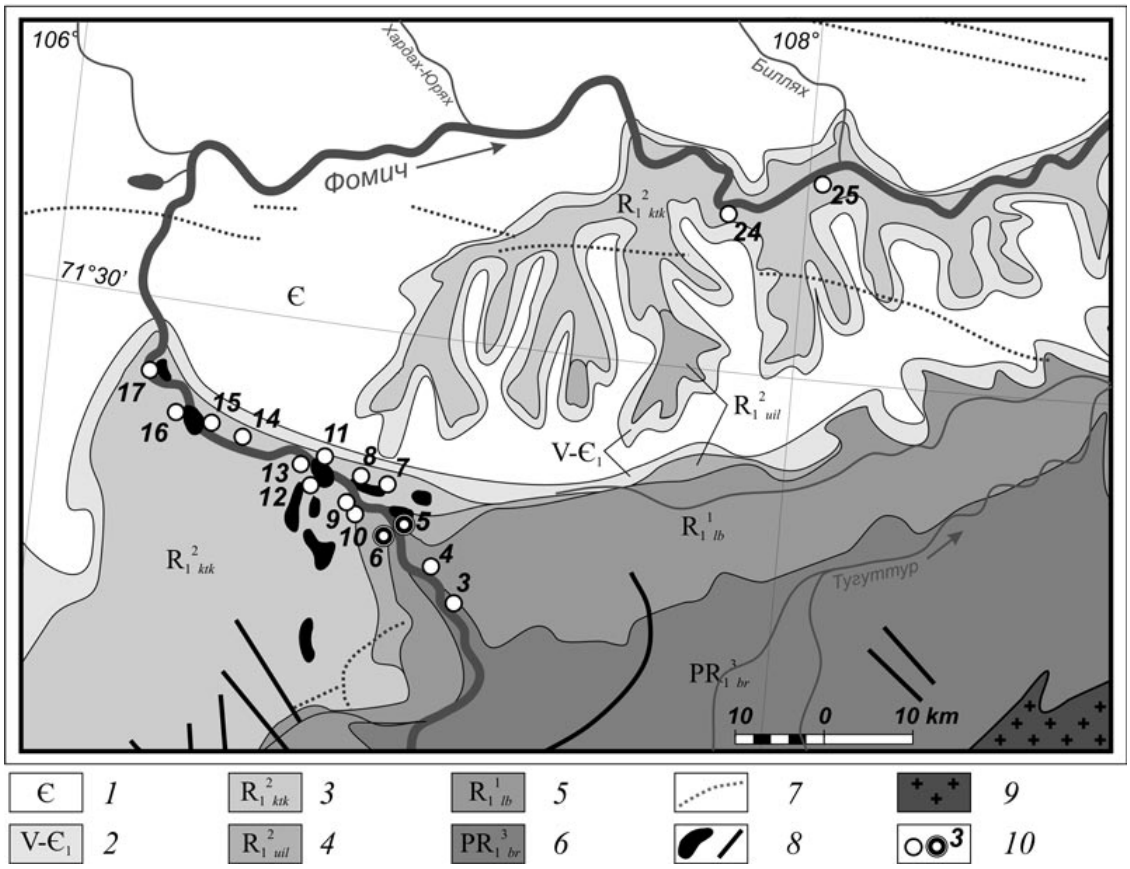

Рисунок 4.2.
Схема исследованных объектов северного склона Анабарского поднятия.
1 – отложения кембрия, 2 - отложения венда-нижнего кембрия, 3 – котуйканская свита, 4 – устьильинская свита, 5 – лабазтахская свита, 6 – бурдурская свита, 7 – интрузивные тела P_2-T_1, 8 – интрузивные тела докембрийского возраста, 9 – выступы докембрийского фундамента, 10 – точки отбора образцов.

Рисунок 4.10 (д) демонстрирует наличие в образце из интрузивного тела 12 Северного Прианабарья магнитного минерала, температура Кюри которого близка к таковой для магнетита; присутствие в этом образце относительно противоположно направленных компонент намагниченности объясняет «многоступечатость» кривой размагничивания (рис. 4.10, е).

Кривая размагничивания образца котуйканской свиты (рис. 4.10, ж) свидетельствует о наличии двух или трех магнитных минералов – магнетита (резкое падение намагниченности в окрестности 580°С), титаномагнетита (около 550°) и

гематита (полное исчезновение намагниченности при температуре около 685°С). Кривая размагничивания образца бурдурской свиты (рис. 4.10, з) указывает на наличие магнетита как единственного носителя намагниченности.

При исследовании образцов из интрузивных тел долины реки Фомич с помощью микрозонда «Camebax» найдены структуры двухтемпературного гетерофазного окисления титаномагнетита с ламелями ильменита (гемоильменита) размером от 0,2 до 10 мкм (рис. 4.11, а). Структуры можно наблюдать с использованием всех примененных методик (наблюдение зерен титаномагнетитов в аншлифах; наблюдение зерен в аншлифах, покрытых наноферроколлоидом; наблюдение зерен в аншлифах после травления соляной кислотой; микрозондовое изучение зерен в аншлифах до травления и после травления соляной кислотой). Так, после травления соляной кислотой (травится шпинельная фаза) становятся хорошо заметными «матрешки» – вложенные структуры ламелей (рис. 4.11, б). Крупные ламели размером 1-10 мкм могли сформироваться при высокой температуре (ориентировочно при 1100ºС, исходя из микроструктурного геотермометра [Гапеев А.К. и др., 1986]), а мелкие, с размером от 0,3 мкм до 0,7 мкм, – при температуре 500-700ºС. Эти данные, наряду с ограниченным развитием вторичных низкотемпературных изменений зерен, позволяют надеяться на сохранность палеомагнитного сигнала термоостаточной природы, записанного во время остывания исследуемых интрузивных тел.

Компонентный анализ.

Интрузивный комплекс.

Детальные температурные чистки показали наличие в образцах из изученных интрузивных тел информации о направлении древнего геомагнитного поля, за исключением образцов из одного сайта (рис. 4.2, точка 13). В образцах из остальных точек опробования уверенно выделяются низкотемпературная (современная) и высокотемпературная (характеристическая) компоненты намагниченности. Низкотемпературная компонента разрушается при прогреве образцов до 160-200°С и представляет собой сумму природной современной и лабораторной вязкой компонент намагниченности.

Характеристическая компонента имеет как прямую, так и обратную полярность, причем в нескольких исследованных телах (точки 9, 10, 11, 14, 16, 17, 24) обе полярности выделяются одновременно. Данная компонента намагниченности является наиболее стабильной и разрушается в интервале температур от 250° до 580°С (рис.

4.6, а). Наличие компонент намагниченности прямой и обратной полярности дает возможность провести тест обращения. Из-за недостаточного количества объектов выполнять этот тест на уровне средних по сайтам не корректно, однако близкий по смыслу результат можно получить при сравнении распределений индивидуальных векторов (на уровне образцов). Тест обращения [McFadden, McElhinny, 1990] указывает на то, что полученные направления статистически (на 95%-ом уровне значимости) различаются: угол между этими направлениями составляет 12.4º, тогда как соответствующее критическое значение угла равно 11.5º. Тем не менее, средние направления прямой и обратной полярности близки к антиподальности, а отрицательный результат теста обращения наиболее естественно объяснить неполным удалением в процессе чистки современной компоненты намагниченности. Поскольку отличие средних направлений после приведения к одной полярности невелико, следует ожидать, что среднее направление, полученное при осреднении данных по объектам, намагниченным прямо и обратно, практически не будет отличаться от истинного.

В ряде образцов ЕОН представлена двумя компонентами намагниченности (рис. 4.6, б) – низкотемпературной (20-250°С) компонентой, направление которой близкой к направлению современного поля Земли, и высокотемпературной (250-580°С) компонентой намагниченности, являющейся характеристической.

Важно отметить, что в ряде образцов выделяются две практически противоположно направленные компоненты намагниченности (рис. 4.6, в), что, по аналогии с приведенным выше примером намагниченности образцов долины реки Джогджо, может указывать на частичное самообращение намагниченности.

По причине разного количества выделенных направлений для каждой точки отбора, для обеспечения наиболее достоверного расчета среднего направления намагниченности на уровне точек отбора, наиболее тесно расположенные точки в пределах одного тела были сгруппированы в сайты. Рассчитанные направления характеристической компоненты намагниченности для каждого из 11 сайтов, а также среднее направление, приведены в таблице 4.1 и на рис. 4.7.

Палеомагнитный полюс, соответствующий рассчитанному среднему направлению высокотемпературных компонент намагниченности интрузивных тел долины реки Фомич, приведен в табл. 4.2. Из рисунка 4.9 видно, что полученный нами полюс так же, как и полюс интрузий западного Прианабарья, лежит поблизости от других позднепротерозойских полюсов Сибирской платформы. В частности он статистически не отличается от полюса, полученного Эрнстом по куонамским дайкам,

возраст которых 1503±5 млн. лет и близок к полюсу по чиэресской дайке, возраст которой 1384±2 млн. лет [Ernst et al., 2000].

Доводами в пользу первичности намагниченности исследованных интрузивных тел являются: (а) указания на частичное самообращение намагниченности, (б) наличие двух противоположно направленных компонент намагниченности, (в) выдержанность выделенных компонент намагниченности на значительном удалении, (г) наличие зерен титаномагнетита со структурами высокотемпературного окисления, что указывает на вероятную термоостаточную намагниченность этих зерен (см. выше «Магнитная минералогия»), (д) отличие полученного полюса интрузивных тел от более молодых полюсов Сибирской платформы. Палеомагнитный полюс интрузий реки Фомич (табл. 4.2, рис. 4.9) лежит относительно недалеко от полученных ранее мезопротерозойских полюсов Ангаро-Анабарского блока и полюса интрузивных тел Западного Прианабарья.

Осадочные породы.

Осадочные породы бурдурской (рис. 4.2, точки 3 и 4) и котуйканской свит (точки 24 и 25) также несут четкий палеомагнитный сигнал. Намагниченность образцов двухкомпонентная: выделяются низкотемпературная современная компонента (до 200°С) и высокотемпературная характеристическая компонента, с интервалом блокирующих температур от 560 до 685°С (рис. 4.6, в).

По выделенным высокотемпературным компонентам намагниченности осадочных пород котуйканской и бурдурской свит были рассчитаны соответствующие им палеомагнитные полюсы (табл. 4.2). Имеющаяся статистика по котуйканской свите не позволяет проводить осреднение направлений намагниченности на уровне сайтов, поэтому среднее направление было получено путем нахождения среднего на уровне образцов.

Полюс бурдурской свиты получен по обнажению 4. Породы обнажения 3 полностью перемагничены прорывающими их большой и маленькими дайками (рис 4.8, а). Различие направлений намагниченности пород бурдурской свиты в обнажениях 3 и 4 составляет 27.4° при критическом угле 5.8° (γ/γ_{cr} = 27.4/5.8; рис. 4.8, а), что дает основание считать бурдурские породы обнажения 4 не перемагниченными упомянутой интрузией (расстояние между обнажениями 3 и 4 составляет 4 км).

Как видно из рисунка 4.9, палеомагнитные полюсы бурдурской и котуйканской свит располагаются на небольшом расстоянии друг от друга несколько в стороне от полюсов по интрузиям Западного и Северного Прианабарья.

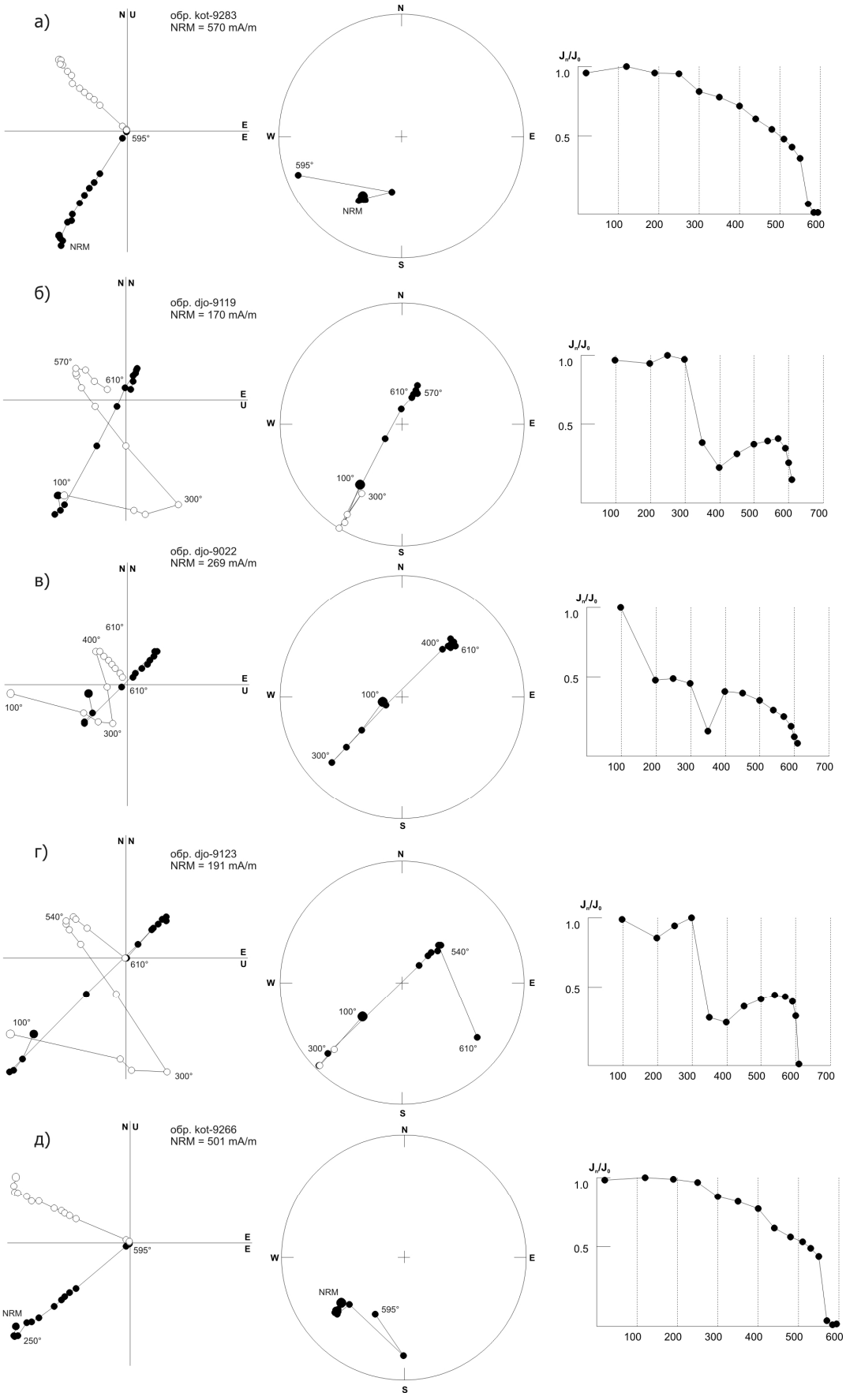

Рисунок 4.4. Результаты температурной чистки образцов интрузивных тел Западного Прианабарья. (Здесь и далее: J/J_0 – отношение остаточной намагниченности к ее

максимальному значению).

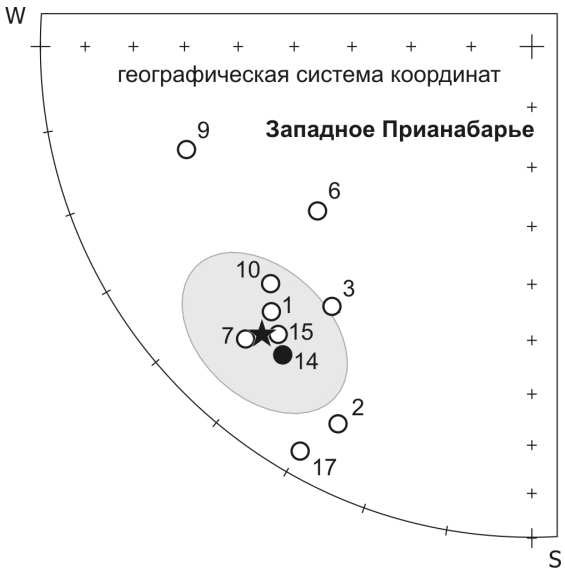

Рисунок 4.5.
Средние направления характеристической компоненты намагниченности для каждого сайта и среднее направление исследованных интрузивных тел Западного Прианабарья (звездочка).

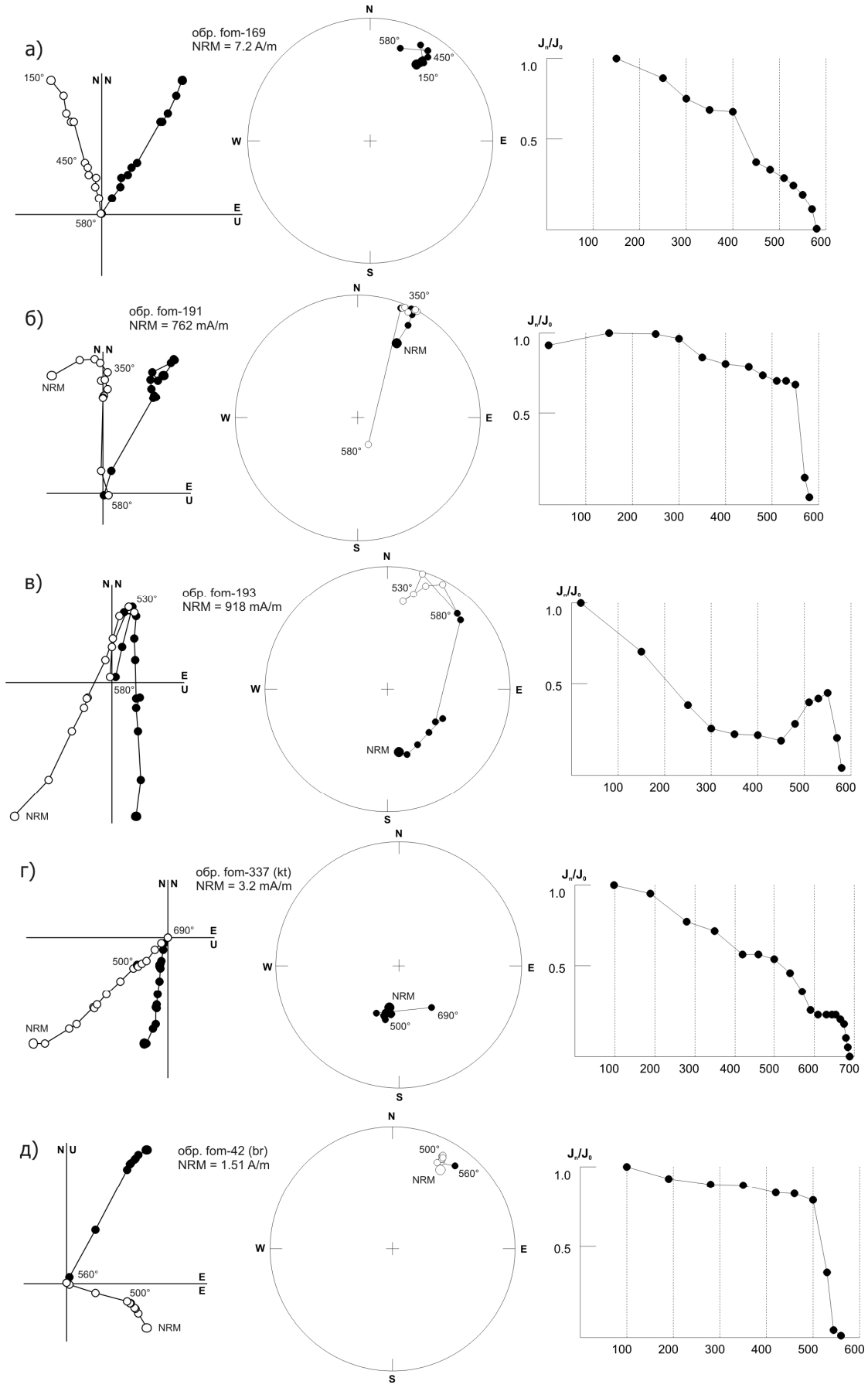

Рисунок 4.6. Результаты температурной чистки образцов интрузивных тел и осадочных пород Северного Прианабарья.

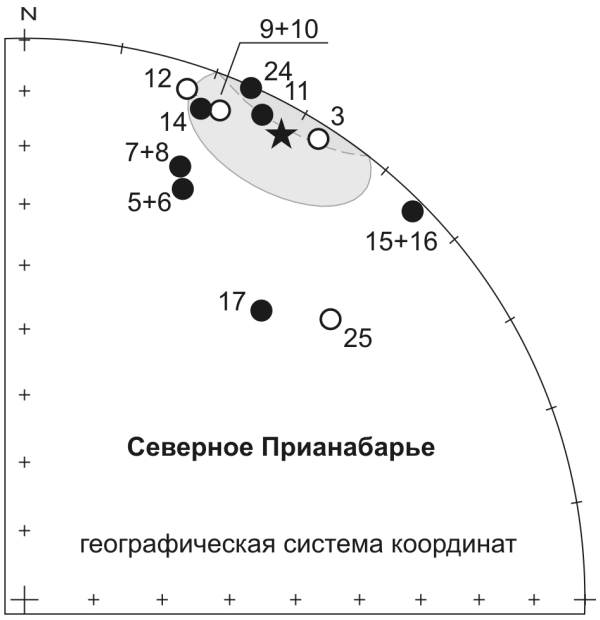

Рисунок 4.7.
Средние направления характеристической компоненты намагниченности для каждого сайта и среднее направление исследованных интрузивных тел Северного Прианабарья (звездочка).

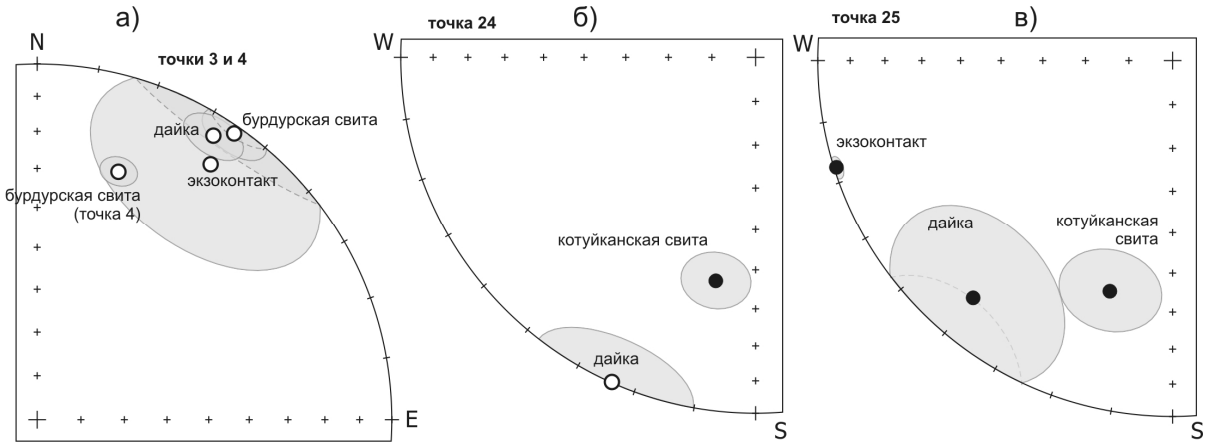

Рисунок 4.8. Стереограммы, иллюстрирующие направления выделенных компонент намагниченности в четырех обнажениях долины реки Фомич: а) полностью перемагниченные рвущей их дайкой породы бурдурской свиты обнажения 3 и среднее направление намагниченности образцов обнажения 4 бурдурской свиты; б) направление намагниченности пород котуйканской свиты и рвущей их интрузии (обнажение 24); в) то же для обнажения 25.

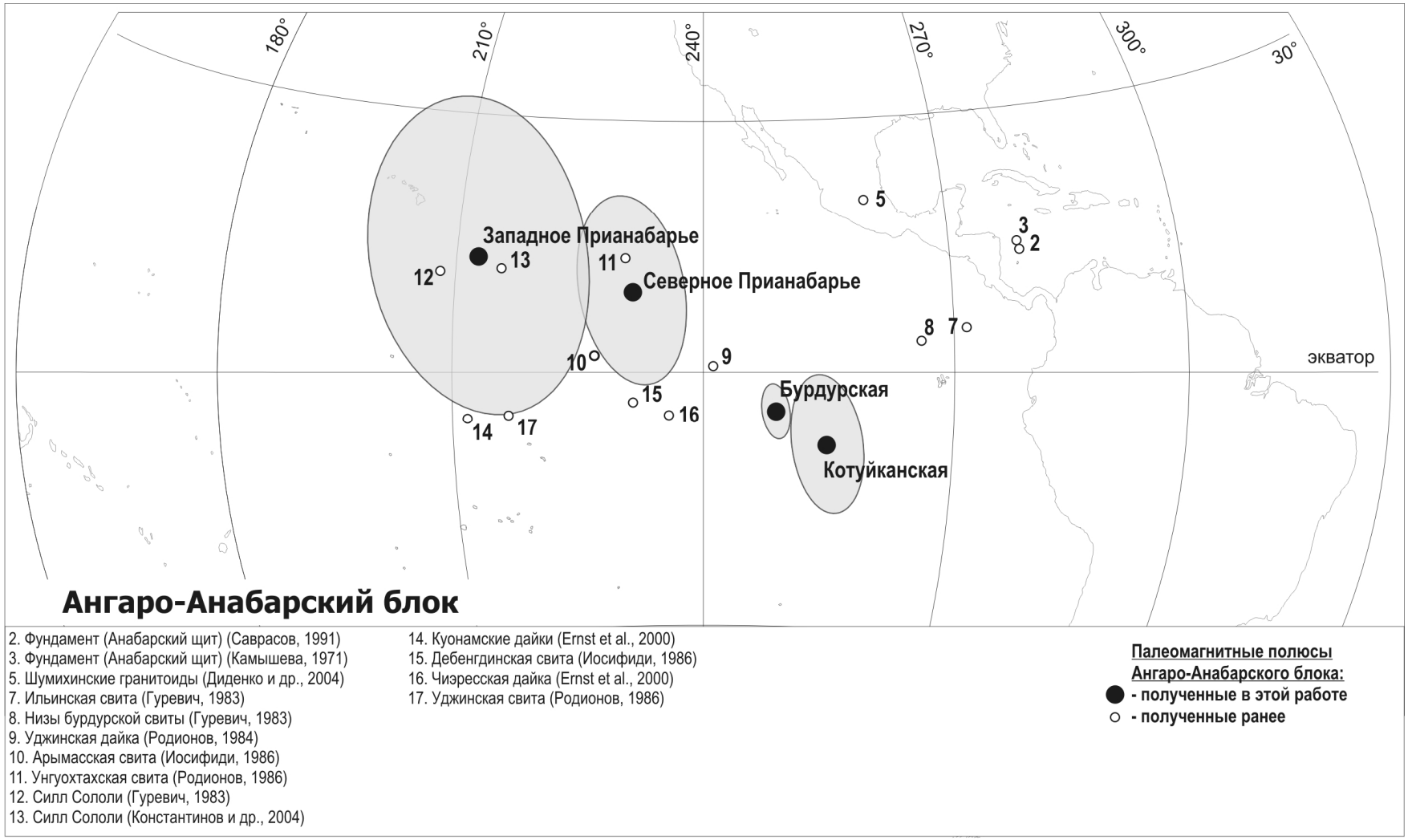

Рисунок 4.9. Палеомагнитные полюсы Ангаро-Анабарского блока Сибирской платформы, полученные в этой работе и опубликованные ранее. Положение полюсов приведено с учетом поправки за раскрытие Вилюйского рифта.

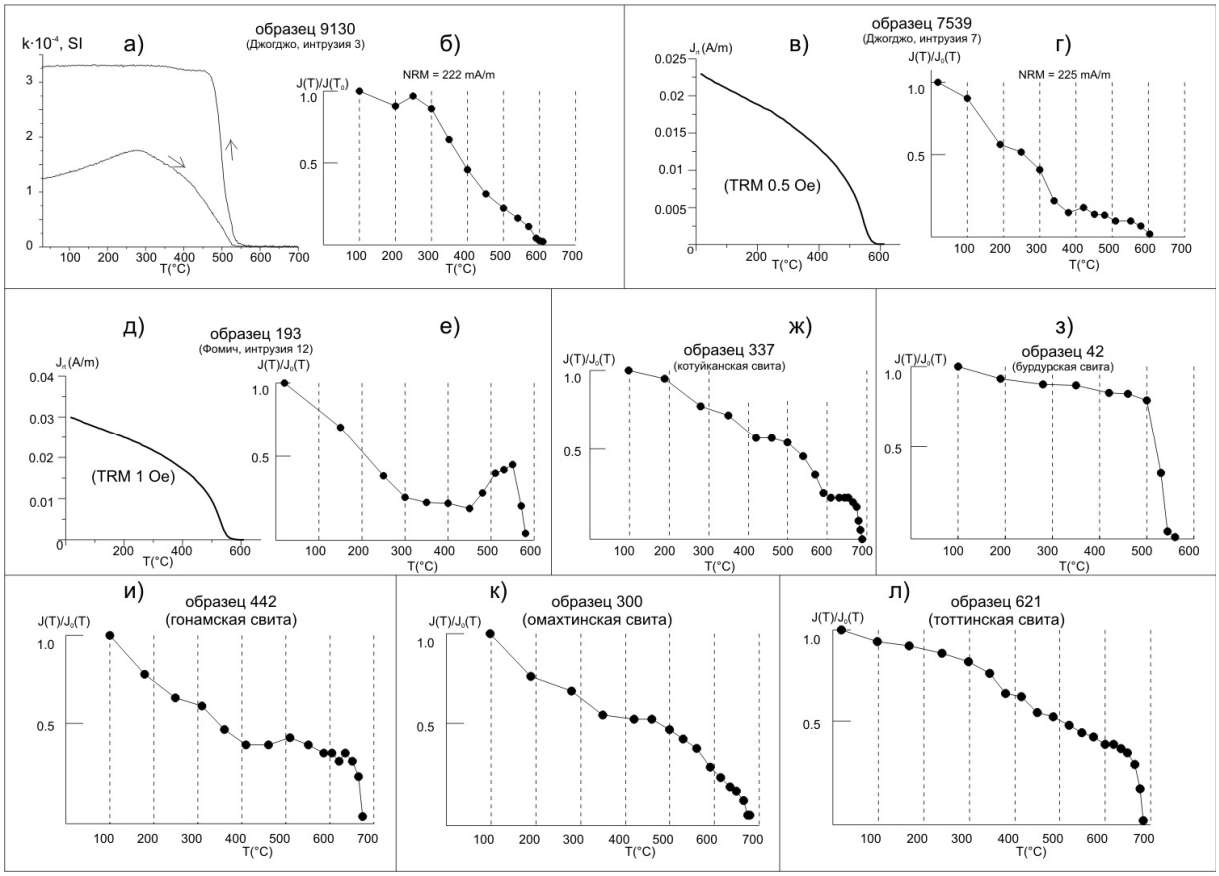

Рисунок 4.10. Магнитная минералогия: кривые размагничивания образцов изученных пород.

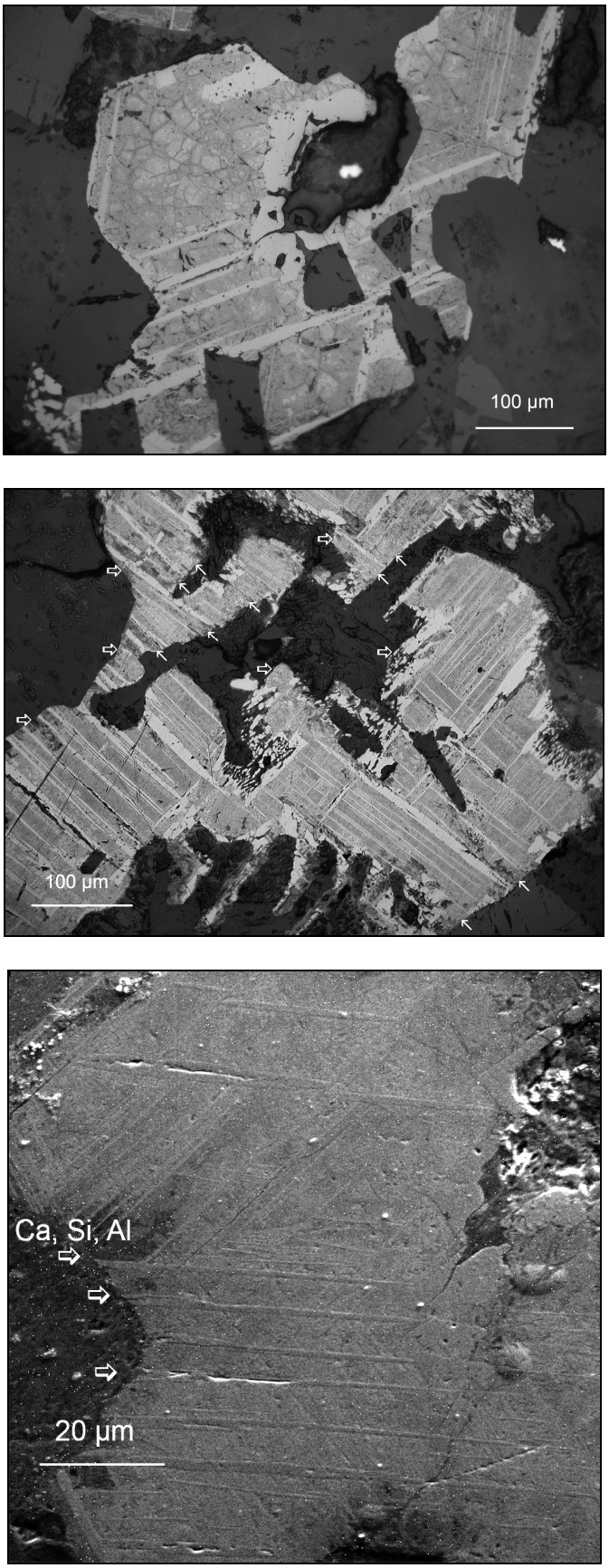

Рисунок 4.11. Результаты оптических и микрозондовых исследований.
(а) аншлиф с крупными неоднородностями, связанными с гетерофазным окислением титаномагнетита (видны ламели ильменита размером от первых мкм до десятков мкм); (б) после травления (HCl) заметны «матрешки» – вложенные структуры ламелей; (в) краевые части некоторых зерен титаномагнетитов частично замещены кальцием, алюминием и кремнием, но основная часть зерна остается неизмененной (микрозонд).

Таблица 4.1. Палеомагнитные направления: Западный и Северный склоны Анабарского поднятия.

№ точек отбора на схеме	точка отбора		N (S)	Географическая система				Стратиграфическая система				Примечания (образцы)
	φ	λ		D	I	K	α95	D	I	K	α95	
Западный склон Анабарского поднятия (реки Джогджо и Котуйкан)												
1	70°11’	104°07’	13	44.7	31.2	19.6	9.6	44.7	31.2	19.6	9.6	9010-9043
2	70°13’	104°10’	9	207.2	-14.6	29.0	9.7	207.2	-14.6	29.0	9.7	9052-9068
3	70°28’	104°17’	13	216.1	-36.4	35.1	7.1	216.1	-36.4	35.1	7.1	9100-9140
6	70°20’	104°20’	5	234.7	-44.1	52.9	10.6	234.7	-44.1	52.9	10.6	7512-7526
7	70°20’	104°20’	15	226.5	-17.9	31.5	6.9	226.5	-17.9	31.5	6.9	7527-7542
9	70°20’	104°20’	12	255.7	-27.5	41.3	6.8	255.7	-27.5	41.3	6.8	7558-7572
10	70°20’	104°20’	14	229.9	-28.9	44.1	5.3	229.9	-28.9	44.1	5.3	7573-7587
14	70°32’	103°52’	15	218.8	20.4	33.3	6.7	218.8	20.4	33.3	6.7	9261-9285
15	70°31’	103°54’	9	221.4	-16.9	47.7	7.5	221.4	-16.9	47.7	7.5	9286-9305
17	70°30’	103°54’	13	207.2	-4.5	18.7	9.9	207.2	-4.5	18.7	9.9	9321-9335
среднее (по сайтам):	**70°25’**	**104°08’**	**122 (10)**	**223.6**	**-20.9**	**13.2**	**13.8**	**223.6**	**-20.9**	**13.2**	**13.8**	
Северный склон Анабарского поднятия (р.Фомич). Интрузивные тела.												
3	71°17’	107°09’	8	32.5	-3.0	36.8	9.2	32.5	-3.0	36.8	9.2	31-45
5+6	71°20’	106°55’	11	21.1	22.5	29.1	8.6	21.1	22.5	29.1	8.6	81-108
7+8	71°23’	106°51’	9	20.1	18.9	15.6	13.4	20.1	18.9	15.6	13.4	109-138
9+10	71°22’	106°48’	9	21.8	-6.7	10.3	16.8	21.8	-6.7	10.3	16.8	139-168
11	71°22’	106°44’	5	26.2	4.0	11.3	23.7	26.2	4.0	11.3	23.7	169-183
12	71°22’	106°44’	5	17.8	-5.0	23.4	16.2	17.8	-5.0	23.4	16.2	184-193
14	71°24’	106°32’	6	19.8	7.7	47.1	9.9	19.8	7.7	47.1	9.9	204-214
15+16	71°25’	106°23’	7	45.0	2.4	5.5	28.3	45.0	2.4	5.5	28.3	215-236
17	71°26’	106°15’	5	40.6	33.3	39.0	12.4	39.1	37.7	31.9	13.8	237-247
24	71°38’	107°46’	8	23.9	0.1	17.1	13.8	23.9	0.1	17.1	13.8	259-273
25	71°40’	108°02’	4	39.9	-15.9	28.6	17.5	39.6	-13.7	22.3	19.5	305-334
прямая полярность (N)	71°30’	106°30’	55	24.3	11.5	15.1	5.0	24.3	11.5	15.1	5.0	γ/γ_{cr} =
обратная полярность (R)	71°30’	106°30’	22	215.5	5.8	6.4	13.3	215.1	5.0	5.9	13.9	12.4/11.5
среднее (по сайтам):	**71°30’**	**106°30’**	**77 (11)**	**27.9**	**5.3**	**22.2**	**9.9**	**27.7**	**5.9**	**21.3**	**10.1**	
Осадочные породы												
24 (Котуйканская свита)	71°38’	107°46’	5	190.1	36.3	113	7.2	190.1	36.3	113	7.2	259-304
25 (Котуйканская свита)	71°40’	108°02’	11	194.2	36.6	16.3	11.6	194.2	36.6	16.3	11.6	305-334
Котуйканская свита:	**71°40’**	**108°02’**	**16 (2)**	**192.9**	**36.5**	**23.0**	**7.9**	**192.9**	**36.5**	**23.0**	**7.9**	
3 (Бурдурская свита)	71°17’	107°09’	6	34.4	-0.8	108.2	6.5	34.7	-2.4	120.5	6.1	51-60
4 (Бурдурская свита)	**71°19’**	**107°02’**	**20 (1)**	**17.0**	**-28.8**	**108.1**	**3.2**	**18.2**	**-27.5**	**76.5**	**3.8**	61-80

N – число образцов, S - кол-во сайтов, D, I, K, α_{95} - параметры фишеровского распределения (склонение, наклонение, кучность и радиус круга доверия), γ - угловое расстояние между сравниваемыми векторами; γ_c - критический угол.

Таблица 4.2. Палеомагнитные полюсы объектов западного и северного склонов Анабарского поднятия.

Объект	Точка отбора		Палеомагнитный полюс (* – с поправкой)							
	φ	**λ**	N (S)	**Φ**	**Λ**	dp/dm	φ_m	Q_v	**Φ***	**Λ***
Анабарское поднятие:										
западный склон:	70˚25’	104˚08’	122 (10)	24.5	236.0	7.6/14.5	10.8	5	13.4	212.7
северный склон:										
- интрузивы	71˚30’	106˚30’	77 (11)	18.9	256.9	5.0/9.9	2.7	5	9.5	231.6
- котуйканская свита	71˚40’	108˚02’	16 (2)	-2.3	275.9	5.4/9.2	-20.3	3	-8.5	254.7
- бурдурская свита	71˚19’	107˚02’	20 (1)	2.5	270.6	1.9/3.5	-15.4	3	-4.6	248.6

***Подпись к таблице**: φ, λ – широта и долгота (средние) объекта; N – число образцов, S – кол-во сайтов; Φ, Λ – широта и долгота палеомагнитного полюса; dp/dm – величины полуосей овала доверия; φ_m – палеоширота; Q_v – надежность согласно (Van der Voo, 1990).*

** – полюсы с поправкой за раскрытие Вилюйского рифта (произведен поворот полюсов вокруг полюса Эйлера 117° в.д. и 62° с.ш. на угол 25° по часовой стрелке).*

Глава 5

Палеомагнетизм рифейских отложений Учуро-Майского района (Алданский щит).

5.1. Объекты исследований.

В Учуро-Майском районе, в долинах рек Мулам, Идюм, Алгама, Гонам, Учур, Б.Аим и Аим, автором, в составе Палеомагнитного отряда ИФЗ РАН, были проведены геологические и палеомагнитные исследования осадочных пород учурской серии нижнего рифея (гонамская, омахтинская и эннинская свиты), а также кондёрской свиты ($R_2?$) (согласно [Неволин и др., 1978]). На рис. 5.1 представлена схема расположения изученных обнажений.

Гонамская свита в 10 изученных обнажениях представлена красноцветными средне- и мелкозернистыми песчаниками и подчиненными им пестроцветными аргиллитами и алевролитами. Изредка встречаются прослои доломитов светло-серого (до вишневого) цвета. Среди опробованных обнажений следует отметить обнажение 12, представляющее собой крыло антиклинальной складки с углами падения слоев около 40°. Среди прочих детально был опробован разрез свиты в устье ручья Бердякит (обнажение 20).

Опробованные в 7 сайтах выходы **омахтинской свиты** сложены доломитами, в том числе строматолитовыми и онколитовыми, цвет которых варьирует от розоватого до вишневого, а также пачками и прослоями красноцветных и зеленоватых алевролитов и песчаников. Эта свита, также, была опробована в стратотипе (обнажение 20).

Эннинская свита была опробована в двух обнажениях, в которых представлена красноцветными мелкозернистыми песчаниками с редкими прослоями доломитов. Обнажение 20 (у устья ручья Бердякит) является стратотипом. К сожалению, характер обнажения 6 (гладко отпрепарированный выход в пологом береге) не позволяет уверенно утверждать о принадлежности указанных пород к эннинской свите, а не, скажем, к омахтинской. Однако по случайному совпадению, палеомагнитного результата по образцам из обоих обнажений получено не было и мы можем исключить их дальнейшего рассмотрения.

Кондёрская свита (согласно работе Семихатова и Серебрякова (1983) соответствующие слои рассматриваются как нижняя часть среднерифейской тоттинской свиты) была опробована в четырех обнажениях, в которых она представлена переслаиванием тонкоплитчатых пестроцветных аргиллитов и

алевролитов с редкими маломощными пачками кирпично-красных средне-крупнозернистых песчаников. Описание одного из опробованных обнажений приведено в разделе «Стратиграфия» (см. выше).

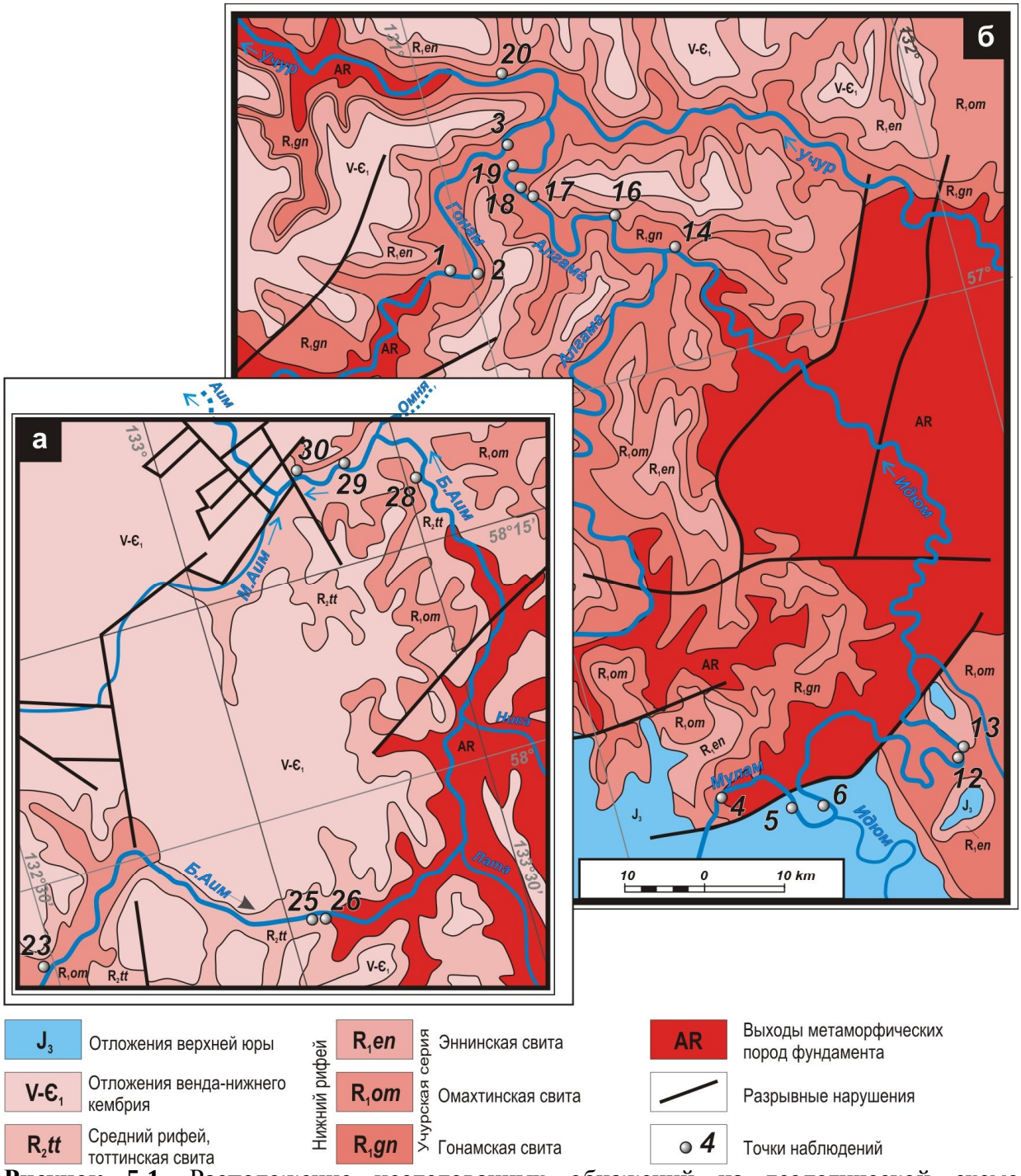

Рисунок 5.1. Расположение исследованных обнажений на геологической схеме бассейнов рек Б.Аим и Учур.

5.2. **Гонамская свита**.

Компонентный анализ.

В образцах из опробованных обнажений гонамской свиты, за исключением разреза 20 (рис. 5.1, б), несмотря на преобладающее низкое качество палеомагнитного сигнала, удалось выделить компоненты ЕОН. В большинстве случаев выделяются низкотемпературная (современная) и высокотемпературная компоненты намагниченности (рис. 5.2). Последняя выделяется в интервале температур от 250 до 670°С и имеет как прямую (рис. 2.5, а, б), так и обратную полярность (рис. 2.5, в). Компоненты прямой и обратной полярности проходят тест обращения: γ/γ_{cr} = 8.4/15.4. В нескольких образцах, в которых не удалось произвести полное разделение компонент намагниченности, были рассчитаны круги перемагничивания.

Намагниченность образцов обнажения 12, представляющего собой крыло антиклинальной складки, образована двумя компонентами намагниченности: низкотемпературной современной и высокотемпературной характеристической (550-680°С). Как будет показано ниже, направление высокотемпературной компоненты намагниченности обнажения 12 совпадает с направлением компоненты «Om-A» обнажения 13 омахтинской свиты.

Направления выделенных характеристических компонент 9 сайтов гонамской свиты кучно группируются вокруг их среднего (рис. 5.3 (а), таблица 5.1).

В пользу древности намагниченности пород гонамской свиты имеются следующие указания: (а) направление выделенной высокотемпературной компоненты намагниченности выдержано от разреза к разрезу, расстояние между которыми достигает 150 км; (б) наличие высокотемпературных компонент намагниченности двух полярностей, и (в) отличие полученного палеомагнитного полюса от более молодых полюсов Сибирской платформы.

5.3. **Омахтинская свита**.

Компонентный анализ.

Исследованные образцы пород омахтинской свиты часто несут крайне шумный сигнал, что делает их непригодными для палеомагнитного исследования. В тех случаях, когда магнитную запись возможно четко проинтерпретировать, компонентный анализ несколько усложняется за счет выделения целого спектра компонент намагниченности (табл. 5.1).

В образцах из обнажения 13 (рис. 5.1, б), помимо современной низкотемпературной компоненты намагниченности, выделяются еще две: среднетемпературная компонента «Om-A» (до ~615°C) и высокотемпературная компонента «Om-B» (до 680°C) (рис. 5.3, а).

Из стратотипа омахтинской свиты, около устья ручья Бердякит (рис. 5.1, б, точка 20), в общей сложности было отобрано 140 образцов и лишь в 14 из них удается провести компонентный анализ (исключая образцы, полностью перемагниченные современным полем). Здесь можно выделить две компоненты намагниченности: среднетемпературную компоненту «Om-C» (520-630°C) (рис. 5.3, б) и высокотемпературную компоненту «Om-B» (630-680°C), имеющую направление схожее с направлением одноименной компоненты намагниченности образцов из обнажения 13.

Образцы, отобранные из обнажения 30, расположенного в приустьевой части реки Большой Аим (рис. 5.1, а), демонстрируют наличие высокотемпературной компоненты намагниченности, четко выделяемой в интервале температур от 540 до 690°C и обозначенной как «Om-30» (рис. 5.3, в). В одном образце обнаруживается наличие компоненты «Om-B».

В единичных образцах из обнажений 19 и 23 также можно обнаружить присутствие высокотемпературной компоненты намагниченности «Om-B» (500-670°C). Среднее направление компоненты «Om-B» по всем пяти обнажениям пород омахтинской свиты, где она выделяется, приведено в таблице 5.1.

Следует отметить, что во многих из изученных обнажений и гонамской, и омахтинской свит, уверенно выделяются еще две компоненты намагниченности, обозначенные как «J-60» (рис. 5.3, д) и «West» (рис. 5.3, г). В большинстве образцов эти компоненты единственные (за редким исключением низкотемпературной современной компоненты намагниченности) и имеют исключительно одну полярность.

Компоненты «West» и «J-60», выделяющиеся в ряде обнажений гонамской и омахтинской свит, являются, по всей видимости, результатом регионального перемагничивания, возраст которого установить пока не удается. Направление намагниченности восьми образцов из обнажения 5 резко отличается от направлений, полученных по другим точкам, поэтому это обнажение при расчете палеомагнитного полюса не учитывалось.

Обнажения 12 (гонамская свита) и 13 (омахтинская свита) можно считать крыльями одной складки (расстояние между этими обнажениями чуть больше

километра). Среднее направление намагниченности пород обнажения 12 в стратиграфической системе координат (т.е. после распрямления складки) и среднее направление выделенной компоненты «Om-A» обнажения 13 в географической системе координат (залегание пород в этом обнажении субгоризонтальное) совпадают. Поскольку компонента «Om-A» выделяется лишь в двух упомянутых обнажениях, то она, вероятнее всего, обязана своим происхождением некоему перемагничивающему событию, имевшему место до образования складки.

Полевыми наблюдениями не удалось точно определить возраст изученной складки. По всей видимости, она является приразломной, поскольку на небольшом удалении от нее закартировано протяженное разрывное нарушение, прослеживающееся на несколько десятков километров как в области распространения докембрийских пород, так и в перекрывающих их юрских отложениях. Вероятно, что своим образованием данная складка обязана отголоскам складчатости, произошедшей в конце мезозоя в соседней с Учурской впадиной Юдомо-Майской зоне одновременно со складчатостью в Верхояно-Чукотской области [Семихатов и Серебряков, 1983].

В силу геологических условий района исследований можно привести лишь несколько доводов в пользу омахтинского возраста компоненты «Om-B»: (а) она, в отличие от всех остальных компонент, выделяется в пяти изученных обнажениях, находящихся на расстоянии порядка 100 км друг от друга; (б) рассчитанный по среднему направлению компоненты «Om-B» палеомагнитный полюс (табл. 5.2) лежит близко к полюсу гонамской свиты, что выглядит логично, принимая во внимание отсутствие перерыва в осадконакоплении между гонамской и омахтинской свитами; (в) полюс компоненты «Om-B» отличается от более молодых полюсов Сибири.

Компоненты намагниченности «Om-A», «Om-C» и «Om-30» выделяются в отдельных обнажениях или в близко расположенных сайтах. Возможно, они обязаны своим происхождением неким перемагничивающим событиям, локально проявившихся в конкретных обнажениях. Полюсы этих компонент расположены до области развития позднемезопротерозойских полюсов Сибири (табл. 5.2, рис. 5.6), что, возможно, указывает на возраст перемагничивающих событий.

Как уже говорилось, в шести изученных обнажениях гонамской и омахтинской свит уверенно выделяются две высокотемпературные компоненты намагниченности, обозначенные «J-60» и «West». В большинстве образцов эти компоненты единственные (за исключением низкотемпературной современной компоненты намагниченности) и имеют одну полярность. Полюс компоненты «West» лежит в области нахождения полюсов интрузивных тел Анабарского поднятия, а полюс, соответствующий

компоненте «J-60», находится в непосредственной близости к полюсу тоттинской свиты [Павлов, 1992] (рис. 5.6). Указанные компоненты являются, по всей видимости, результатом регионального перемагничивания, возраст которого может быть оценен как мезопротерозойский.

5.4. **Эннинская свита**.

ЕОН образцов из стратотипа свиты (обнажение 20) представлена исключительно компонентой намагниченности, направление которой совпадает с направлением современного поля. Намагниченность же образцов из обнажения 6, эннинский возраст пород которого спорен (см. выше), носит хаотический характер и не подлежит интерпретации.

5.5. **Кондёрская свита**.

Компонентный анализ.

Из четырех опробованных обнажений лишь в двух (обнажения 25 и 28, рис. 5.1, а), разнесенных на 40 км, оказалось возможным выделить компоненты намагниченности. ЕОН образцов из этих обнажений представлена двумя компонентами – низкотемпературной современной (до 240°С) и высокотемпературной (400-700°С) характеристической компонентой, имеющей прямую и обратную полярность. Выделенные компоненты намагниченности прямой и обратной полярности проходят тест обращения: γ / γ_{cr} = 7.4/18.3. В двух других обнажениях породы либо перемагничены современным магнитным полем, либо направление стабильной компоненты намагниченности, выделенное в отдельных образцах, распределено хаотично.

Рассчитанный по направлениям намагниченности образцов из двух сайтов, полюс кондёрской свиты лежит в приэкваториальной области в зоне развития полюсов компонент намагниченности омахтинских пород (рис. 5.6). Указаниями на древность намагниченности кондёрских отложений следует считать (а) выдержанность направления компоненты намагниченности в удаленных обнажениях; (б) наличие векторов намагниченности прямой и обратной полярности, а также (в) отличием полюса (табл. 5.2, рис. 5.6), соответствующего среднему направлению намагниченности, от более молодых полюсов Сибири.

Необходимо заметить, что полученное направление намагниченности изученных пород, изначально относимых нами к нижним слоям тоттинской свиты, существенно

отличается от ожидаемого направления тоттинской свиты [Павлов, 1992]. При этом соответствующий палеомагнитный полюс лежит заметно ближе к полюсам учурской серии (гонамскому и омахтинскому), чем к надежно установленному полюсу малгинской свиты керпыльской серии. Этот факт следует рассматривать как сильный довод в пользу высказывавшейся ранее точке зрения о том, что кондёрские слои следует относить к более древнему временному уровню (эннинскому?, талынскому?) чем тот, к которому относится тоттинская свита [Нужнов С.В., 1967; Потапов С.В. и др., 1974].

Таблица 5.1. Палеомагнитные направления: Учуро-Майский район.

№ точек отбора на схеме	точка отбора		N/C (S)	Географическая система				Стратиграфическая система				Примечания(образцы)
	φ	λ		D	I	K	α95	D	I	K	α95	
Гонамская свита												
1	57°11’	130°57’	6/1	212.4	4.0	11.9	20.5	212.5	3.3	12.6	19.9	51G-81G
2	57°10’	131°01’	12/2	38.6	11.8	10.8	13.9	38.3	12.0	10.7	13.9	1G-50G
3	57°17’	131°06’	13	44.4	11.5	17.5	10.2	43.4	13.5	16.3	10.6	81G-95G
4	56°31’	131°14’	3/1	32.8	1.6	7.5	57.1	34.2	4.3	7.5	56.8	78-107
14	57°08’	131°26’	5/1	44.4	11.9	92.3	8.2	43.6	14.2	529.7	3.4	309-338
16	57°11’	131°20’	4	16.0	8.6	12.8	26.7	16.4	6.3	11.4	28.5	359-388
17	57°14’	131°10’	6/2	24.5	10.2	8.2	25.7	24.6	13.1	6.8	28.4	389-418
18	57°14’	131°09’	4	35.4	20.7	18.8	21.7	37.4	25.3	18.0	22.3	419-448
19	57°16’	131°09’	6/1	13.4	8.3	4.6	35.1	13.9	3.0	4.9	33.9	449-478
среднее (по сайтам):	**57°00’**	**131°15’**	**9**	**31.3**	**9.1**	**38.4**	**8.4**	**31.5**	**10.0**	**35.6**	**8.7**	кроме 12
среднее (по образцам): N	57°00’	131°15’	53	38.5	9.8	17.8	5.4	38.2	11.8	17.8	5.4	γ/γ_{cr} = 8.4/15.4
среднее (по образцам): R	57°00’	131°15’	6	212.4	4.0	11.9	20.5	212.5	3.3	12.6	19.9	
среднее (по образцам):	**57°00’**	**131°15’**	**59 (9)**	**36.8**	**6.8**	**15.6**	**5.3**	**36.5**	**8.8**	**15.6**	**5.3**	кроме 12
Омахтинская свита												
5	56°29’	131°23’	8/1	167.6	17.5	18.9	13.2	166.8	9.9	19.9	12.8	108-129
12 (компонента «Om-A»)	56°29’	131°45’	16/1	122.7	-65.0	80.8	4.1	50.2	-60.3	91.0	3.9	249-278(f)
13 (компонента «Om-A»)	56°29’	131°45’	17	41.5	-51.9	90.9	3.8	43.3	-52.2	67.3	4.4	279-308
13 (компонента «Om-B»)	56°29’	131°45’	5	42.2	0.3	51.9	10.7	42.0	4.1	68.9	9.3	
20 (компонента «Om-C»)	57°23’	131°14’	7/3	33.2	-33.6	69.1	5.9	33.2	-33.6	69.1	5.9	504-529
20(o) (компонента «Om-B»)	57°23’	131°14’	7	41.1	-2.0	34.3	10.5	40.2	2.3	51.5	8.5	
30 (компонента «Om-30»)	58°22’	133°18’	16	254.0	30.0	128.3	3.3	251.3	33.9	107.0	3.6	731-761
19(o)+23+30 (компонента «Om-B»)	57°37’	132°00’	4/3	36.3	-9.4	18.6	21.9	36.1	-10.6	27.6	17.8	
«Om-A» (среднее):	56°29’	131°45’	31 (2)	67.9	-63.5	13.9	7.2	45.9	-55.4	69.6	3.1	по образцам
«Om-B» (среднее):	**57°00’**	**132°00’**	**16 (5)**	**41.7**	**-0.6**	**48.4**	**5.8**	**41.2**	**2.1**	**66.8**	**4.9**	по образцам
Гонамская и омахтинская свиты												
компонента «WEST»	57°00’	132°00’	17 (3)	263.9	0.0	40.3	5.7	263.7	1.8	46.2	5.3	20(o)+30+17
компонента «J-60»	57°00’	132°00’	19 (4)	261.7	58.0	55.6	4.5	261.5	58.1	46.3	5.0	5+19(g)+20(g)+23
Кондёрская свита												
25	57°52’	133°07’	13	46.4	-32.4	10.7	13.3	48.1	-28.9	11.1	13.0	617-641
28	58°18’	133°33’	9	53.4	-48.4	36.3	8.7	54.7	-42.5	43.9	7.9	680-704
среднее (по образцам): N	58°05’	133°19’	15	47.2	-39.6	14.4	10.5	47.8	-34.5	15.4	10.1	γ/γ_{cr} = 7.4/18.3
среднее (по образцам): R	58°05’	133°19’	7	232.8	38.4	10.6	19.5	236.8	35.0	12.4	17.9	
среднее (по образцам)	**58°05’**	**133°19’**	**22 (2)**	**49.0**	**-39.2**	**13.5**	**8.8**	**50.6**	**-34.8**	**14.7**	**8.4**	

Подпись к таблице: *φ, λ – широта и долгота (средние) объекта; N – число образцов, C – кол-во кругов перемагничивания, S - кол-во сайтов; D, I, K, α_{95} - склонение, наклонение, кучность и радиус круга доверия; γ - угловое расстояние между сравниваемыми векторами; γ_c - критический угол.*

Таблица 5.2.
Палеомагнитные полюсы Учуро-Майского района, полученные в этой работе.

Объект		Точка отбора			Палеомагнитный полюс				
		φ	**λ**	N (S)	**Φ**	**Λ**	dp/dm	φ_m	Q_v
гонамская свита		57˚00’	131˚15’	59 (9)	32.1	273.6	4.3/8.5	4.6	6
омахтинская свита	“Om-A”	56˚29’	131˚45’	31 (2)	-10.3	275.5	3.2/4.4	-35.9	3
	“Om-B”	57˚00’	132˚00’	16 (5)	23.7	265.4	2.9/5.8	-0.3	
	“Om-C”	57˚23’	131˚14’	10 (1)	9.4	279.5	3.8/6.7	-18.4	
	“Om-30”	58˚22’	133˚18’	16 (1)	-5.6	245.2	2.0/3.7	-16.1	
омахтинская и гонамская	“West”	57˚00’	132˚00’	17 (3)	2.7	227.8	2.7/5.3	-0.9	
	“J-60”	57˚00’	132˚00’	19 (4)	-27.6	251.4	4.9/6.6	-38.7	
кондёрская свита		58˚05’	133˚19’	22 (2)	2.2	266.3	5.6/9.7	-19.2	5

***Подпись к таблице**: φ, λ – широта и долгота (средние) объекта; N – число образцов, S – кол-во сайтов; Φ, Λ – широта и долгота палеомагнитного полюса; dp/dm – величины полуосей овала доверия; φ_m – палеоширота; Q_v – надежность согласно (Van der Voo, 1990).*

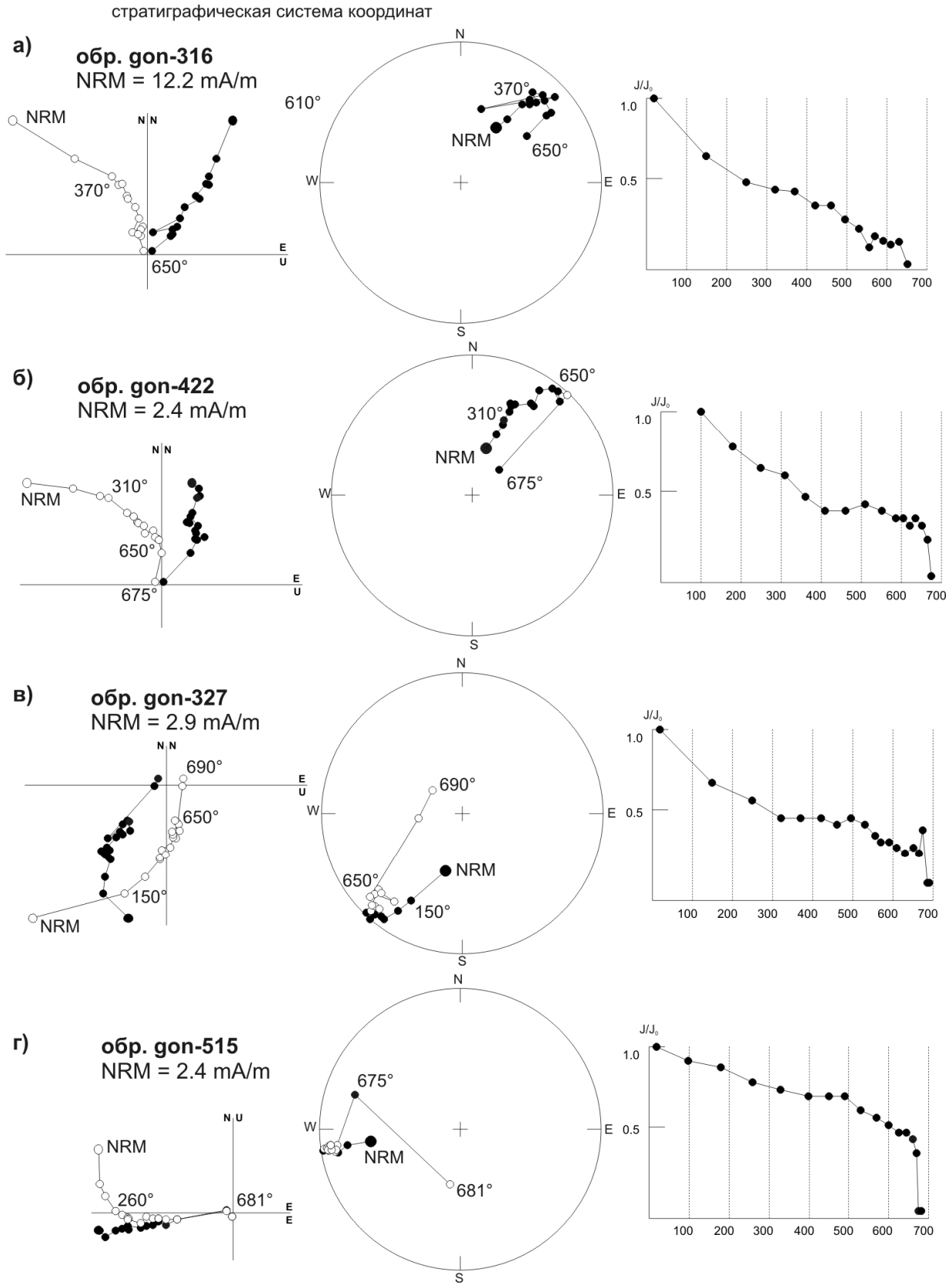

Рисунок 5.2. Результаты температурной чистки образцов осадочных пород гонамской свиты.

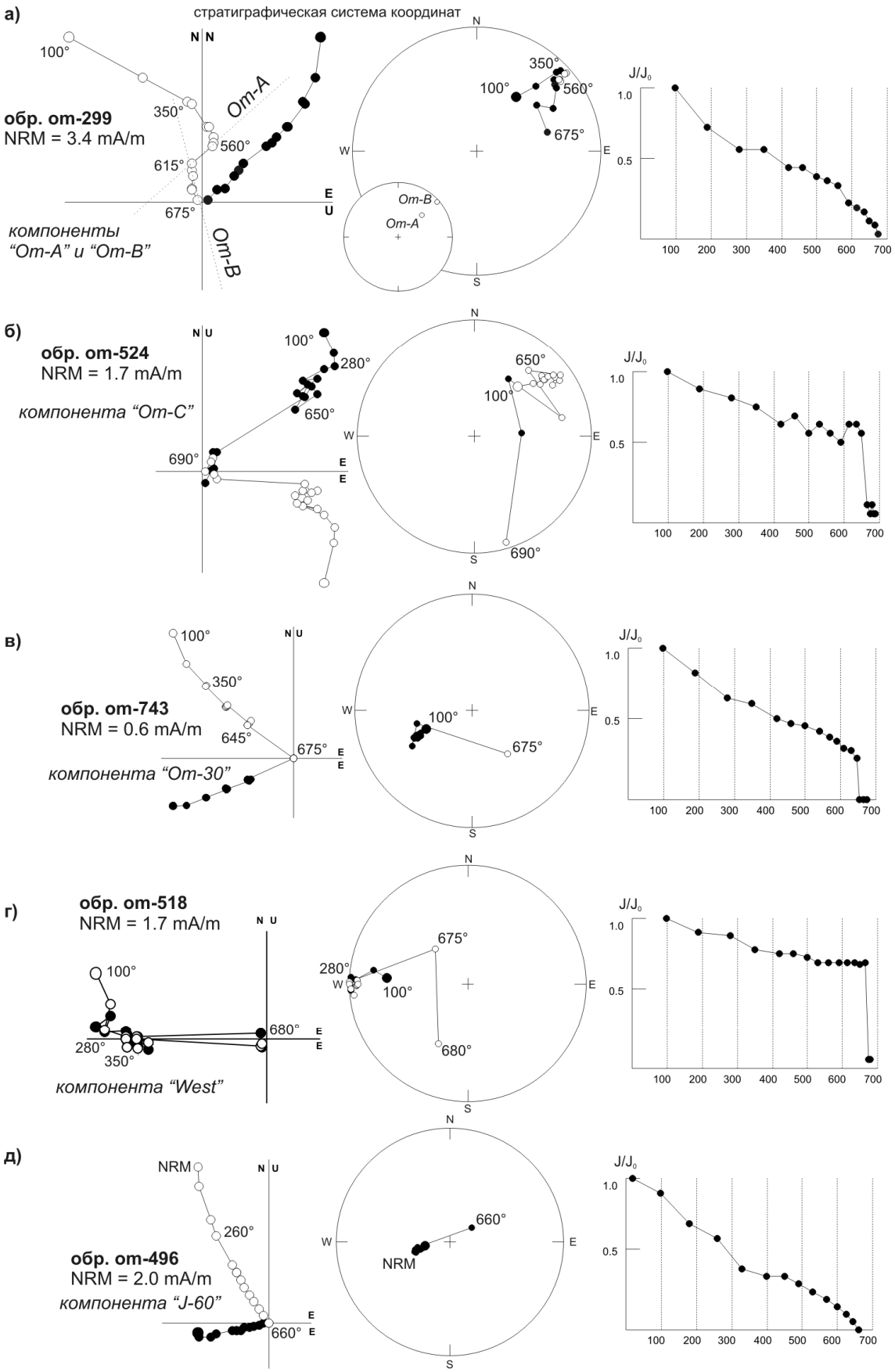

Рисунок 5.3. Результаты температурной чистки образцов осадочных пород омахтинской свиты.

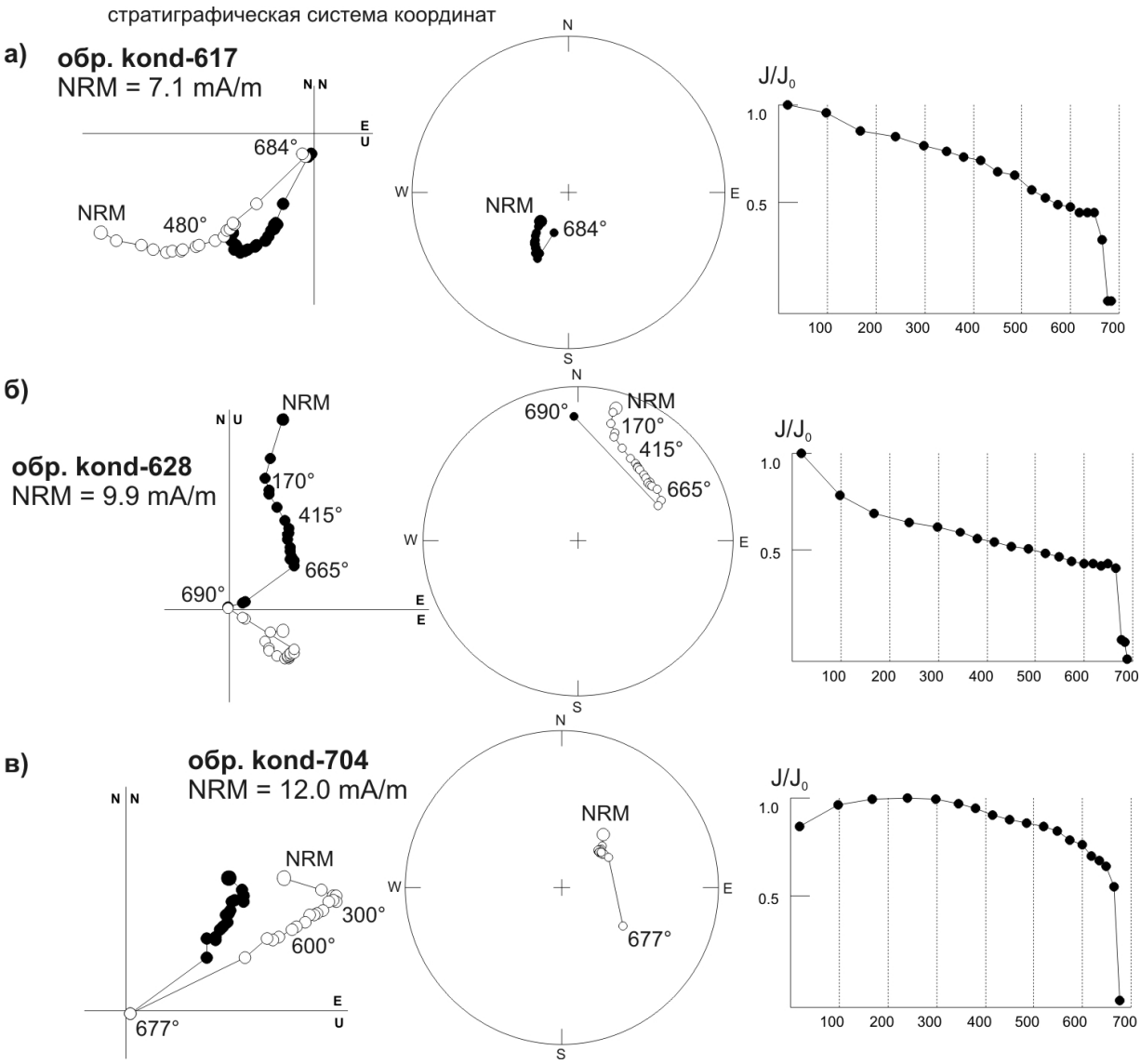

Рисунок 5.4. Результаты температурной чистки образцов осадочных пород кондёрской свиты.

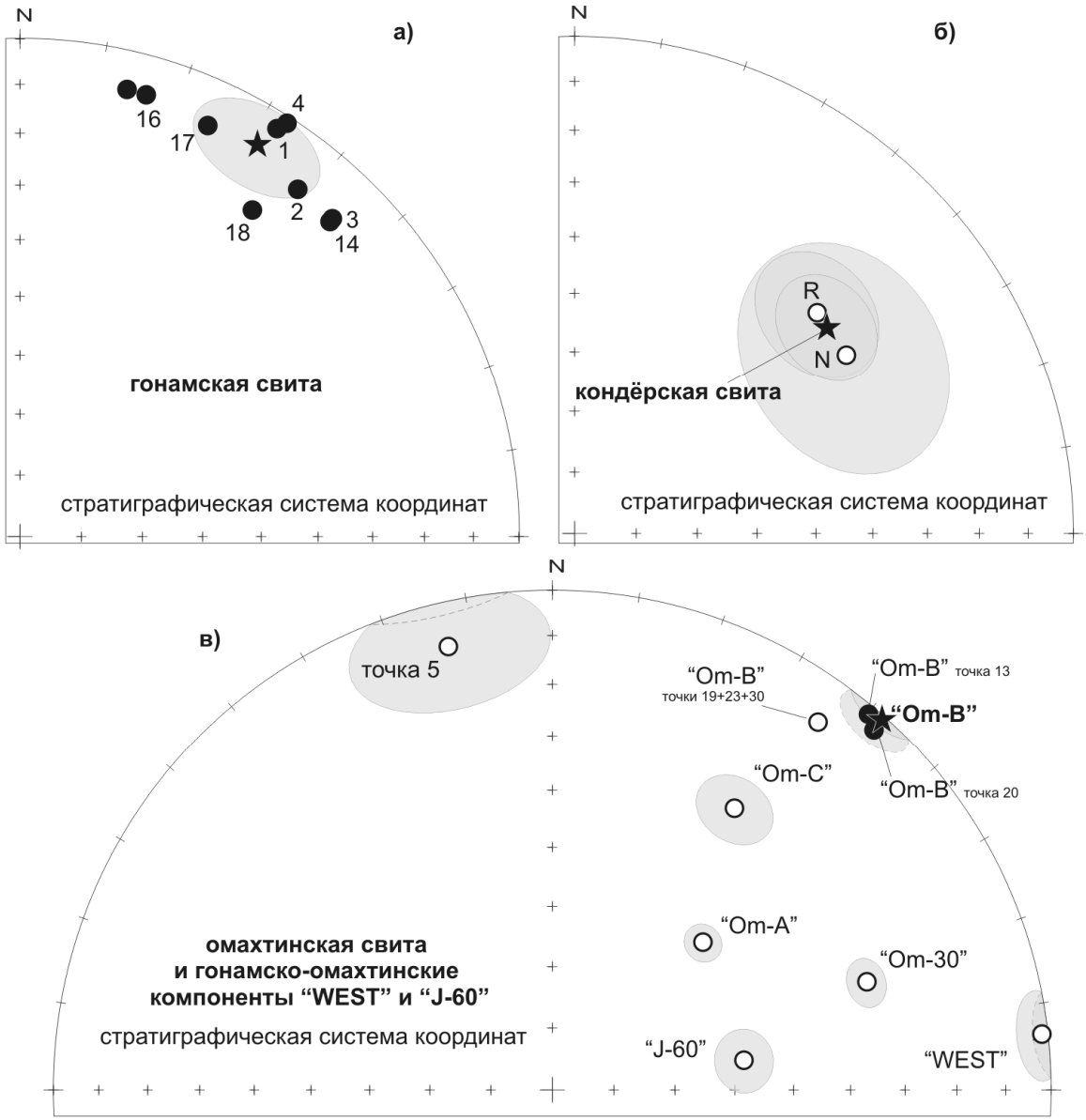

Рисунок 5.5. Распределение направлений выделенных компонент намагниченности и их среднее (звездочка) для (а) гонамской свиты, (б) кондёрской свиты, (в) омахтинской свиты. В случае для омахтинской свиты звездочкой отмечено среднее направление для компоненты «Om-B».

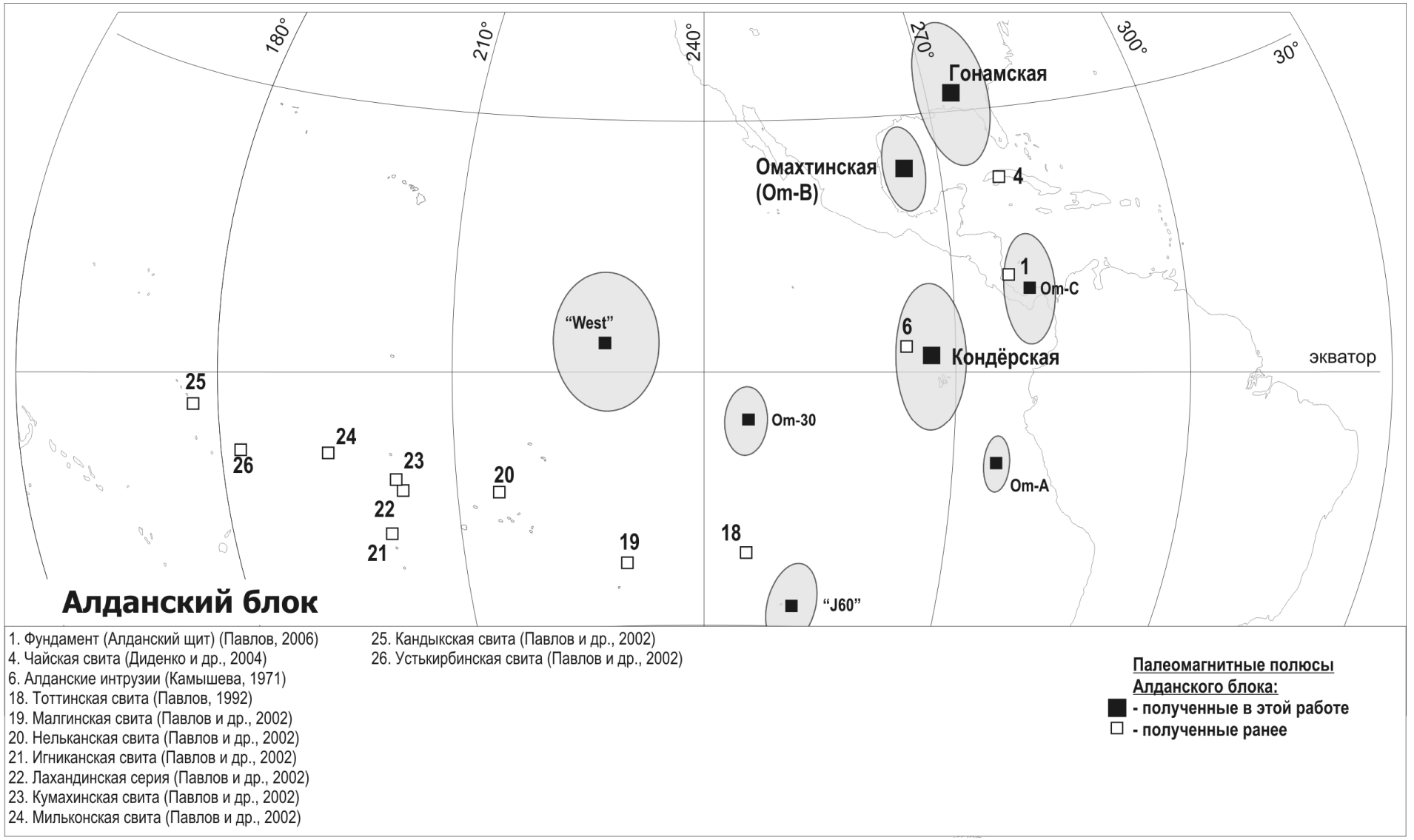

Рисунок 5.6. Палеомагнитные полюсы Алданского блока Сибирской платформы, полученные в этой работе и опубликованные ранее.

Глава 6

Палеотектоническая интерпретация результатов палеомагнитных исследований.

6.1. Оценка надежности полученных результатов.

Прежде чем приступить к интерпретации полученных данных, необходимо оценить степень их надежности. Как уже отмечалось во второй главе, для выполнения такой оценки в практике палеомагнитологии предложено несколько формальных схем. Для оценки результатов, полученных в настоящей работе, будет применяться схема Ван дер By [Van der Voo, 1990], в которой, в зависимости от того, отвечает или нет данное палеомагнитное определение последовательно рассматриваемым критериям, ему присваивается оценка «Qv» по семибалльной шкале. В первом приближении можно считать, что чем выше оценка, тем выше надежность палеомагнитного определения. При этом под надежностью, в рамках применения данной схемы, понимается, главным образом, степень вероятности того, что рассматриваемые палеомагнитные направления связаны с первичной намагниченностью.

Результаты проведенной оценки сведены в таблице 6.1.

Таблица 6.1. Оценка надежности полученных палеомагнитных полюсов Анабарского и Алданского блока.

Полюс	критерии Van der Voo							Qv
	1	2	3	4	5	6	7	
интрузии Западного Прианабарья		+	+		+	+	+	5
интрузии Северного Прианабарья		+	+		+	+	+	5
котуйканская свита			+		+		+	3
бурдурская свита			+		+		+	3
гонамская свита		+	+	+	+	+	+	6
омахтинская свита (комп. «Om-B»)			+		+		+	3
кондёрская свита			+	+	+	+	+	5

Примечание: (1) возраст исследуемых пород достаточно хорошо определен; (2) результат основывается на более чем 24 образцах; (3) выполнены детальные лабораторные исследования с использованием детальной магнитной чистки и компонентного анализа; (4) надежность палеомагнитного определения подтверждается положительными результатами полевых тестов; (5) исследуемые геологические объекты расположены на территориях, тектоническая позиция которых четко установлена; (6) наличие в изученных объектах векторов прямой и обратной полярности; (7) отсутствие сходства положения полученного палеомагнитного полюса с положением более молодых полюсов.

Дадим некоторые комментарии к приведенной таблице. Касательно первого пункта следует заметить, что хотя точные датировки осадочных пород отсутствуют, исследованные разрезы относятся к одним из лучших по состоянию изученности рифейским разрезам мира и имеющиеся геологические, палеонтологические и геохронологические данные дают существенные ограничения на время образования

этих пород (в докембрийском масштабе времени). И если возраст интрузивных тел Западного Прианабарья определяется в широких пределах, то возраст интрузивного комплекса Северного Прианабарья определен на современном уровне и точность его определения лишь немного не «дотягивает» до требуемых по критерию Ван дер Ву ±40 млн. лет.

Второй пункт, согласно которому надежное палеомагнитное определение должно основываться, как минимум, на статистике по 24 образцам, не выполняется для четырех рассчитанных полюсов из семи. Но полюсы котуйканской и кондёрской свит получены по 20 и 22 образцам соответственно, что, на взгляд автора, незначительно сказывается на надежности этих полюсов.

Третий пункт определяется применяемой методикой и детальностью магнитных чисток – требованиями, выполненными для всех полученных палеомагнитных полюсов.

Четвертый критерий надежности Ван дер Ву выполняется лишь для полюсов гонамской и кондёрской свит, направления противоположно ориентированных векторов намагниченности каждой из которых проходят тест обращения. Отметим, что хотя направления компонент намагниченности прямой и обратной полярности интрузии Северного Прианабарья формально не проходят тест обращения (γ/γ_{cr} = 12.4/11.5), тем не менее, средние направления прямой и обратной полярности близки к антиподальности.

Пятый критерий надежности также выполнен для всех полюсов – исследуемые объекты расположены в пределах тектонически стабильных внутриплатформенных областей.

Компоненты прямой и обратной полярности обнаружены в породах интрузий Анабарского поднятия и гонамской и кондёрской свитах Учуро-Майского района, следовательно, для полюсов, рассчитанным по средним направлениям намагниченности пород этих геологических объектов, выполняется шестой критерий палеомагнитной надежности.

И, наконец, все рассчитанные палеомагнитные полюсы удалены от областей распространения более молодых полюсов Сибирской платформы, что позволяет считать выполненным седьмой критерий надежности.

6.2. **Сегмент КМП Сибирской платформы с конца раннего протерозоя по начало позднего рифея**.

Прежде чем попытаться очертить общий тренд миграции палеомагнитного полюса Сибирской платформы в интервале времени 1.9-1.0 млрд. лет, попробуем сначала отдельно рассмотреть полюсы Алданского и Анабарского блоков. Из соображений наглядности они разнесены на два рисунка (рис. 6.1 ,а ,б).

Алданский блок. Палеомагнитные полюсы образуют два отчетливо выраженных тренда.

Первый, наиболее древний из них, начинается из области расположения полюсов, полученных по породам фундамента Алданского щита (оценка возраста 1.8-1.9 млрд. лет [Павлов, 2006]) и чайской свиты (изотопный возраст 1.85-1.86 млрд. лет [Диденко и др., в печати]). Имеющиеся данные не позволяют с уверенностью определить, какой из этих полюсов является более молодым, а какой более древним. Если считать, что заложение структур Акитканского пояса произошло на уже консолидированном фундаменте, более молодым следует, вероятно, признать чайский полюс.

После лакуны, длительность которой составляет, по крайней мере, 150 млн. лет, следуют полюсы гонамской и омахтинской (компонента «Om-B») свит. На продолжение этого тренда ложатся полюсы метахронной компоненты «Om-A» и полюс, полученный по отложениям кондёрской свиты. Сравнение последнего с полюсом тоттинской свиты [Павлов, 1992] с одной стороны, и с полюсами гонамской и омахтинской свит, с другой стороны, возвращает нас к дискуссии о стратиграфическом положении кондёрских отложений (см. в [Семихатов и Серебряков, 1983, стр. 79]). Полюс тоттинской свиты, представленный Павловым [Павлов, 1992], получен по породам, отобранным из обнажений района стратотипического разреза, ясно подстилающих малгинскую свиту и, несомненно, относящихся к тоттинской свите. В изученных нами обнажениях и согласно многочисленным описаниям, тоттинские отложения постепенно сменяются породами малгинской свиты и входят вместе с последней в состав единой керпыльской осадочной серии. Нет никаких оснований полагать, что тоттинское и малгинское время разделены сколько-нибудь значительным временным интервалом. Однако, значительное расстояние между малгинским и кондёрским полюсами будет находиться в остром противоречии с этим утверждением, если настаивать на тоттинском возрасте кондёрских отложений. С другой стороны, относительная близость полученных в настоящей работе кондёрского, омахтинского и

гонамского полюсов поддерживает точку зрения исследователей [Нужнов С.В., 1967; Потапов С.В. и др., 1974], относивших кондёрские отложения к верхней (эннинской) свите учурской серии (включающей также гонамскую и омахтинскую свиты). На данном этапе исследований эта точка зрения была принята в качестве рабочей, с пониманием, конечно, что она нуждается в дальнейшем обосновании. Как бы там ни было, кондёрские палеомагнитные направления реально существуют, дают полюс отличный от всех более молодых полюсов, начиная, по крайней мере, со среднерифейского малгинского полюса и, таким образом, представляют существенные ограничения на положение мезопротерозойского сегмента сибирской кривой КМП.

Завершая краткую дискуссию о возрасте опробованных кондёрских отложений, следует упомянуть еще одну возможность, которая состоит в корреляции этих отложений с близкими по составу породами талынской свиты аимчанской серии. Считается, что отложения аимчанской серии отсутствуют в этой части Учуро-Майского района. Однако, в условиях слабой биостратиграфической и геохимической охарактеризованности пород, практического отсутствия каких-либо недвусмысленных временных реперов и эта возможность, вероятно, не может быть полностью исключена. При этом следует отметить, что существование крупного несогласия между учурской и аимчанской серией (в пределах Горностахской антиклинали угловое несогласие между ними достигает 20°) и отсутствие следов значительного перерыва между аимчанскими и керпыльскими отложениями, делает (с учетом большого расстояния между кондёрским и малгинским полюсами) предположение об эннинском возрасте кондёрских отложений более предпочтительным. С этим несогласием (точнее с обусловившими его геологическими событиями) мы предположительно связываем возникновение метахронных компонент «Om-A», «Om-30» и «West».

Кондёрский полюс лежит рядом с полюсом Алданских протерозойских интрузий [Камышева, 1986]. Хотя это определение было получено с использованием ограниченной магнитной чистки, исследование, выполненное Эрнстом [Эрнст и др., 2001], подтверждает его. Калий-аргоновый возраст этих интрузий – 1490-1690 млн. лет, что, учитывая обычную омоложенность таких определений, позволяет считать истинный возраст упомянутых интрузий не меньшим, чем 1600 млн. лет. Практическое совпадение кондёрского полюса и полюса Алданских интрузий можно рассматривать как сильное указание на их одновозрастность. Если это так, то накопление учурской серии происходило в интервале 1600-1700 млн. лет. В противном случае, траектория кажущейся миграции полюса значительно усложняется, образуя петлю вблизи 1600 млн. лет.

На данном этапе исследований мы предпочитаем более простой вариант формы кривой КМП Сибирской платформы, предполагающий квазилинейное смещение полюса от его гонамской позиции к области лежащей между точками, соответствующим кондёрским направлениям и направлению метахронной компоненты «Om-A».

Далее, считая Учуро-Майский разрез более или менее непрерывным, логично было бы протянуть кривую КМП к керпыльским полюсам – тоттинскому [Павлов, 1992] и малгинскому [Павлов и др., 2002]. Однако этому препятствуют три обстоятельства:

1) расстояние между кондёрским и тоттинским полюсами кажется несопоставимым с предполагаемым различием их возрастов (древнее 1600 млн. лет (кондёрский полюс) и моложе 1300 или, даже, 1100 млн. лет [А.К.Худолей, в печати] – тоттинский полюс);

2) имеются послеомахтинские, но докерпыльские (что следует из их сравнения со всеми известными средне-верхнерифейскими, вендскими и фанерозойскими палеомагнитными направлениями) полюса метахронных компонент «Om-30» и «West», не вписывающиеся в эту схему;

3) имеется массив анабарских полюсов, противоречащий этой схеме, но согласующийся с вышеназванными полюсами метахронных компонент.

Эти соображения указывают на существование в сибирской кривой КМП петли, соответствующей интервалу 1300-1600 млн. лет. Эта петля должна вернуться к началу второго, уже достаточно хорошо установленного сегмента кривой КМП, отвечающего интервалу от тоттинского времени (моложе 1300 млн. лет, но древнее 1050 млн. лет) до времени формирования уйской серии и позднепротерозойских интрузий Учуро-Майского района (950-1000 млн. лет).

Анабарский блок. Палеомагнитные полюсы Анабарского блока Сибирской платформы изображены на рисунке 6.1 (б). Предлагаемый в настоящей работе вариант кривой КМП рассматриваемого блока имеет следующую конфигурацию.

Кривая берет свое начало с двух практически совпадающих полюсов (оценка возраста 1.8-1.9 млрд. лет, [Павлов, 2006]), полученных по метаморфическим породам фундамента Камышевой [ПНиП, 1971] и Саврасовым [Саврасов, 1990]. Хотя при получении этих полюсов не было использовано полное массовое размагничивание образцов коллекций, однако в работе [Саврасов, 1990] приведены доводы (использование довольно интенсивной (хотя и не полной) чистки, простой

компонентный состав естественной остаточной намагниченности, сходимость полученных направлений по большому числу удаленных сайтов), которые дают основание надеяться, что полученные оценки положения палеомагнитного полюса близки к его истинному положению. Блестящая сходимость анабарских полюсов фундамента с аналогичными алданскими полюсами является сильным аргументом в пользу их надежности.

Кривая миграции полюса продолжается в область расположения полюсов бурдурской и котуйканской свит анабарского разреза, возраст которых древнее 1513 млн. лет (настоящая работа). Интересно, что «старый» полюс бурдурской свиты [Гуревич, 1983] лежит в относительной близости от полюса, полученного с использованием современной процедуры, тем самым поддерживая последний. На наш взгляд это является хорошим примером того, что «старые» полюсы, будучи пересмотрены, все равно могут быть использованы при разработке и обосновании кривых кажущейся миграции. «Старый» полюс ильинской свиты [Гуревич, 1983] примыкает к аналогичному полюсу бурдурской свиты. Эти факты могут рассматриваться как указание на то, что накопление нижнерифейской мукунской серии происходило относительно быстро и заняло небольшой в геологических масштабах промежуток времени.

На фоне общей довольно хорошей сходимости «старых» и «новых» полюсов диссонансом кажется отскок полюса верхов бурдурской свиты [Гуревич, 1983], что, впрочем, довольно легко объяснить сложным компонентным составом естественной остаточной намагниченности пород и недостаточной интенсивностью магнитных чисток, использованных при выделении компонент намагниченности.

«Новые» полюсы бурдурской и котуйканской свит лежат недалеко от с кондёрского полюса и полюса «Om-A» и почти перекрываются с полюсом «Om-30». Это дает основание продолжить первый тренд алданской кривой в область расположения названных полюсов. Таким образом, согласно развиваемой нами схеме, возраст рифейских толщ Анабарского поднятия должен быть заключен в интервале 1600-1500 млн. лет.

Имеющиеся данные позволяют утверждать, что последовательность анабарских полюсов образует петлю, идущую из северной (традиционная опция полярности) приэкваториальной области с долготами 270-280° (без учета поправки за раскрытие Вилюйской рифтовой системы) к полюсам котуйканской и бурдурской свит, затем к полюсу, полученному по интрузиям Северного и Западного Прианабарья и затем к основанию средне-позднерифейского Учуро-Майского тренда. Однако на данном этапе

исследований трудно с уверенностью сказать право- или левосторонней является эта петля, т.е. идет ли она по часовой стрелке или против нее. Последний вариант кажется более предпочтительным, поскольку он позволяет выстроить последовательность имеющихся полюсов согласно их номинальному возрасту (Северное Прианабарье – 1513 млн. лет, куонамские дайки – 1503 млн. лет, чиэресская дайка – 1384 млн. лет). При этом альтернативный вариант также возможен. Согласно предлагаемой схеме, субвулканические интрузии долин рек Котуйкана и Джогджо (Западное Прианабарье) должны быть несколько моложе силлов и даек долины реки Фомич (Северное Прианабарье) и близки по возрасту куонамским дайкам.

Интересно отметить, что полюсы силла Сололи лежат в непосредственной близости от западно-анабарского полюса, а все полюсы, полученные по изученным магматическим и вулканическим породам докембрия севера Сибирской платформы (включая сюда также полюсы уджинской дайки и унгуохтахской свиты), образуют довольно тесную группу. Это дает основание предполагать, что формирование Сололийского комплекса происходило приблизительно 1.5 миллиарда лет назад и было, вероятно, связано с крупным магматическим (возможно, рифтогенным) событием, охватившим весь север Сибирской платформы.

Исходя из имеющейся палеомагнитной информации трудно согласиться с мнением о значительно более древнем возрасте Сололийского комплекса (1860 млн. лет: Д.П.Гладкочуб, Т.Донская – персональное сообщение), поскольку полюс Сололи лежит на заметном расстоянии от самых древних полюсов Сибирского кратона и не может быть согласован с ними даже при допущении каких-либо локальных вращений.

Предложенный тренд согласуется с положением полюсов, полученных в 80-ые годы нашими коллегами из ВНИГРИ [Иосифиди: ПНиПП, 1986; Родионов, 1984] по рифейским осадочным породам Оленекского и Уджинского поднятий (арымасская, дебенгдинская, уджинская свиты), указывая при этом на их более древний возраст, чем это предполагалось ранее (см. табл. 2.1). Этот вывод подтверждает заключение авторов работы [Gorokhov et al., 2006], показавших, что накопление дебенгдинской свиты происходило раньше, чем 1211-1272 млн. лет тому назад (Rb-Sr, K-Ar, глинистые фракции).

Синтез. Объединяя данные, полученные по Алданскому и Анабарскому блокам Сибирской платформы и внеся поправку за раскрытие Вилюйской рифтовой системы (произведен поворот полюсов вокруг полюса Эйлера 117° в.д. и 62° с.ш. на угол 25° по

часовой стрелке), мы получаем следующую модель палео-мезопротерозойской кривой кажущейся миграции полюса Сибирской платформы (рис. 6.2).

Кривая начинается в северных приэкваториальных широтах вблизи 280° в.д. Практически точное совпадение трех полюсов, полученных по породам фундамента Алданского и Анабарского блоков, позволяет уверенно фиксировать прохождение кривой в этой области.

Далее кривая продолжается через полюсы чайской свиты, шумихинских гранитоидов, гонамской и омахтинской свит и уходит к полюсам кондёрской свиты, Алданских интрузий и «Om-A». Здесь завершается сегмент, отвечающий интервалу времени 1900-1600 млн. лет.

Затем кривая образует левостороннюю петлю и последовательно проходит через полюсы рифейских осадочных пород анабарского рифея, полюсы даек и силлов Северного и Западного Прианабарья, даек долины реки Куонамка. Конец этого участка, маркируемый полюсом чиэресской дайки, находится относительно недалеко от полюса тоттинской свиты, что вновь позволяет связать отрезки кривых кажущейся миграции полюса Анабарского и Алданского блоков и подвести синтетическую кривую к началу неопротерозойского тренда Сибири.

В завершение этого раздела еще раз заострим внимание на том, что предлагаемый вариант кривой КМП Сибирской платформы не претендует на точность в деталях, но, являясь одним из первых обобщений сибирских палеомагнитных данных для интервала 1.9-1.0 млрд. лет, имеет своей целью выявить основные генеральные тенденции смещения палеомагнитного полюса Сибирской платформы в это время.

Палеомагнитные данные позволяют сделать следующие важные заключения. Рисунок 6.2 демонстрирует, что анабарские мезопротерозойские палеомагнитные полюсы лежат в стороне от учуро-майских полюсов. Это указывает на неодновременность образования изученных рифейских отложений названных регионов и, в частности, на существенную разницу в возрасте пород учурской серии (R_1) Учуро-Майского района и пород бурдурской и котуйканской свит (R_1) склонов Анабарского поднятия.

Из того же рисунка 6.2 видно, что полюсы интрузивных тел Северного и Западного Прианабарья лежат близко друг от друга, однако их различие статистически значимо. Эти данные являются прямым указанием на то, что магматические события, связанные с внедрением этих тел, происходили неодновременно, но в относительно близкие интервалы геологической истории около 1.5 млрд. лет назад.

6.3. **Основные черты миграции палеомагнитного полюса Лаврентии в протерозое: сопоставление взглядов и компиляция данных**.

Сразу оговоримся, что в данном разделе не ставится задача выполнить детальный анализ многочисленных палеомагнитных определений, накопленных к настоящему времени по протерозою древней Северо-Американской платформы (Лаврентии). Такого рода анализ для разных интервалов протерозоя выполнялся совсем недавно рядом авторов [Buchan et al., 2000; Pesonen et al., 2003; Meert and Torsvik, 2003; Weil et al. 2003, 2004; Warnock et al., 2000; Elston et al., 2002; Irving et al., 2004], принимавших непосредственное участие в получении этих определений и, вследствие этого, более компетентных (но, возможно, и более пристрастных) в данном вопросе. В идеальном случае нам бы хотелось просто «собрать» из отдельных звеньев, сегментов, предложенных разными авторами для разных интервалов протерозоя, единую лаврентийскую кривую кажущейся миграции полюса (кривую КМП), которая в дальнейшем была бы использована для сопоставления с палеомагнитными данными, полученными по Сибирской платформе и, возможно, по другим древним платформам. Однако современное состояние изученности палеомагнетизма протерозоя Лаврентии характеризуется, в частности, тем, что для отдельных интервалов времени однозначная интерпретация данных достаточно затруднена, что имеет своим следствием различие (иногда существенное) взглядов на положение палеомагнитных полюсов, соответствующих этим интервалам. Поэтому нам не удалось полностью уклониться от анализа данных: в ряде случаев мы вынуждены были рассмотреть исходные определения и выбрать из предлагаемых вариантов те, которые нам представляются на настоящий момент наиболее аргументированными.

Другой важной проблемой, существенно затрудняющей разработку протерозойской кривой КМП Лаврентии, является невысокая и крайне неравномерная заполненность рассматриваемого временного периода палеомагнитными полюсами.

Ввиду названных обстоятельств построение сколько-нибудь детальной (хотя бы 1 точка на 50-100 млн. лет) кривой кажущейся миграции на настоящий момент не представляется возможным. В то же время мы полагаем, что имеющиеся данные позволяют дать описание некоторых генеральных тенденций перемещений палеомагнитного полюса Лаврентии в протерозое, что само по себе уже может быть использовано (при сравнении с аналогичными данными по другим древним кратонам) для решения ряда важных тектонических задач, например, для тестирования гипотезы трансдокембрийского суперконтинента.

Интервал 1.9 -1.75 млрд. лет. Согласно современным представлениям [Hoffmann, 1989; и др.] образование Лаврентии произошло в результате амальгамации архейских и раннепалеопротерозойских кратонных блоков 2.0-1.8 млрд. лет назад. Завершающие этапы формирования Лаврентии происходили 1.9-1.8 млрд. лет назад, когда в процессе Транс-Гудзонской орогении произошло объединение Западной Лаврентии (провинций Slave, Rae и Hearne) и кратона Сьюпириор [Gibb and Walcott, 1971; Thomas and Gibb, 1983; Hoffman, 1989]. С этого времени Лаврентия существует как единое целое, что, впрочем, не исключает возможности относительных вращений слагающих ее блоков. Вероятно, именно такие вращения являются причиной того, что лаврентийские полюсы, отвечающие времени Транс-Гудзонской орогении (1.96-1.83 млрд. лет), распределены вдоль дуги малого круга длиной около 100° с центром, находящимся в области расположения объектов исследований [Irving et al, 2004]. Одновременно среди этих палеомагнитных полюсов есть такие (6 из 18), которые не смещены друг относительно друга и дают средний полюс (plat =-1°, plong = 288°), рассматриваемый Ирвингом с соавторами как референтный для Лаврентии для этого времени. Вероятно, этот полюс и надо считать началом лаврентийской кривой кажущейся миграции полюса.

Некоторые палеомагнитные данные свидетельствуют в пользу того, что сколько-нибудь значительные блоковые движения внутри Лаврентии прекращаются, по крайней мере, к 1.83 млрд. лет. Полюсы этого возраста, отобранные в разных регионах кратона хорошо сходятся между собой, соответствующий средний полюс имеет координаты plat= 5° и plong= 279° [Pesonen et al, 2003]. Этот полюс поддерживается анализом [Диденко и др., 2005 и Buchan et al., 2000], которые предлагают для Лаврентии близкие палеомагнитные полюсы для времени 1.85-1.83 млрд. лет. С другой стороны, для этого времени есть отдельные определения, резко дискордантные по отношению к приведенным выше и указывающие, в отличие от последних, на высокоширотное и даже приполярное положение Лаврентии [Symons et al., 1994, 1996; Gala et al., 1994; Symons and McCay, 1999].

Песонен с соавторами [Pesonen et al., 2003] предпочитают «низкоширотные» полюсы по следующим причинам: 1) «высокоширотные» полюсы не поддержаны полевыми тестами; 2) в геологической летописи нет никаких палеоклиматических индикаторов высокоширотного положения кратона – напротив, широкое развитие эвапоритов и фосфатов указывают на теплый климат, существовавший в это время на рассматриваемых территориях.

Однако следует отметить, что не все авторы разделяют эту точку зрения. В частности Мирт, в своей реконструкции [Meert, 2002], использует «высокоширотные» полюсы, не объясняя, впрочем, почему он отбрасывает альтернативный вариант.

Для времени 1.8–1.74 млрд. лет для Лаврентии имеются также две конкурирующие группы полюсов: «высокоширотные» [Symons et al., 1999, 2000; Gala et al., 1995] и «низкоширотные» [Halls and Heaman, Irving and McGlynn, 1979; Park et al., 1973]. В своем анализе Песонен с соавторами [Pesonen et al., 2003] выбирают «низкоширотные» полюсы по тем же причинам, что и для интервала 1.85-1.83 млрд. лет, а также исходя из соображений минимизации полюсных смещений за относительно небольшой интервал времени. Мирт [Meert, 2002], предпочитающий «высокоширотные» полюсы, снова, также как и для предшествующего временного интервала, не поясняет свой выбор.

Между тем, при внимательном рассмотрении полюсов, используемых для реконструкций Песоненом с соавторами [Pesonen et al., 2003] и Миртом [Meert, 2002], обнаруживается некоторое важное различие в исходной выборке анализируемых полюсов. В частности в работе Песонена не используется (вероятно, пропущены) два «высокоширотных» полюса (1.85 и 1.77 млрд. лет), каждый из которых поддерживается полевыми тестами [Symons, 1995; Symons et al., 2000]. Но среди «низкоширотных» полюсов также есть и такие, чья надежность подтверждена полевыми тестами [Symons, 1991; Symons et al., 1995]. Таким образом, наиболее сильное возражение Песонена с соавторами перестает действовать и на настоящий момент обе группы полюсов должны рассматриваться как более или менее равные претенденты на представление направления геомагнитного поля 1.85-1.77 млрд. лет.

Проблема усугубляется новыми данными, полученными недавно Ирвингом с соавторами [Irving et al., 2004] по дайковому комплексу Кливер (Cleaver) Западной Лаврентии (1.74 млрд. лет). Этот полюс, вместе с пересмотренным «высокоширотным» полюсом гранитов Jan Lake – 1.76 млрд. лет [Gala et al., 1995], ложится приблизительно посередине между «высокоширотными» и «низкоширотными» полюсами. Этот факт может рассматриваться как довод в пользу реальности существования и тех и других, что, в свою очередь, приводит к предположению о наличии значительных возвратно-поступательных смещениях палеомагнитного полюса Лаврентии в рассматриваемое время. Однако это предположение требует довольно высокой скорости движения Лаврентии и, поэтому, на наш взгляд, должно рассматриваться с определенной осторожностью.

Другое объяснение существования различных групп полюсов может быть связано с тем, что консолидация Лаврентии не была еще полностью завершена к этому времени.

Важно отметить, что полюс Ирвинга с соавторами (комплекс Cleaver) близок к многочисленным (около 20), полюсам, отражающим широко распространенное в пределах Лаврентии Гудзонское перемагничивание, затронувшее раннепалеопротерозойские и архейские породы.

На основании этого, Ирвинг с соавторами полагают, что перемагничивание происходило в период 1.76-1.74 млрд. лет и связано с посторогенными процессами завершавшими Транс-Гудзонскую орогению. Однако очевидно, что близость соответствующих полюсов не является достаточным основанием как для датирования Гудзонского перемагничивания (тем более что близкие полюсы можно найти и среди полюсов более древнего возраста), так и для их отнесения к именно посторогенным процессам. Нам представляется, что перемагничивание могло возникать на всех стадиях формирования Лаврентии, начиная от коллизионного этапа и кончая посторогенным.

Можно предположить, что на протяжении 1.85-1.75 млрд. лет существовало некоторое ядро Лаврентии («низкоширотные» полюсы), которое «прирастало» террейнами, породы которых дают «высокоширотные» полюсы. Связанные с этим коллизионные и посторогенные процессы приводили к формированию Гудзонского перемагничивания. Если так, то соответствующий средний палеомагнитный полюс, полученный Ирвингом с соавторами, может отражать некоторое среднее, «эффективное» положение Лаврентии вблизи рубежа 1.8 млрд. лет.

Резюмируя проведенный краткий обзор, можно сделать следующие выводы:

1. Для интервала времени 1.85-1.75 млрд. лет для Лаврентии имеется, по крайней мере, две альтернативных группы полюсов, одна из которых указывает на близэкваториальное положение этого кратона в рассматриваемый интервал времени, тогда как другая свидетельствует в пользу его приполярного положения.
2. Допущение окончательной консолидации Лаврентии к 1.85 млрд. лет (при соблюдении базовых постулатов палеомагнетизма) ведет к отбрасыванию полюсов одной из этих групп. Причины, по которым такие полюсы могут быть отброшены, остаются неясными.
3. Непротиворечивый синтез палеомагнитных данных возможен при допущении более длительной (по крайней мере, вплоть до 1.77-1.78 млрд. лет) консолидации

Лаврентии. В этом случае низко- и высокоширотные полюсы можно рассматривать как полюсы, отражающие положение супертеррейнов, вошедших впоследствии в состав Лаврентии [см. напр. Symons et al., 2005]. Полюсы же Гудзонского перемагничивания отражают некоторое «среднее» положение Лаврентии в процессе ее консолидации и вскоре после.

4. Таким образом, имеющиеся на настоящий момент данные допускают три варианта для положения исходной части кривой КМП Лаврентии:

   a) «высокоширотный»:

      1.85 млрд. лет – Plat= 44° Plong =268° [рассчитано из Meert, 2004];

      1.77 млрд. лет – Plat= 58° Plong =273° [рассчитано из Meert, 2004];

   b) «низкоширотный»:

      1.96-1.83 млрд. лет – Plat= -1° Plong =288° [Irving et al., 2004];

      1.85-1.83 млрд. лет – Plat =5°; Plong= 279° **[**Pesonen et al, 2003];

      Plat= 5°; Plong = 266° [Диденко и др., 2005];

      1.77 млрд. лет – Plat= -11°; Plong = 272° **[**Pesonen et al, 2003];

   c) «гудзоновский»:

      1.96-1.83 млрд. лет: Plat= -1° Plong =288° [Irving et al.,2004];

      1.85-1.75 млрд. лет: Plat= 19° Plong =277° [Irving et al., 2004].

Интервал 1.7-1.1 млрд. лет. Интервал времени 1.74-1.5 млрд. лет практически не охарактеризован палеомагнитной записью. Имеется только один довольно плохо датированный палеомагнитный полюс, полученный по протерозойским кварцитам Sioux юго-западной Миннесоты, которому Песонен с соавторами [Pesonen et al., 2003] условно присваивают возраст 1.65 млрд. лет.

Для интервала 1.5-1.3 млрд. лет снова возникает проблема альтернативных полюсов. Значительная часть полюсов Лаврентии этого возраста получена по анорогенным Элсонским интрузиям Лабрадора. Эти полюсы разбросаны в приэкваториальной области вокруг долготы ~210°. Близкие им по возрасту полюсы Супергруппы Белт, хотя и лежат вблизи той же долготы, но смещены примерно на 20° к югу от элсонских полюсов. Такое различие могло бы быть связано с перемещениями бассейна Белт относительно остальной части Лаврентии на расстояние порядка 2000 км в пост-элсонское время. Однако эта гипотеза не находит какого-либо подтверждения в имеющейся геологической летописи. На основе данных, представленных в работе [Elston et al., 2002], авторы предлагают достаточно убедительное решение этой проблемы. Решение состоит в том, что на самом деле элсонская группа полюсов

объединяет в себе полюсы двух возрастных субгрупп – первой, включающей в себя более древние по отношению к супергруппе Белт полюсы, и второй, объединяющей более молодые полюсы. В этом случае полюсы формируют петлеобразный сегмент кривой КМП. Нисходящая ветвь этой петли образуется полюсами Croker Island pluton, Michikamau Anortosite, St.Francois volcanics, Electra Lake Gabbro, Laramie Anortosite Complex. Центральная часть представлена полюсами супергруппы Белт. Восходящая часть петли представлена позднеэлсонскими полюсами Seal Lake Group Red Beds, Mistastin Pluton, Nain Anortosite, Coppermine River Group, McKenzie Dykes, Sudbury Dikes. Эта интерпретация подтверждается рядом новых изотопных датировок, полученным по некоторым из названных объектов [см. ссылки в работе Elston et al., 2002]. Интересно отметить, что первоначальная оценка возраста Nain Anortosite составляла согласно Rb/Sr методу 1418 млн. лет, затем, по результатам анализа цирконов, изменилась до 1319 млн. лет, а по данным Ar-Ar анализа плагиоклазов составила 1171 млн. лет. Этот пример еще раз иллюстрирует необходимость осторожного подхода к цифрам, получаемым при изотопном датировании.

Согласно интерпретации Элстона с соавторами мы предлагаем ограничить тренд КМП Лаврентии для интервала 1.5-1.45 млрд. лет средним значением названных полюсов нисходящей части петли (табл. 6.2, строка 6), для интервала 1.45-1.4 млрд. лет – средним полюсом супергруппы Белт (табл. 6.2, строка 7), для интервала 1.4-1.2 млрд. лет – средним значением полюсов восходящей части петли (табл. 6.2, строка 8 – без Аризонских diabase sills – asymmetric**)**.

На восходящую часть этой петли попадают палеомагнитные полюсы трех самых древних свит супергруппы Большого Каньона: Bass limestone, Lower and Upper Hakatai Shale. Это дает основание авторам работы [Elston et al., 2002] полагать, что накопление этих свит происходило в интервале времени 1.4-1.2 млрд. лет, однако, поскольку на настоящий момент не имеется других прямых независимых датировок этих свит, мы не включаем их палеомагнитные полюсы в расчет среднего палеомагнитного полюса соответствующего интервала.

Восходящая часть петли продолжается полюсами более молодых осадочных свит Большого Каньона: Shinumo Quartzite и Dox Sandstone, которые перекрываются с палеомагнитными полюсами, полученными по магматическим образованиям рифтовой системы Кивино, расположенной на значительном удалении от Большого Каньона (1.2-1.11 млрд. лет, полюсы G4-G7, K3-K8, K10-K12 в работе [Elston et al., 2002]). Важно отметить, что только полюсы завершающей части этого тренда имеют относительно хорошие изотопные датировки (Osler volcanics – 1.11 млрд. лет; NorthShore Volcanics –

1.12 млрд. лет). Принадлежность же остальных полюсов к этому сегменту кривой КМП основана на их положении и ряде косвенных указаний, ограничивающих их возраст. Координаты среднего палеомагнитного полюса для этого сегмента КМП (табл. 6.2, строка 9**)** получены при осреднении палеомагнитных полюсов, предложенных для соответствующего интервала Элстоном с соавторами [Elston et al., 2002].

Бакэн с соавторами [Buchan et al., 2000] предлагает для характеристики близкого временного интервала 1.14-1.1 млрд. лет три «ключевых» определения, которые дают средний полюс с координатами plat=45°, plong=207°. Песонен с соавторами [Pesonen et al., 2003] для времени 1.15 млрд. лет предлагают очень близкий полюс plat=44°, plong=214°. Очевидно, что здесь, как и раньше, основной причиной расхождения средних полюсов являются различия в критериях отбора палеомагнитных определений, различия в оценке их возраста, а также несовпадение используемых уровней осреднения. Эти полюсы не противоречат приведенному выше, но, вероятно, отмечают большую вытянутость к северу рассматриваемого участка КМП, образующего вместе с более молодыми полюсами так называемую Логановскую петлю (Logan loop).

Интервал 1.1-0.7 млрд. лет. Интервал времени 1.1-1.0 млрд. лет для Лаврентии наиболее наполнен палеомагнитными определениями, причем среди этих определений довольно много таких, которые имеют достаточно хорошие изотопные датировки. Несмотря на это и здесь имеется расхождение в оценке положения кривой кажущейся миграции полюса. Хотя на данном этапе исследований эти расхождения и не носят принципиального характера, различие в положении одновозрастных участков могут доходить до 15-20°. В качестве иллюстрации этих расхождений в таблице 6.2 приведены последовательности средних полюсов, предложенных Писаревским и Натаповым [Pisarevsky and Natapov, 2003] и Павловым с соавторами [Павлов и др., 2002]. Тренд, приведенный в последней работе, является простым осреднением полюсов, отобранных для этого интервала Вэйлом с соавторами [Weil et al., 1998]. Примерно такой же тренд используется в работах [Warnock et al., 2000] и [Weil et al., 2003]. В отличие от тренда Писаревского и Натапова (сходного с таковым Элстона с соавторами [Elston et al., 2002], Мирта и Торсвика [Meert and Torsvik, 2003]), идущего от 30-40-х широт северного полушария практически на юг вдоль меридиана 180°, смещение полюса здесь происходит примерно из тех же областей, но в юго-юго-восточном направлении.

На протяжении многих лет дискутируется форма так называемой «гренвильской петли», т.е. участка лаврентийской кривой КМП, отвечающего приблизительно

интервалу времени 1000-800 млн. лет. Имеющиеся проблемы в значительной степени связаны с тем, что палеомагнитные полюсы, определенные для этого интервала, получены в основном по медленно остывавшим метаморфическим породам с использованием различных компонент намагниченности, последовательность образования которых до конца неясна. В зависимости от выбора той или иной временной последовательности палеомагнитных полюсов, их смещение в течение этого временного интервала предлагалась либо по часовой [McWilliams and Dunlop, 1978; Berger et al., 1979; Hyodo and Dunlop, 1993; Alwarez and Dunlop, 1998], либо против часовой стрелки [Weil et al., 1998]. Данные, полученные недавно с использованием детальной термохронометрии и специальной низкотемпературной чистки [Warnock et al., 2000], скорее подтверждают последнюю точку зрения. Существенным, если не решительным доводом в пользу смещения лаврентийских полюсов рассматриваемого возраста против часовой стрелки являются новые палеомагнитные полюсы, полученные по стратиграфической последовательности слагающей среднюю и верхнюю часть супергруппы Большого Каньона, а именно по неопротерозойским свитам Nankoweap, Galeros и Kwagunt, чей возраст оценивается как 900-850, 800 и 740 млн. лет. Эти полюсы хорошо согласуются с близкими по возрасту полюсами, полученными по магматическим породам Tsezotene Sills (778 млн. лет) и Franklin Dykes (723 млн. лет) [Park et al., 1989; Christie and Fahrig, 1983], что позволяет очертить тренд для этого возраста следующими точками (см. табл. 6.2, строки 16-18), где приведенные полюсы являются простым осреднением представленных в таблице полюсов соответствующих возрастов.

Таким образом, современные представления о характере перемещения палеомагнитного полюса Лаврентии в течение интервала времени 1.9-0.7 млрд. лет можно выразить следующей последовательностью полюсных координат (см. табл. 6.2).

Анализ приведенной таблицы 6.2 показывает, что внутри периода 1.9-0.7 млрд. лет существует два временных интервала, для которых имеются заметные разногласия относительно истинного положения палеомагнитных полюсов Лаврентии.

Для первого из них (1.9-1.75 млрд. лет) эти разногласия носят принципиальный характер: в зависимости от выбора того или иного варианта Лаврентия оказывается либо в приэкваториальных. либо в приполярных широтах, что имеет своим следствием совершенно различные тектонические интерпретации. К сожалению, как это уже отмечалось выше, на настоящий момент, по-видимому, не имеется достаточно оснований для уверенного предпочтения какого-либо из имеющихся вариантов.

Различия в описании лаврентийского сегмента КМП 1.1-0.95 млрд. лет на данном этапе исследований можно, вероятно, рассматривать, как различия второго порядка, которые не меняют интерпретацию принципиально (в частности, общую оценку палеогеографического положения Лаврентии), но имеют значение для выяснения деталей тех или иных палеотектонических реконструкций. Так, в частности, в случае принятия выбранного нами варианта (см. табл. 6.2) в рассматриваемый период времени Сибирская платформа может быть соединена своим юго-юго-восточным краем с северным (в современной системе координат) побережьем Северной Америки [Павлов и др., 2002]. Альтернативная интерпретация (см. табл. 6.2, значения в скобках) приводит примерно к такому же взаимному положению Сибири и Лаврентии, однако требует, чтобы между ними имелось некоторое пространство [Pisarevsky and Natapov, 2003]. Понятно, что такие различия в интерпретации существенно меньше различий между вариантами, предлагавшимися ранее для описания взаимного положения Сибири и Лаврентии и позволяют существенно сократить круг рассматриваемых моделей.

Представляется, что с получением новых данных Вэйлом с соавторами [Weil et al., 2003, 2004] и Варноком с соавторами [Warnock et al., 2000] дискуссию относительно формы Гренвильской петли 1.0-0.7 млрд. лет можно считать завершенной и последовательность полюсов, полученных названными авторами для этого временного интервала, следует рассматривать как отражающую современное состояние знаний по данному вопросу.

6.4. **Сибирская платформа и Лаврентия в позднем протерозое**.

Поскольку количество отобранных нами надежных палеомагнитных определений не позволяет вдаваться в подробности тектонической истории Лаврентии и, в особенности, Сибири, то на данном этапе исследований мы считаем наиболее правильным выполнить сопоставление общих тенденций перемещения этих кратонов, которое уже при данном масштабе рассмотрения позволит сделать определенные выводы касательно их тектоники с конца палеопротерозоя по начало неопротерозоя.

На рис. 6.3 представлены кривые КМП Сибири и Лаврентии для интервала времени 1.9-0.9 млрд. лет, построенные с использованием полученных и отобранных в настоящей работе палеомагнитных определений. Анализ этих кривых показывает, что их возможно согласовать, однако согласованность может быть достигнута только в том случае, если палеомагнитные полюсы Сибири будут взяты с использованием «нетрадиционной» опции полярности палеомагнитных направлений. Обоснованность

такого выбора подтверждается последними данными, полученными по позднему докембрию Сибирской платформы [Павлов и др., 2002; Shatsillo et al., 2005; Shatsillo et al., 2006]. Полюс Эйлера, наилучшим образом совмещающий кривую КМП Сибири с кривой Лаврентии в современных ее координатах, расположен на 73° с.ш., 110° в.д., угол поворота составляет 165° против часовой стрелки.

Все полюсы, используемые при построении указанного участка кривой КМП Сибири, приведены в таблице 6.3 с соответствующими поправками за раскрытие Вилюйского рифта и инвертированы в соответствии с выбором полярности (поворот вокруг полюса Эйлера к Лаврентии не учтен). Изображенные на рисунке 6.3 (а) кривые КМП указывают на то, что имеющиеся на настоящий момент палеомагнитные данные позволяют говорить об общей согласованности перемещений Сибири и Лаврентии в рассматриваемом временном интервале, не исключая, однако, мелкомасштабных расхождений в их траектории движения.

На рисунке 6.3 (б) представлена серия реконструкций взаимного положения Сибири и Лаврентии 1.85, 1.50 и 1.10-0.95 млрд. лет назад. Данный пример иллюстрирует координацию перемещений Сибири и Лаврентии, отражающуюся как в широтном расположении кратонов, так и в их вращении относительно меридиональной сетки. Существование такой координации является сильным доводом в пользу того, что Сибирь и Лаврентия на протяжении всего мезопротерозоя входили в состав единого суперконтинентального образования.

Наиболее детальную информацию о широтном перемещении и ориентации Сибирского кратона на протяжении рассматриваемого временного интервала дает рисунок 6.4. Из него следует, что в интервале 1.9-1.5 млрд. лет назад Сибирь испытывала квазиколебательные перемещения в приэкваториальной области, значительно сместившись к средним широтам северного полушария лишь в кондёрское, бурдурское и котуйканское время. При подходе к рубежу 1.5 млрд. лет Сибирь повернулась против часовой стрелки на угол порядка 45° относительно палеомеридиана по сравнению с ее положением в гонамское время. Отсутствие ключевых палеомагнитных определений для отрезка времени 1.5-1.1 млрд. лет не позволяет уверенно проводить палеореконструкции Сибири в этом временном интервале, поэтому полюсы дебенгдинской свиты и чиэресской дайки были использованы для указания примерного расположения кратона в этом «окне». Исходя из этих данных, Сибирская платформа располагалась в 10-15-х широтах северного полушария.

Начиная с тоттинского времени, т.е. около 1.1 млрд. лет назад, Сибирская платформа сместилась из средних широт северного полушария к экватору (кандыкское и усть-кирбинское время), снова испытав поворот против часовой стрелки на угол примерно 35° относительно меридиана.

Палеомагнитные данные указывают также на то, что с конца палеопротерозоя [Диденко и др., 2005] и все мезопротерозойское время Сибирь была обращена своей современной юго-юго-восточной окраиной к современным северным окраинам Лаврентии (Северной Америки) (рис. 6.5), поскольку только такая конфигурация возможна при показанном на рис. 6.3 (а) совмещении участков кривых КМП этих кратонов. Этот вывод хорошо согласуется с геодинамическими реконструкциями (см. главу 1), выполненными на основе анализа геологических данных Рейнбердом с соавторами [Rainbird et al., 1998], Фростом [Frost et al., 1998], Худолеем [Khudoley et al., 2001; Худолей, 2003], [Диденко и др., 2005 (палеомагнитные данные)], а также с реконструкцией суперкратона Арктика, выполненной Конди [Condie, 2002].

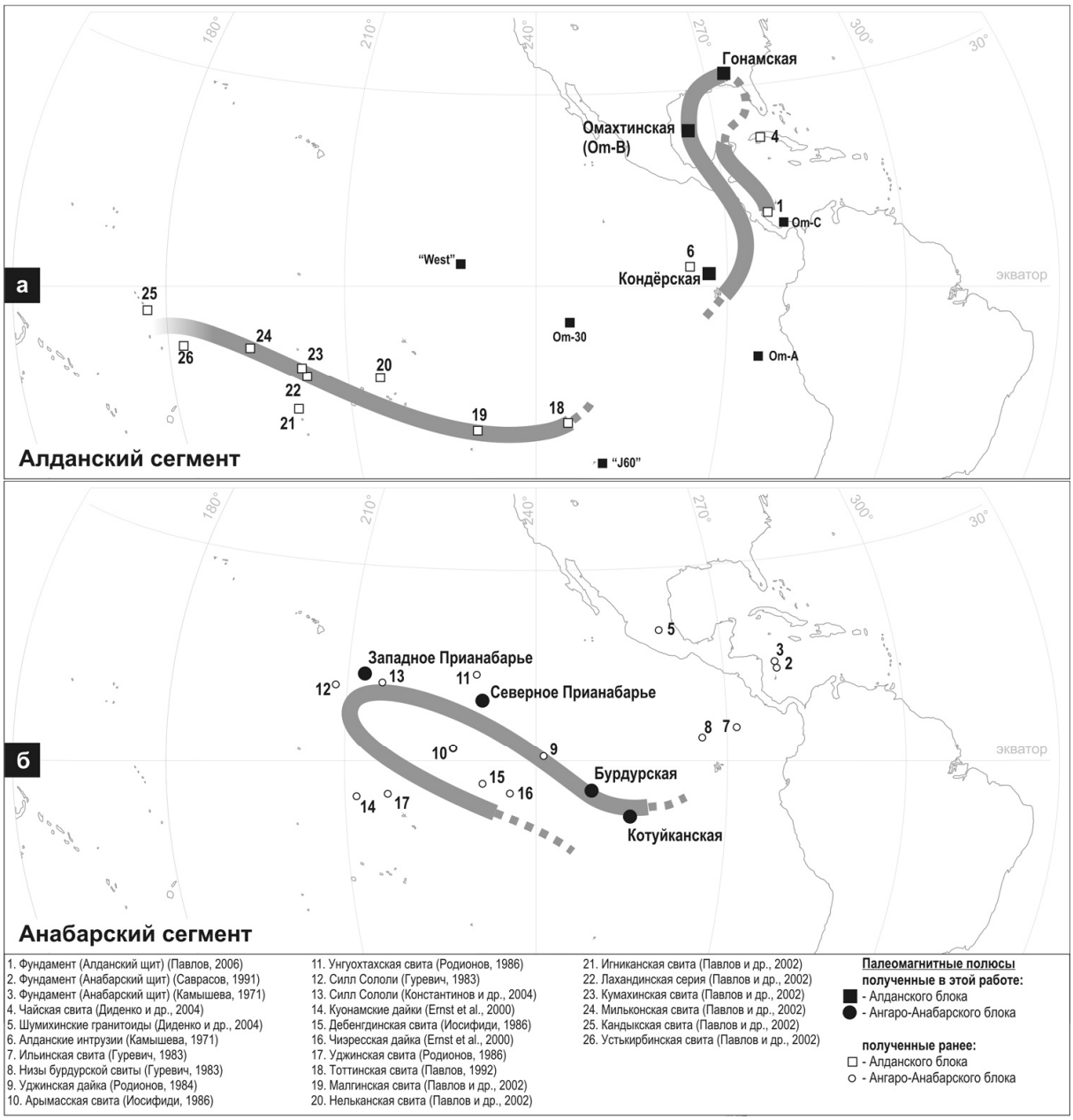

Рисунок 6.1. Предлагаемые в работе мезопротерозойские сегменты кривой КМП Сибирской платформы для палео-мезопротерозойского времени: (а) для Алданского блока; (б) для Ангаро-Анабарского блока (с учетом раскрытия Вилюйского рифта).

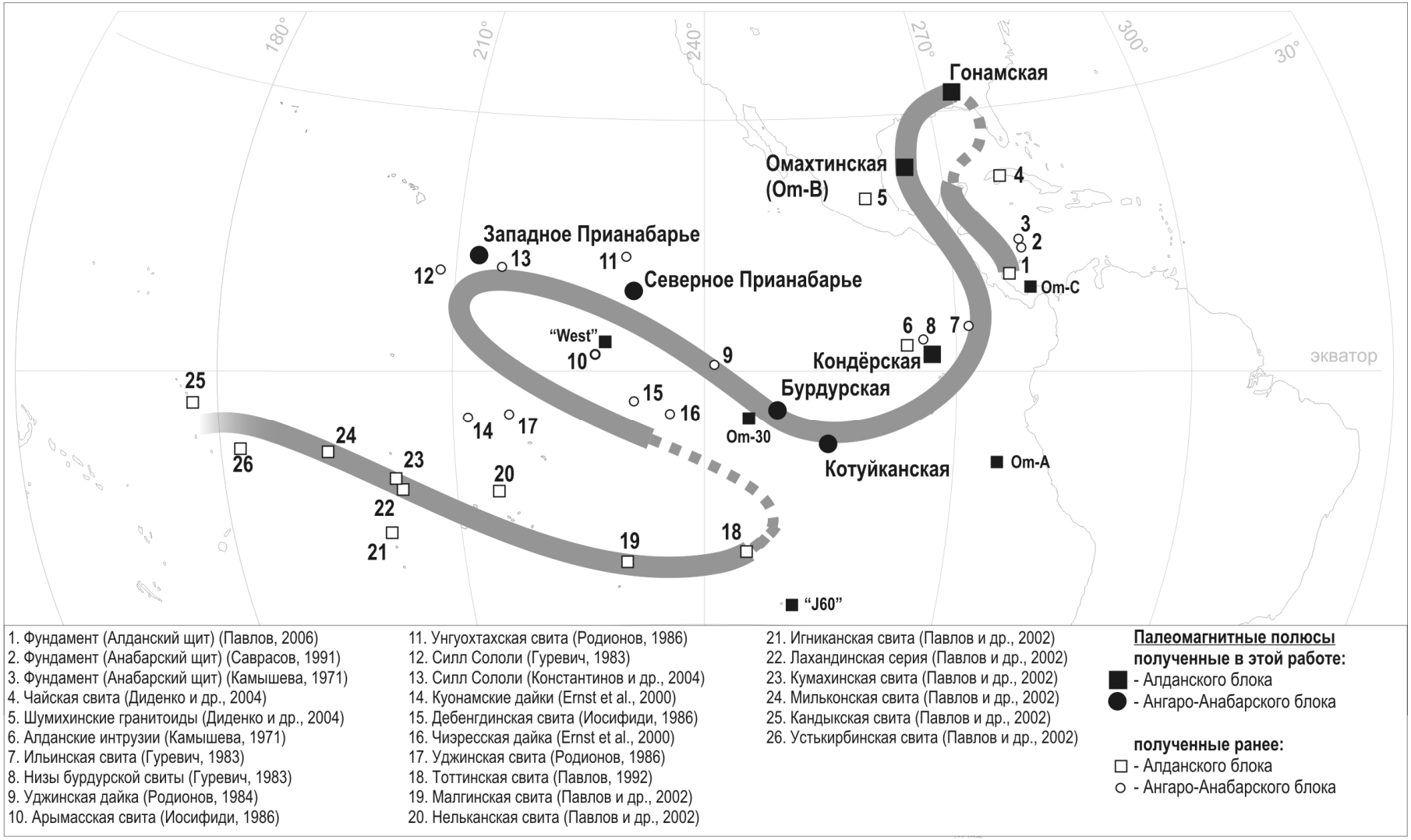

Рисунок 6.2. Предлагаемая модель палео-мезопротерозойского участка кривой КМП Сибирской платформы.

Таблица 6.2. Палеомагнитные полюсы Лаврентии в интервале 1.9-0.9 млрд. лет.

№	Возраст (млн. лет)	Варианты полюса: выбранный (альтернативный)		Источник
		Ф	Λ	
1	1960-1830	-1	288	Irving et al., 2004
2	1850-1830 (1850-1840)	7 (32)	279 (272)	среднее по Диденко и др., 2005; Buchan et al., 2000; Pesonen et al., 2003 (Meert, 2002)
3	1770 (1800-1770)	-11 (65)	272 (270)	Pesonen et al., 2003 (Meert, 2002)
4	1750-1740	20	271	Irving et al., 2004
5	1650	21	250	Pesonen et al., 2003
6	1500-1450	-6	221	среднее по полюсам, цитируемым в Elston et al., 2002
7	1450-1400	-20	211	средний полюс свит супергруппы Белт, Elston et al., 2002
8	1400-1200	3	196	среднее по полюсам, цитируемым в Elston et al., 2002
9	1200-1100	28	181	среднее по полюсам, цитируемым в Elston et al., 2002
10	1100 (1097)	45 (32)	211 (184)	Pisarevsky and Natapov, 2003
11	1100-1110 (1095)	45 (27)	192 (181)	Павлов, 2002, генерализация данных Weil et al., 1998; Powell et al., 1993 (Pisarevsky and Natapov, 2003)
12	1085-1100 (1087)	33 (22)	180 (181)	Павлов, 2002, генерализация данных Weil et al., 1998; Powell et al., 1993 (Pisarevsky and Natapov, 2003)
13	1050-1075 (1050)	24 (5)	177 (179)	Павлов, 2002, генерализация данных Weil et al., 1998; Powell et al., 1993 (Pisarevsky and Natapov, 2003)
14	1000-1020 (1020)	9 (-11)	165 (181)	Павлов, 2002, генерализация данных Weil et al., 1998; Powell et al., 1993 (Pisarevsky and Natapov, 2003)
15	960-990 (970-990)	-23 (-36)	148 (143)	Павлов, 2002, генерализация данных Weil et al., 1998; Powell et al., 1993 (Pisarevsky and Natapov, 2003)
16	900-850	-10	163	Weil et al. 2003,2004; Warnock et al., 2000
17	780-800	2	145	Weil et al. 2003,2004; Warnock et al., 2000
18	740-720	7	161	Weil et al. 2003,2004; Warnock et al., 2000

Примечание: Ф, Λ – широта и долгота палеомагнитного полюса соответственно.

Таблица 6.3. Палеомагнитные полюсы Сибирской платформы с поправкой за раскрытие Вилюйского рифта (произведен поворот Анабарских полюсов и полюса шумихинских гранитоидов вокруг 117° в.д. и 62° с.ш. на 25° по ч.с.) и инвертированные в соответствии с выбором альтернативной полярности палеомагнитных направлений.

Объект	Возраст, млн. лет	Палеомагнитный полюс			Ссылка
		Φ	Λ	dp/dm (A95)	
Алданский блок:					
Чайская свита	1854±5 – 1863.2±8.7	-22.5	97.4	1.5/2.8	Диденко и др., 2004
Малгинская свита	>1045±20	22.5	50.4	2.5	Pavlov et al.,2002
Лахандинская серия	>1025±20	13.3	23.2	10.7	Pavlov et al.,2002
Кандыкские объекты	975±25	3.1	356.7	4.3	Pavlov et al.,2002
Гонамская свита	<1703	-32.1	93.6	4.3/8.5	эта работа
Омахтинская свита		-23.7	85.4	2.9/5.8	эта работа
Кондёрская свита	<1100	-2.2	86.3	5.6/9.7	эта работа
Фундамент (Б.Аим+Учур)	1900-1800	-11.0	97.0	7.0	Павлов, 2006
Тоттинская свита	<1100	21.3	65.3	9.1	Павлов, 1992
Усть-кирбинская свита	950±20	8.1	2.6	10.4	Pavlov et al.,2002
Алданские интрузии	1590	-3.0	84.0	9.1/15.4	Камышева: ПНиПП, 1971
Ангаро-Анабарский блок:					
Северное Прианабарье	1513±51	-9.5	51.6	5.0/9.9	эта работа
Шумихинские гранитоиды	1843-1858	-19.8	83.4	3.4/6.4	Диденко и др., 2004
Куонамские дайки	1498-1508	5.2	31.8	14.0/18.0	Ernst et al., 2000
Западное Прианабарье	1400-1000	-13.4	32.7	7.6/14.5	эта работа
Котуйканская свита		8.5	74.7	5.4/9.2	эта работа
Бурдурская свита		4.6	68.6	1.9/3.5	эта работа
силл Сололи	1260-1800	-12.1	35.6	9.5/17.5	Константинов и др., 2004
Фундамент (Анабар)	1900-1800	-13.9	98.9	5.0	Саврасов, 1990
Чиэресская дайка	1382-1386	5.0	55.9	5.0/9.0	Ernst et al., 2000
Фундамент (Анабар)	1900-1800	-14.8	98.6	15.0	Камышева (ПНиП, 1971)
силл Сололи	1260-1800	-11.6	28.1	2.5/4.4	Гуревич, 1983
Оленёк, интрузии	>1850-2080	-25.0	66.8	4.2/7.7	Камышева (ПНиП,1973)
Дебенгдинская св.	>1211-1272	3.5	51.7	5.2/10.2	Иосифиди (ПНиП,1986)
Арымасская св.	1200-1260	-2.1	47.1	5.0/10.0	Иосифиди (ПНиП,1986)
Бурдурская свита (низы)		-2.9	84.9	7.0/12.0	Гуревич, 1983
Ильинская свита, эффузивы		-5.2	91.5	1.6/3.0	Гуревич, 1983
Уджинская дайка	1218-577	-0.8	61.1	2.6/5.1	Родионов, 1984
Уджинская свита	1000-800	4.9	36.8	4.6/9.1	Родионов (ПНиП, 1986)
Унгуохтахская свита	1350-1050	-13.5	50.6	6.5/12.5	Родионов (ПНиП, 1986)

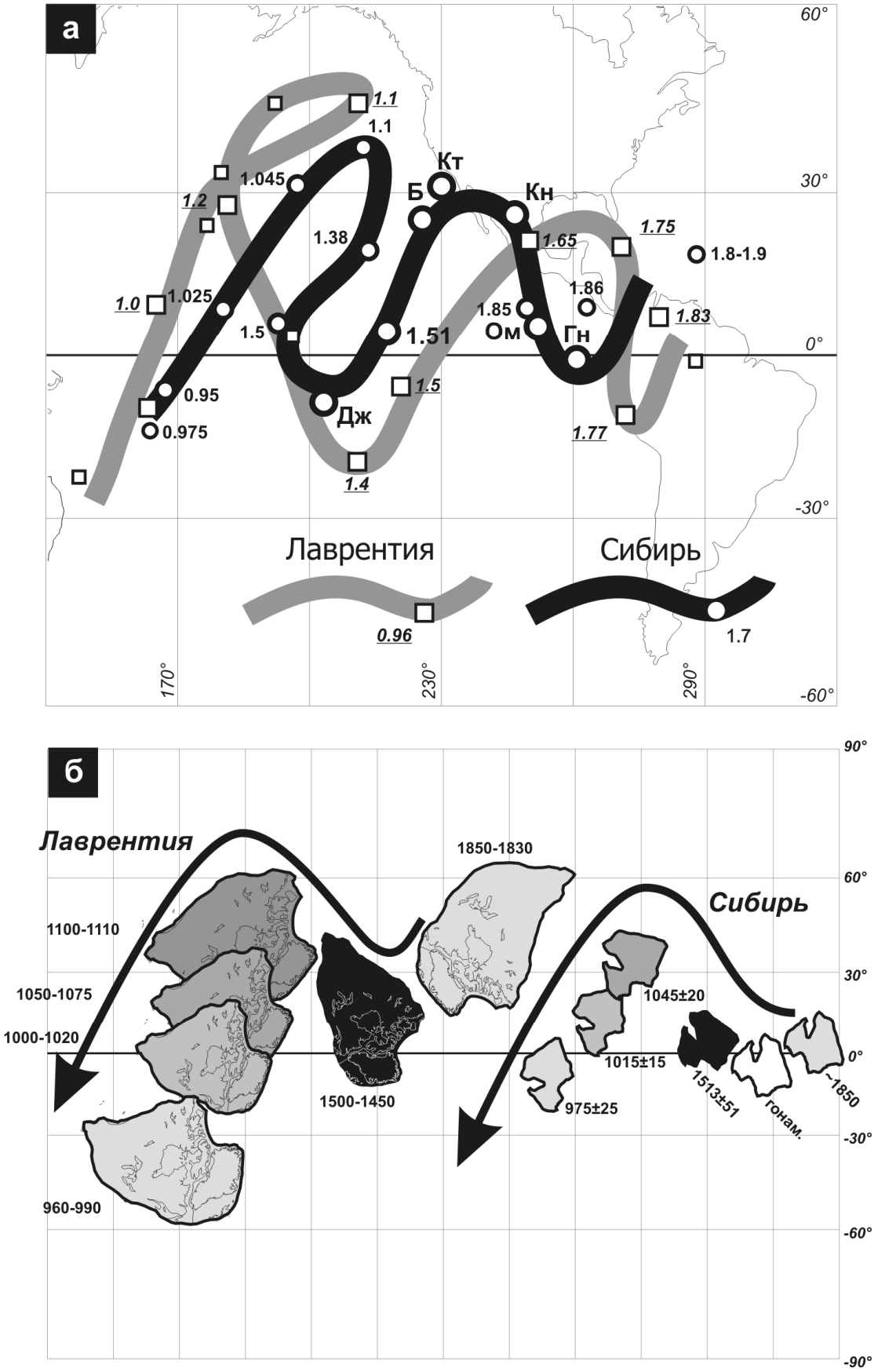

Рисунок 6.3. (а) – наилучшее совмещение участков кривых КМП Сибири и Лаврентии, отвечающих интервалу времени с конца палеопротерозоя по начало неопротерозоя; (б) – иллюстрация согласованности взаимных перемещений Сибири и Лаврентии в тот же временной интервал.

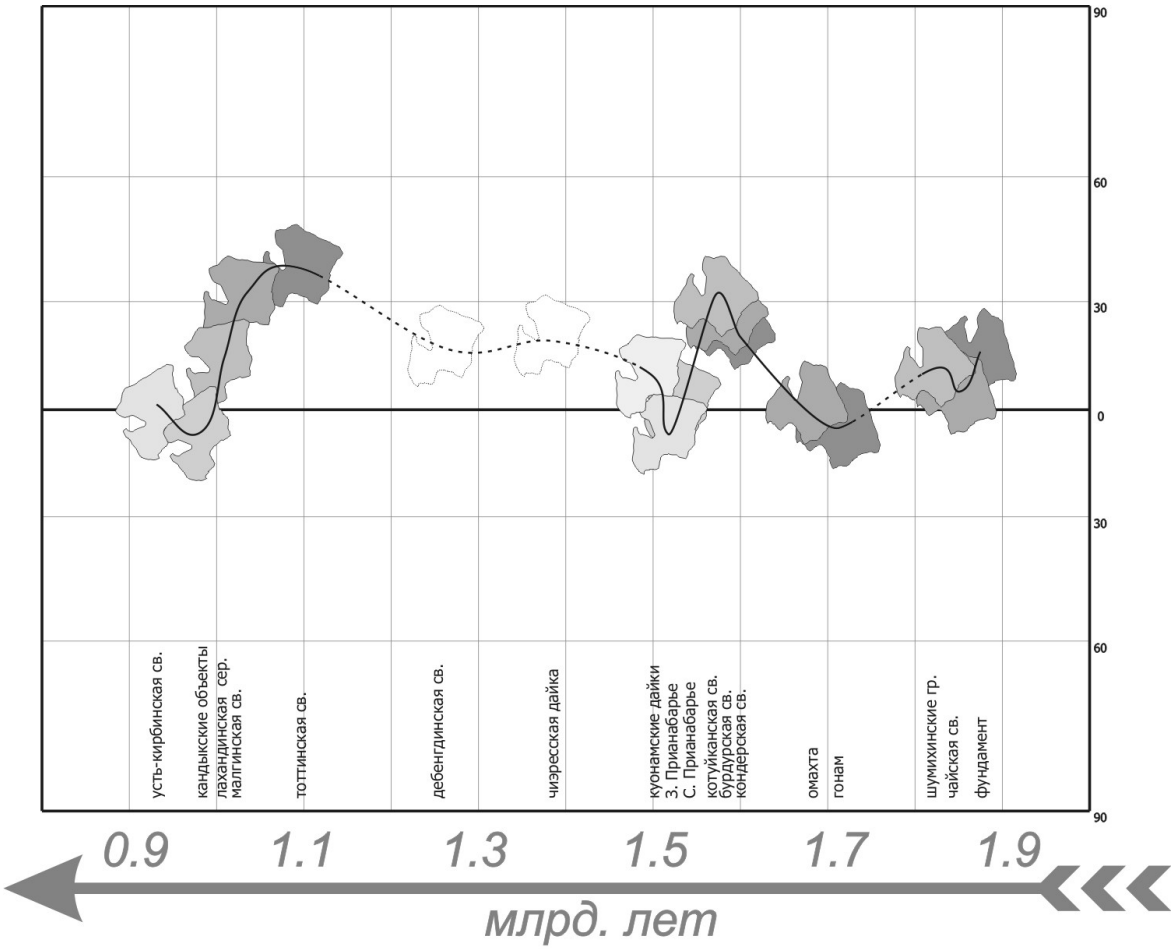

Рисунок 6.4. Перемещение и ориентировка Сибирского кратона на протяжении мезопротерозоя.

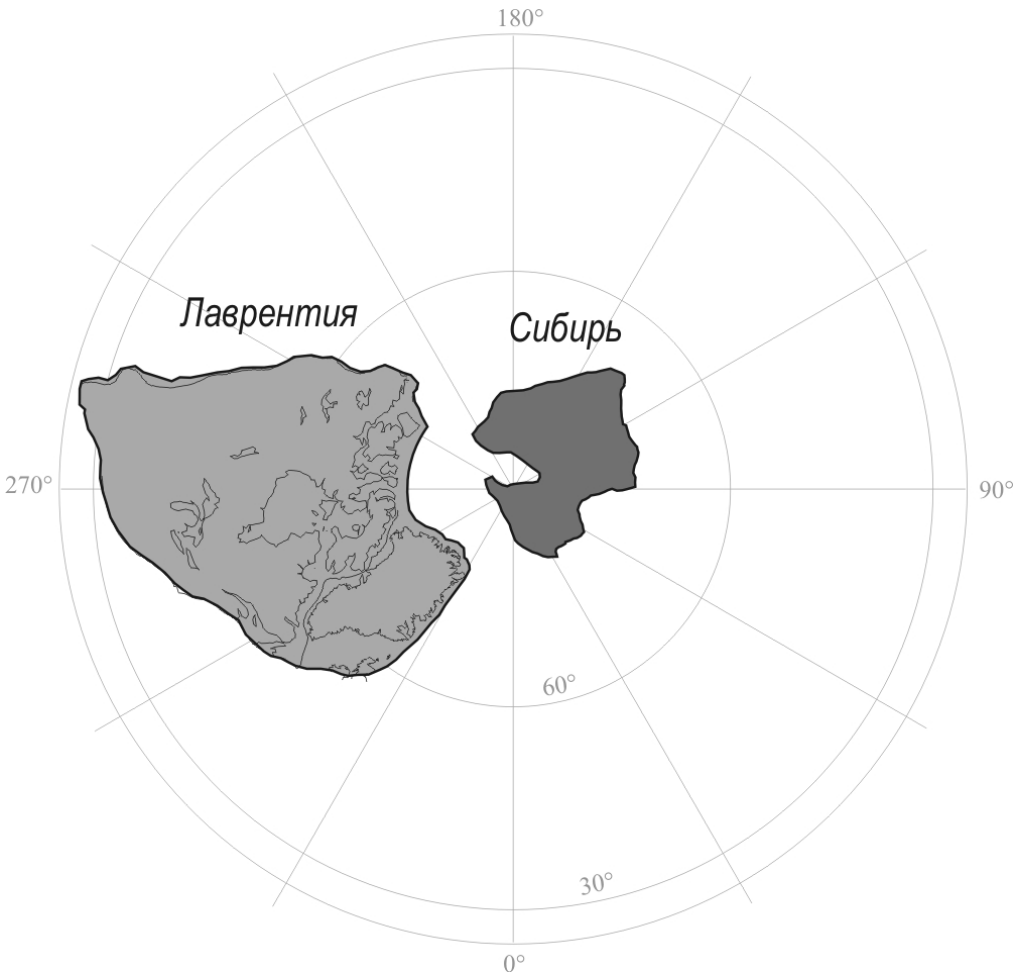

Рисунок 6.5. Реконструкция взаимного положения Сибири и Лаврентии на протяжении мезопротерозоя на основании полученных данных (в современных координатах Лаврентии (Северной Америки)).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные на современном уровне палеомагнитные исследования пермо-триасовых траппов Сибирской платформы позволили определить новые пермо-триасовые палеомагнитные полюсы для двух удаленных районов Сибири. С учетом полученных данных с высокой точностью рассчитан новый средний палеомагнитный полюс Сибирской платформы для времени около 250 млн. лет назад. Сравнение этого полюса с соответствующим одновозрастным полюсом Стабильной Европы позволило провести тестирование гипотезы центрального осевого диполя для границы палеозоя и мезозоя. Результаты исследований, полученные в первой части работы, имеют важное значение для оценки устойчивости дипольной конфигурации геомагнитного поля на протяжении геологического времени.

Впервые на современном аппаратурном и методическом уровне выполнены региональные палеомагнитные исследования широкого круга ранне- и среднерифейских геологических объектов Сибирской платформы, часть из которых до сих пор не изучалась палеомагнитным методом. Полученные результаты имеют большое значение для восстановления тектонической истории Сибирского кратона в докембрии и позволяют существенно продвинуться в решении одной из важнейших задач палеомагнетизма Сибири, заключающейся в построении кривой кажущейся миграции ее палеомагнитного полюса. Проведенные изыскания определяют направления дальнейших исследований, посвященных решению задач палеомагнетизма докембрия Сибирской платформы.

Результаты проведенных исследований позволяют сделать следующие **выводы**:

1. Пермо-триасовые палеомагнитные полюсы Стабильной Европы и Сибирской платформы значимо различаются. Наиболее вероятными причинами наблюдаемого систематического отклонения одновозрастных полюсов этих платформ следует считать занижение магнитного наклонения европейских данных и/или 10%-ый отрицательный вклад октупольной компоненты в геомагнитное поле на границе палеозоя и мезозоя.
2. Большинство из изученных мезопротерозойских объектов Сибирской платформы сохранили запись древнего геомагнитного поля. На основе рассчитанных палеомагнитных полюсов и новых геохронологических данных предложена новая модель палео-мезопротерозойского отрезка кривой кажущейся миграции полюса Сибирской платформы, заметно дополняющая и развивающая первую модель, представленную Диденко с соавторами [Диденко, Водовозов, 2004, 2005].

3. Палеомагнитные данные указывают на неодновременность образования нижнерифейских отложений Учуро-Майского и Анабарского районов, а также на то, что внедрение интрузивных тел Западного и Северного Прианабарья происходило неодновременно, но в относительно близкие интервалы времени около 1.5 млрд. лет назад. Палеомагнитных полюсы, полученные ранее по протерозойским базитам Оленекского поднятия (силл реки Сололи [Гуревич, 1983], Уэттяхский силл [Константинов и др., 2004]), расположены в непосредственной близости от палеомагнитных полюсов интрузий Северного и Западного Прианабарья. Этот факт свидетельствует в пользу близости возраста соответствующих магматических событий.
4. Получены палеомагнитные ограничения на взаимное Сибири и Лаврентии в мезопротерозойское время. Показано, что палеомагнитные данные в первом приближении согласуются с имеющимися геологическими и геохронологическими данными [Frost et al., 1998; Rainbird et al., 1998; Худолей, 2003; и др.] и говорят в пользу существования трансдокембрийского суперкратона Арктика, включавшего в себя Сибирь и Лаврентию.

Список используемой литературы.

1. Аплонов С.В., Геодинамика глубоких осадочных бассейнов, СПб., 2000, 210 с.
2. Баженов М.Л., Моссаковский А.А. Горизонтальные перемещения Сибирской платформы в триасе по палеомагнитным и геологическим данным // Геотектоника. 1986. № 1. С. 59-69.
3. Бачманов Д.М., Н.Н. Говорова, С.Ф. Скобелев, В.Г. Трифонов, Неотектоника Урала (проблемы и решения), Геотектоника, №5, 2001, С. 61-75.
4. Беляков Л.П., Гусев Б.В., Кутейников Е.С., Фирсов Л.В. Позднепротерозойские трапповые интрузии западного крыла Анабарской антеклизы. В кн. «Геология и петрология интрузивных траппов Сибирской платформы». 1970. С.67-80
5. Боронин В.П., Буров Б.В.,Петров П.П. Некоторые результаты палеомагнитных исследований верхнепермских отложений вблизи д..Монастырка, Тат.АССР. В сб. Аппаратура, методика и интерпретация геофизических наблюдений. Ред.Боронин В.П. Казань:1971. С.104-108.
6. Бочкарев В.С. Тектонические условия замыкания геосинклиналей и ранние этапы развития молодых платформ (на примере Западно-Сибирской плиты и ее обрамления). М., Недра, 1973. С. 127.
7. Буров Б.В. Отдельные детали пермских инверсий. В сб. Методика палеомагнитного изучения красноцветов. Ред.Боронин В.П. Казань:1979. С.92-102.
8. Васильева И.М., Овчинникова Г.В., Семихатов М.А., Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Каурова О.К., Гороховский Б.М., Подковыров В.Н. Pb-Pb возраст известняков малгинской свиты, среднерифейская керпыльская серия, восточная Сибирь. В: Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты. I Российская конференция по изотопной геохронологии, тезисы докладов. Москва, ИГЕМ РАН, 2000, с. 82-83.
9. Вегенер А. Происхождение континентов и океанов. Л.: Наука, 1984. 285 с.
10. Веселовский Р.В., И. Галле, В.Э. Павлов, Палеомагнетизм траппов долин рек Подкаменная Тунгуска и Котуй: к вопросу о реальности послепалеозойских относительных перемещений Сибирской и Восточно-Европейской платформ, Физика Земли, №10, 2003, С. 78-94.
11. Гапеев А.К., Цельмович В.А. Микроструктура природных гетерофазно-окисленных титаномагнетитов // Изв. АН СССР. Физика Земли, 1986, № 4, с. 100-104
12. Гаррис М.А., Казаков Г.А. и др. В кн. Абсолютный возраст геологических формаций. Доклады советских геологов на XXII сессии Международного геологического конгресса. М.: 1964.
13. Геология и рудные месторождения Норильска. Путеводитель VII международного симпозиума по платине. Под. Ред. В.В. Дистлера и В.Е. Кунилова, Москва, 1994.
14. Геология СССР. т.18. Западная часть Якутской АССР. ч.1. Геологическое описание. кн.1. М.: Недра. 1970 г. 535 с.
15. Глуховский М.З., Моралев В.М. Тектоническое положение и петрогенезис анортозитов Алданского щита // Геология и геофизика, 1988, № 4, с. 37-43
16. Глуховский М.З., Моралев В.М., Суханов М.К. Тектоническое положение раннепротерозойских анортозитов и гранитоидов Алданского щита и зональность процессов термотектогенеза // Геотектоника, 1993, № 3, с. 69-81
17. Горохов И.М., Мельников Н.Н., Турченко Т.Л., Кутявин Э.П. Rb-Sr систематика пелитовых фракций в нижнерифейских аргиллитах: усть-ильинская свита,

Анабарский массив, северная Сибирь // Литология и полезные ископаемые. 1997. №5. С.530-539

18. Горохов И.М., Семихатов М.А., Мельников Н.Н., Турченко Т.Л., Константинова Г.В., Кутявин Э.П. Rb-Sr геохронология среднерифейских аргиллитов юсмастахской свиты, Анабарский массив, северная Сибирь // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2001. Т.9. №3. С.3-24
19. Гусев Б.В. Горизонтальные движения земной коры в истории формирования мезозойских прогибов и сопредельных структур центральной части Советской Арктики. В кн.: Геотектонические предпосылки к поискам полезных ископаемых на шельфе Северного Ледовитого океана. Л., 1974. С. 68-81.
20. Гусев Б.В. Переходная палеомагнитная зона в базальтах коготокской свиты на севере Сибирской платформы. В кн.: Геофизические методы разведки в Арктике. Л.: 1968, вып. 5. С. 67-71.
21. Гусев Б.В., Металлова В.В., Файнберг Ф.С. Магнетизм пород трапповой формации западной части Сибирской платформы. Л., Недра, 1967. (Тр. НИИГА, т. 152).
22. Давыдов В.Ф. Трапповый магматизм Сибирской платформы с точки зрения палеомагнетизма // Геофизические исследования при решении геологических задач в Восточной Сибири. М.: Недра, 1964. Вып. 3. С. 79-97.
23. Давыдов В.Ф., Кравчинский А.Я. Определения №6-34-6-38. В кн. Палеомагнитные направления и палеомагнитные полюса. Справочные данные по СССР. Л., 1971. 123 с. (ВНИГРИ).
24. Давыдов В.Ф., Кравчинский А.Я. Палеомагнитные исследования горных пород Восточной Сибири. В кн.: Настоящее и прошлое магнитного поля Земли. М., Наука, 1965. С. 294-302.
25. Диденко А.Н., Водовозов В.Ю. Траектория кажущейся миграции полюса Сибири для второй половины раннего протерозоя. В сб.: Палеомагнетизм и магнетизм горных пород. Казань. 2004. с.128-134.
26. Диденко А.Н., В.Ю.Водовозов, И.К.Козаков, Е.В.Бибикова. Палеомагнитное и геохронологическое изучение постколлизионных раннепротерозойских гранитоидов юга Сибирской платформы: методические и геодинамические аспекты // Физика Земли. 2005. № 2, с. 66-83.
27. Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М. и др. Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7-8. С. 59-75.
28. Золотухин В.В., Пономарчук В.А., Травин А.В., Васильев Ю.Р. Эволюция пермо-триасового магматизма на севере Сибирской платформы согласно Ar40/Ar39 данным // «Геодинамика и эволюция Земли. Тезисы конференции РФФИ». Новосибирск, 1996.
29. Интерпретация геохимических данных: Учеб. пособие / Е.В. Скляров и др.; Под ред. Е.В.Склярова. М.: Интермет Инжиниринг, 2001, 288 с.
30. Иосифиди А.Г., Храмов А.Н., Трапезников В.Г., Пухонто С.К. Палеомагнетизм раннепермских отложений печорской плиты: оценка горизонтальных поворотов структур. Физика Земли, №2, 2005, с. 52-65.
31. Казанский Ю.П., Е.В. Мозгунова, В.И. Москвин, Э.П. Солотчина, Состав и строение триасовых вулканогенных отложений сверхглубокой скважины ТСГ-6, Геология и геофизика, Т.36, N6, 1995, С. 157-164.
32. Каменщиков Д.А., Павлов В.Э., Святловский В.В. Палеомагнитное датирование трапповых тел долины р.Мойеро // Вестник МГУ, сер.4, Геология, 1996, № 6, с. 77-84.
33. Киричкова А.И., Н.К. Куликова, Л.Л. Овчинникова и др., Биостратиграфическое расчленение мезозойских отложений, вскрытых Тюменской сверхглубокой

скважиной, Стратиграфия и геологическая корреляция, Т. 7, № 1, 1999, С. 71-85.

34. Королева О.В., Округин А.В., Рихванов Л.П. Сложные дайки Анабарского массива˜ индикаторы рифтогенных процессов / В сборнике под ред. Оксман В.С. // Геология и тектоника платформ и орогенных областей северо-востока Азии. Материалы совещания, т. 2. Якутск, Институт геологических наук СО РАН, 1999, с. 80-84
35. Кременецкий А.А., А.К. Алексеева, М.И. Диденко, Прогноз нефтегазоносности Западной Сибири по данным глубинных геолого-геофизических исследований, Разведка и охрана недр, №5, 2002, С. 73-80.
36. Кременецкий А.А., В.С. Гладких, Низкокалиевые толеитовые базальты – индикатор эволюции палеогеодинамических обстановок и прогноза глубинного углеводородного сырья (по данным Тюменской сверхглубокой скважины СГ-6), Геохимия, №6, 1997, С. 609-617.
37. Кутейников Е.С., Орлов И.М., Толчельников Ю.Н. Позднепротерозойские траппы Анабарской антеклизы // Геология и геофизика. 1967. №2. С.121-123
38. Ларин А.М., Немчин А.А., Крымский Р.Ш., Ковач В.П. Sm-Nd изотопные ограничения на генезис гранитов рапакиви Кодарского комплекса (западная часть Алдано-Станового щита) // Доклады Академии Наук, 1999, т. 396, № 2, с. 251-253
39. Ленников А.М. Анортозиты юга Алданского щита и его складчатого обрамления. М.: Наука, 1979, 164 с.
40. Линд Э.Н. Определение № 7-40. В кн. Палеомагнитные направления и палеомагнитные полюса. Справочные данные по СССР. Вып. 2. М., 1973. 89 с. Межведомственный геофизический комитет при Президиуме АН СССР.
41. Магматические горные породы (основные породы) (под ред. Богатикова О.А.). Т.3. М.: Наука, 1985. 484 с.
42. Метелкин Д.В., Белоносов И.В., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Станевич А.М. Палеомагнитные направления в интрузиях нерсинского комплекса бирюсинского Присаянья как отражение тектонических событий в неопротерозое // Геология и геофизика, 2005, т. 46, № 4, с. 398-413
43. Минц М.В., Глазнев В.Н., Конилов А.Н., Кунина Н.М., Никитичев А.П., Раевский А.Б., Седых Ю.Н., Ступак В.М., Фонарев В.И. Ранний докембрий северо-востока Балтийского˜ щита: Палеогеодинамика, строение и эволюция континентальной коры. М.: Научный мир, 1996. 287с. (Тр.ГИН; Вып.503).
44. Михайлова Н.П., Кравченко С.Н., Глевасская А.М. Палеомагнетизм анортозитов. Киев: Наукова думка, 1994, 212 с.
45. Молостовский Э.А., Храмов А.Н Магнитостратиграфия и ее значение в геологии. Изд-во Саратовского Университета. 1997. С. 177.
46. Неволин Б.С., Потапов С.В., Ставцев А.Л. Верхний протерозой (рифей) и нижний кембрий юго-восточной окраины Сибирской платформы, Юдомо-Майского прогиба и Охотского срединного массива. Стратиграфия уйской серии позднего докембрия Сетте-Дабана. В кн.: Хоментовский В.В., ред. Новое в стратиграфии и палеонтологии позднего докембрия восточных и северных районов Сибири. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1978. с. 21-63.
47. Неймарк Л.А., Ларин А.М., Яковлева С.З., Гороховский Б.М. U-Pb-возраст магматических пород Улканского грабена (юго-восточная часть Алданского щита). Доклады АН СССР, 1992, т. 323, № 6, с. 1152-1156.
48. Нужнов С.В. Рифейские отложения юго-востока Сибирской платформы. М.: Наука, 1967, 175 с.
49. Округин А.В. Дайковые пояса позднедокембрийских базитов Анабарского массива и Алданского щита. В: Оксман, В.С. (ред.) Геология и тектоника

платформ и орогенных областей северо-востока Азии. Материалы совещания, т. 2. Якутск, Институт геологических наук СО РАН, 1999, с. 89-93.

50. Опорный разрез верхнедокембрийских отложений западного склона Анабарского поднятия / сб. статей п/р Б.В.Ткаченко. Ленинград. 1970. 144 с.
51. Павлов В.Э., Водовозов В.Ю., Лубнина Н.В. Новые палеомагнитные данные о траппах западной части Норильского района: была ли завершена консолидация Северо-Евразийской плиты к началу Мезозоя? // Вестник МГУ, сер. 4, Геология, 2001, № 5, с. 77-84.
52. Павлов В.Э. Палеомагнетизм среднего и верхнего рифея Учуро-Майского района. – Автореферат дисс. … канд. геол.-мин. наук. Москва. 1992. 24 с.
53. Павлов В.Э., Галле И., Петров П.Ю., Журавлев Д.З., Шацилло А.В. Уйская серия и позднерифейские силлы Учуро-Майского района: изотопные, палеомагнитные данные и проблема суперконтинента Родиния // Геотектоника. 2002. № 4. С. 26-41.
54. Павлов В.Э. Место рождения Сибирской платформы // Области активного тектоногенеза в современной и древней истории Земли. Материалы XXXIX Тектонического совещания. Том 1.-М.: ГЕОС, 2006, с. 88-91.
55. Палеомагнетизм верхнего докембрия СССР. Сборник научных трудов. – Л., Изд. ВНИГРИ, 1983, 154 с.
56. Палеомагнитные методы в стратиграфии. Под ред. А.Н.Храмова. Л., Изд. ВНИГРИ, 1984, 110 с.
57. Палеомагнитные направления и палеомагнитные полюса. Материалы мирового центра данных Б. Данные по СССР. Под ред. А.Н.Храмова. Выпуск 7. Москва, 1989.
58. Палеомагнитные направления и палеомагнитные полюса. Материалы мирового центра данных Б. Данные по СССР. Под ред. А.Н.Храмова. Выпуск 6. Москва, 1986.
59. Палеомагнитные направления и палеомагнитные полюса. Материалы мирового центра данных МЦД-Б. Данные по СССР. Под ред. А.Н.Храмова. Выпуск 2. Москва, 1973.
60. Палеомагнитные направления и палеомагнитные полюса. Материалы мирового центра данных Б. Данные по СССР. Под ред. А.Н.Храмова. Выпуск 4. Москва, 1979.
61. Палеомагнитные направления и палеомагнитные полюса. Материалы мирового центра данных Б. Данные по СССР. Под ред. А.Н.Храмова. Выпуск 5. Москва, 1982.
62. Палеомагнитные направления и палеомагнитные полюса. Материалы мирового центра данных Б. Данные по СССР. Под ред. А.Н.Храмова. Выпуск 3. Москва, 1975.
63. Палеомагнитные направления и палеомагнитные полюса. Справочные данные по СССР. Под ред. А.Н.Храмова. Л., Изд. ВНИГРИ, 1971, 124 с.
64. Палеомагнитные направления и положения палеомагнитных полюсов. Материалы мирового центра данных Б. Данные по СССР. Сводный каталог 1. Под ред. А.Н.Храмова. Москва, 1984.
65. Печерский Д.М., Диденко А.Н. Палеоазиатский океан. Петромагнитная и палеомагнитная информация о его литосфере. М., 1995. С. 296.
66. Поздний докембрий Сибирской платформы / В.Ю.Шенфиль. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1991, 185 с.
67. Потапов С.В., Ставцев А.Л., Лобанова А.Ф., Манукян А.М. Новые данные о стратиграфии верхнего протерозоя, венда и нижнего кембрия северных склонов Алданского щита. В кн.: Докембрий и палеозой северо-востока СССР. Тез. докл., Магадан, 1974, с.42-45.

68. Розен О.М. Сибирский кратон: тектоническое районирование, этапы эволюции // Геотектоника, 2003, № 3, с.3-21
69. Розен О.М., Журавлев Д.З., Суханов М.К., Бибикова Е.В., Злобин В.Л. Изотопно-геохимические и возрастные характеристики раннепротерозойских террейнов, коллизионных зон и связанных с ними анортозитов // Геология и геофизика, 2000, т. 41, № 2, с. 163-180
70. Розен О.М., Федоровский В.С. Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры (примеры кайнозойских, палеозойских и протерозойских коллизионных систем). М.: Научный мир, 2001, 188 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 545).
71. Саврасов Д.И. Палеомагнитные исследования на кристаллических породах Анабарского щита // Геология и геофизика. №1. 1990. С. 94-104.
72. Сергеев В.Н. Окремненные микрофоссилии докембрия. Автореферат докторской диссертации. Москва, Геологический институт РАН. 2003.
73. Семихатов М.А., Шуркин К.А., Аксенов Е.М. и др. Новая стратиграфическая шкала шкала докембрия СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. №4. С.3-13.
74. Семихатов М.А., Овчинникова Г.В., Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Васильева И.М., Гороховский Б.М., Подковыров В.Н. Изотопный возраст границы среднего и верхнего рифея: Pb-Pb-геохронология карбонатных пород лахандинской серии, восточная Сибирь. Доклады РАН, 2000, т. 372, № 2, с. 216-221.
75. Семихатов М.А., Серебряков С.Н. Сибирский гипостратотип рифея // Труды ГИН АН СССР. Вып. 367. М.: Наука, 1983. 224 с.
76. Семихатов М.А., Горохов И.М., Ивановская Т.А. и др. Rb-Sr и K-Ar возраст глобулярных слоистых силикатов рифея и кембрия СССР: Материалы к оценке геохронометра // Литология и полезные ископаемые. 1987. №5. С.78-96.
77. Скляров Е.В., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В. и др. Интерпретация геохимических данных / Под ред. Склярова Е.В. М.: Интернет Инжиниринг. 2001. 288 с.
78. Сорохтин О.Г. , Ушаков С.А. Развитие Земли: Учебник – М.: Изд-во МГУ, 2002.
79. Степанюк Л.М. Уран-свинцовый возраст микроклиновых гранитов Анабарского щита // Докл. АН УССР. 1991. №10. С.127-129.
80. Файнберг Ф.С. Намагниченность и химический состав траппов южной части Сибирской платформы. Геология и геофизика. 1960, №9. С. 81-92.
81. Файнберг Ф.С., Дашкевич Н.Н. Характер намагниченности траппов в нижнем течении р.Ангары. Геология и геофизика. 1960,а, №6. С.116-122..
82. Файнберг Ф.С., Линд Э.Н. Некоторые вопросы палеомагнетизма интрузивных траппов западной части Сибирской платформы. В кн.: Настоящее и прошлое магнитного поля Земли. М., Наука, 1965. С. 264-270.
83. Хаин В.Е., Тектоника континентов и океанов, Москва, Научный Мир, 2001, 606 с.
84. Хоментовский В.В. Актуальные вопросы стратиграфии неопротерозоя в Сибирском гипостратотипе рифея // Геология и геофизика, 2005, т. 46, № 5, с. 529-545
85. Храмов А.Н. Стандартные ряды палеомагнитных полюсов для плит Северной Евразии: связь с проблемами палеогеодинамики территории СССР. В кн.: Палеомагнетизм и палеогеодинамика территории СССР. Л., ВНИГРИ. 1991. С. 135-149.
86. Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комиссарова Р.А. и др. Палеомагнитология. Л.: Недра. 1982. С. 312.
87. Храмов А.Н., Магнитное поле Земли в позднем палеозое (анализ мировых палеомагнитных данных), Физика Земли, №1, 1967, С. 86-108.
88. Храмов А.Н.Палеомагнитное изучение разрезов верхней Перми и нижнего триаса севера и востока Русской платформы. В сб. Палеомагнитные

стратиграфические исследования. Ред. Храмов А.Н. Ленинград:1963. С.175-211.

89. Худолей А.К. Тектоника пассивных окраин древних континентов (на примере восточной окраины Сибирской и западной окраины Североамериканской платформ). Диссертация доктора геол-мин. наук. ВСЕГЕИ. 2003. 461 с.
90. Шацилло А.В. Рекогоносцировочное палеомагнитное исследование магматических образований Шарыжалгайского выступа Сибирского кратона в районе слияния рек Б.Жидой и Тойсук // в сб. Строение литосферы и геодинамика, Иркутск, 2005 с.255-258.
91. Шенфиль В.Ю. Поздний докембрий Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1991. 185 с.
92. Шипунов С.В. Критерии значимости в палеомагнетизме // Физика Земли. 1999, № 6, С. 89-92.
93. Шпунт Б.Р., Шаповалова И.Г., Шамшина Э.А. Поздний докембрий севера Сибирской платформы. – Новосибирск: Наука, 1982, 226 с.
94. Эрнст Р.Э, Округин А.В., Букэн К.Л., Гамильтон М.А., Королева О.В. Рифейские базитовые дайковые пояса Северо-Азиатского кратона и их значение в палеотектонических реконструкциях // Материалы конференции: “Докембрийские суперконтиненты”, Иркутск, Россия, 6-10 июня 2001.
95. Яновский Б.М., Земной магнетизм, Л.: изд-во Ленингр. ун-та, 1978, 592 с.
96. Adam N.V., Benkova N.P., Khramov A.N., Cherevko T.N., Spherical harmonic analysis of the geomagnetic field of the Brunhes epoch. – Studia Geoph. e. Geod., v.19, 1975, p.141-149.
97. Alvarez, V.C., Dunlop, D.J., 1998. A regional paleomagnetic study of lithotectonic domains in the Central Gneiss Belt, Grenville Province, Ontario. Earth Planet. Sci. Lett. 157, 89–103.
98. Arlo B. Weil, John W. Geissman, Matt Heizler, Rob Van der Voo. Paleomagnetism of Middle Proterozoic mafic intrusions and Upper Proterozoic (Nankoweap) red beds from the Lower Grand Canyon Supergroup, Arizona. Tectonophysics 375 (2003) 199– 220.
99. Barton C.E., P.L. McFadden, Inclination shallowing and preferred transitional VGP paths, Earth Planet. Sci. Lett., 140, 1996, pp. 147–157.
100. Bazhenov M.L. and A.V. Mikolaichuk, Paleomagnetism of Paleogene basalts from the Tien Shan, Kyrgyzstan: rigid Eurasia and dipole geomagnetic field, Vol. 195, Iss. 1-2, 2002, pp. 155-166.
101. Benkova N.P., Khramov A.N., Cherevko T.N., Adam N.V., Spherical harmonic analyses of the palaeomagnetic field, Earth a. Planet. Sci. Lett., v. 18, N 2, 1973, pp. 141-147.
102. Berger, G.W., York, D., Dunlop, D.J., 1979. Calibration of Grenvillian palaeopoles by 40Ar/39Ar dating. Nature 277, 46– 48.
103. Besse J. and V. Courtillot, Apparent and true polar wander and the geometry of the geomagnetic field over the last 200 Myr, J. Geophys. Res., V. 107, N.B11, 2002, 2300, doi:10.1029/2000JB000050.
104. Besse J. and V. Courtillot, Correction to Apparent and true polar wander and the geometry of the geomagnetic field over the last 200 Myr, J. Geophys. Res, V. 108, N.B10, 2003, 2469, doi:10.1029/2003JB002684.
105. Besse J., Courtillot V. Revised and synthetic Apparent Polar Wander Paths of the African, Eurasian, North American and Indian plates, and true polar wander since 200 Ma.// Journal of Gephysical Research, 1991, v.96, No. B3, P. 4029-4050.

106. Biquand D., Paleomagnetisme de la formation des 'gres-a-Voltzia' (Bundsandstein superieur) du Massif des Vosges (France), Canad. J. Earth Sci., V. 14, 1977, pp. 1490-1514.
107. Bogdanov N.A., Khain V.Ye., Rosen O.M., Shipilov V.E., Vernikovsky V.A., Drachev S.S., Kostyuchenko S.L., Kuz'michev A.V., Sekretov S.V. Explanatory notes for the tectonic Map of the Kara and Laptev seas and Nortehrn Siberia. Institut of the litosphere of marginal seas. Russian academy of science. Moscow, 1998.
108. Bowring S.A., D.H. Erwin, Y.G. Jin, M.W. Martin, K. Davidek, W. Wang, U/Pb zircon geochronology and tempo of the end-Permian mass extinction, Science, V. 280, 1998, pp. 1039-1045.
109. Buchan, K., Mertanen, S., Elming, S.-A., Park, R.G., Pesonen, L.J., Bylund, G., Abrahamsen, N., 2000. The drift of Laurentia and Baltica in the Proterozoic: a comparison based on key paleomagnetic poles. Tectonophysics 319, 167–198.
110. Carlut J. and V. Courtillot, How complex is the time-averaged geomagnetic field over the past 5 million years? Geophys. J. Int., V. 134, 1998, pp. 527-544.
111. Christie, K.W., Fahrig, W.F., 1983. Paleomagnetism of the Borden dykes of Baffin Island and its bearing on the Grenville Loop. Can. J. Earth Sci. 20, 275–289.
112. Collinson D. Paleomagnetism. Cambridge University press. Cambridge.1980. P. 521.
113. Condie, K. C., Rosen, O. M., 1994. Laurentia-Siberia connection revisited. Geology 22, 168-170.
114. Condie, K.C. Episodic continental growth models: afterthoughts and extensions Tectonophysics, 2000, 322, 153–162.
115. Condie, K.C., 1998. Episodic continental growth and super continents: a mantle avalanche connection? Earth Planet. Sci. Lett. 163, 97–108.
116. Coupland D.H. and R. Van der Voo, Long-term nondipole components in the geomagnetic field during the last 130 Ma, J. Geophys. Res., V. 85, 1980, pp. 3529-3548.
117. Courtillot V. and J. Besse, A Long-term Octupolar Component in the Geomagnetic Field? (0-200 Million Years B.P.), Timescales of the Paleomagnetic Field (James E.T. Channell … [et al.], editors), Geophysical monograph, 145, 2004, pp. 59-74.
118. Creer K.M., Georgi D.T. and Lowrie W., On the representation of the Quaternary and late Tertiary geomagnetic field in terms of dipoles and quadrupoles, Geophys. J. Roy. Astron. Soc., v. 33, 1973, p. 323.
119. Dalziel, I. W. D., 1991. Pacific margins of Laurentia and East Antarctica-Australia as a conjugate rift pair: Evidence and implications for an Eocambrian supercontinent. Geology 19, 598-601.
120. Dalziel, I.W.D., 1997. Neoproterozoic-Paleozoic geography and tectonics: Review, hypothesis, environmental speculations. Geol. Soc. America. Bulletin, 109, 16-42.
121. Didenko, A.N., Vodovozov, V.Yu., Kozakov, I.K., Bibikova, E.V., 2005. Paleomagnetic and Geochronological Study of Post-Collisional Early Proterozoic Granitoids in the Southern Siberian Platform: Methodological and Geodynamic Aspects. Izvestiya, Phys. Solid Earth, 41,156-172.
122. Elston D.P., R.J. Enkin, J. Baker, and D.K. Kisilevsky. Tightening the Belt: Paleomagnetic-stratigraphic constraints on deposition, correlation, and deformation of the Middle Proterozoic (ca. 1.4 Ga) Belt-Purcell Supergroup, United States and Canada. GSA Bulletin; May 2002; v. 114; no. 5; p. 619-638.
123. Enkin R.J. A computer program package for analysis and presentation of paleomagnetic data. // Pacific Geoscience Centre, Geological Survey of Canada. 1994. P. 16.
124. Ernst R.E., Buchan K.L., Hamilton M.A., Okrugin A.V., Tomshin M.D. Integrated paleomagnetism and U–Pb geochronology of mafic dikes of the eastern Anabar

Shield region, Siberia: Implications for Mesoproterozoic paleolatitude of Siberia and comparison with Laurentia // J. of Geol., 2000, v. 108, N 3, p. 381-401.

125. Ernst, R.E., Buchan, K.L., 2001. Large mafic magmatic events through time and links to mantle-plume heads. In: Ernst, R.E., Buchan, K.L. (Eds.), Mantle Plumes: Their 15 Identification Through Time. Boulder, Colorado. Geological Survey of America Special Paper 352, pp. 483-575.
126. Evans M.E., Test of the dipolar nature of the geomagnetic field throughout Phanerozoic time, Nature, V.262, 1976, pp. 676-677.
127. Frost, B.R., Avchenko, O.V., Chamberlain, K.R., Frost, C.D., 1998. Evidence for extensive Proterozoic remobilization of the Aldan Shield and implications for Proterozoic plate tectonic reconstructions of Siberia and Laurentia. Precamb. Res. 89, 1-23.
128. Gala, M.G., Symons, D.T.A., Palmer, H.C., 1994. Paleomagnetism and geotectonic implications of the Hanson Lake Pluton, Hanson Lake block, Trans Hudson oregon. In: Summary of Investigations 1994, Sask. Geol. Surv., Sask. Energ. Min. Misc. Rep. 94-4, 116– 122.
129. Gala, M.G., Symons, D.T.A., Palmer, H.C., 1995. Paleomagnetism of the Jan Lake granite, Trans Hudson oregon. In: Summary of Investigations 1994, Sask. Geol. Surv., Sask. Energ. Min. Misc. Rep. 95-4, 145– 152.
130. Gallet, Y., Pavlov, V.E., Semikhatov, M.A., and Petrov, P.Yu. Late Mesoproterozoic Magnetostratigraphic Results from Siberia: Paleogeographic Implications and Magnetic Field Behaviour, *J. Geophys. Res.*, 2000, vol. 105, no. 7, pp. 16481–16499.
131. Georgi D.T., Spherical harmonic analysis of paleomagnetic inclination data, Geophys. J. Roy. Astron. Soc., v. 39, 1974, p. 71.
132. Gialanella P.R., Heller F., Haag M.,Nurgaliev D., Borisov A., Burov B.V., Yasonov P.G., Khasanov D., Ibragimov S. Late Permian magnetostrtatigraphy on the eastern part of the Russian platform. Geology en Mijnbow. 1997. V.76. P.145-154.
133. Gibb, R. A., and Walcott, R. I., Earth Planet. Sci. Lett., 10, 417 (1971)
134. Global Paleomagnetic Database (GPMDB 4-6), Feb 2005. Pisarevsky S.A. (Ed.) http://www.tsrc.uwa.edu.au/data_bases
135. Gorokhov I.M., M.A.Semikhatov, M.M.Arakelyants, E.A.Fallick, N.N.Mel'nikov, T.L.Turchenko, T.A.Ivanovskaya, T.S.Zaitseva, and E.P.Kutyavin. Rb–Sr, K–Ar, H- and O-Isotope Systematics of the Middle Riphean Shales from the Debengda Formation,the Olenek Uplift, North Siberia // Stratigraphy and Geological Correlation, 2006, Vol. 14, No. 3, pp. 260–274.
136. Gubbins D. and P. Kelly, Persistent patterns in the geomagnetic field over the past 2.5 Myr, Nature, V.365, 1993, pp. 829-832.
137. Gurevich E.L., M. Westfal, J. Daragan-Suchov, H. Feinberg, J.P. Pozzi, A.N. Khramov, Paleomagnetism and magnetostratigraphy of the traps from Western Taimyr (northern Siberia) and the Permo-Triassic crisis, Earth Planet. Sci. Lett., V. 136, 1995, pp. 95-105.
138. Gurevich E.L., Westfal M., Daragan-Suchov J., Feinberg H., Pozzi J.P., Khramov A.N.// Paleomagnetism and magnetostratigraphy of the traps from Western Taimyr (northern Siberia) and the Permo-Triassic crisis.// Earth Planet. Sci.Lett., 1995, v.136, P. 95-105.
139. Gurevitch E.L., C. Heunemann, V. Rad'ko, M. Westphal, V. Bachtadse, J.P. Pozzi, H. Feinberg, Palaeomagnetism and magnetostratigraphy of the Permian–Triassic northwest central Siberian Trap Basalts, Tectonophysics, V. 379, 2004, pp. 211–226.
140. Halls, H.C., Heaman, L.M., 2000. The paleomagnetic significance of new U–Pb age data from the Molson dyke swarm, Cauchon Lake area, Manitoba. Can. J. Earth Sci. 37, 957–966.

141. Harland W.B., Armstrong R.L., Cox A.V., Graig L.E., Smith A.G., Smith D.G. A geological time scale 1989. Cambridge University Press, New York, 1989. P. 265.
142. Heunemann C., E.L. Gurevitch, M. Westphal, H. Soffel and V. Bachtadse, Palaeomagnetic record of a Permo-Triassic field reversal, Geophys. Res. Abs., V. 5, 2003, p. 12793.
143. Hoffman, P. F., 1991. Did the breakout of Laurentia turn Gondwanaland inside-out? Science 252, 1409-1412.
144. Hoffman, P.F. Did the breakout of Laurentia turn Gondwanaland inside out? Science, 1991, v. 252, pp. 1409-1412.
145. Hoffman, P.F., 1989. Precambrian geology and tectonic history of North America. In: Bally, A.W., Palmer, A.R. (Eds.), The Geology of North America—An Overview. The Geology of North America, A. Geol., Soc. America, Boulder, CO, pp. 447–512
146. Hospers J., Rock magnetism and polar wandering, Nature, V. 173, 1954, pp. 1183-1184.
147. Hyodo, H., Dunlop, D.J., 1993. Effect of Anisotropy on the paleomagnetic contact test for a Grenville dike. J. Geophys. Res. 98, 7887–8017.
148. Irving E., J. Baker, M. Hamilton, P.J. Wynne. Early Proterozoic geomagnetic field in western Laurentia: implications for paleolatitudes, local rotations and stratigraphy. Precambrian Research 129 (2004) 251–270.
149. Irving E., Paleomagnetism and its application to geological and geophysical problems, Publisher: New York, Wiley, 1964.
150. Irving, E., McGlynn, J.C., 1979. Palaeomagnetism in the Coronation Geosyncline and arrangement of continents in the middle Proterozoic. Geophys. J. R. Astron. Soc. 58, 309–336.
151. Johnson C.L. and C.G. Constable, The time-averaged geomagnetic field: global and regional databases for 0-5 Ma, Geophys. J. Int., V. 131, 1997, pp. 643-666.
152. Johnson C.L. and C.G. Constable, The time-averaged geomagnetic field as recorded by lava flows over the last 5 Myr, Geophys. J. Int., V. 122, 1995, pp. 489–519.
153. Kamo S. L., G. K. Czamanske, Y. Amelin V. A. Fedorenko, D.W. Davis, V.R. Trofimov, Rapid eruption of Siberian flood-volcanic rocks and evidence for coincidence with the Permian-Triassic boundary and mass extinction at 251Ma, Earth and Planetary Science Letters, 214, 2003, pp. 75-91.
154. Kelly P. and D. Gubbins, The geomagnetic field over the past 5 million years, Geophys. J. Int., V. 128, 1997, pp. 315–330.
155. Kent D.V. and M.A. Smethurst, Shallow bias of paleomagnetic inclinations in the Paleozoic and Precambrian, Earth Planet. Sci. Lett., 160, 1998, pp. 391-402.
156. Kent D.V., P.E. Olsen, Magnetic polarity stratigraphy and paleolatitude of the Triassic-Jurassic Blomidon Formation in the Fundy basin (Canada): implications for early Mesozoic tropical climate gradients, Earth Planet.Sci. Lett., 179, 2000, pp. 311-324.
157. Kent D.V., Smethurst M.A. Shallow bias of paleomagnetic inclinations in the Paleozoic and Precambrian. Earth and planetary Science Letters, 1998. V.160. P. 391-402.
158. Khudoley, A. K., Rainbird, R. H., Stern, R. A., Kropachev, A. P., Heaman, L. M., Zanin, A. M., Podkovyrov, V. N., Belova, V. N., Sukhorukov, V. I., 2001. Sedimentary evolution of the Riphean–Vendian basin of southeastern Siberia. Precamb. Res.111, 129–163.
159. King R.F., The remanent magnetism of artificially deposited sediment, Mon. Not. R. Astron. Soc., Geophys. Suppl. 7, 1955, pp. 115–134.
160. Kirschvink,J.L. The least-square line and plane and the analysis of palemagnetic data. // Geophys. J. R. Astron. Soc. 1980. V.62. P. 699-718.
161. Kovach, V.P., Smelov, A.P., Kotov, A.B., Larin, A.M., Salnikova, E.B., Kozakov, I.K., 2001. Laurentia-Siberia connection revisited again: an overview of U-Pb zircon geochronology and Nd isotopes for the Siberian craton. Gondwana Res. 4, 667-668.

162. Kravchinsky V.A., Konstantinov K.M., Courtillot V., Savrasov J.I., Valet J.P., Cherniy S.D., Mishenin S.G., Parasotka B.S. Paleomagnetism of East-Siberian traps and kimberlites: two new poles and paleogeographic reconstruction at about 360 and 250 Ma. Geophysical Journal International, 2002. V.148. P. 1-33.
163. L.J. Pesonen, S.-A. Elming, S. Mertanen, S. Pisarevsky, M.S. D'Agrella-Filho, J.G. Meert, P.W. Schmidt, N. Abrahamsen, G. Bylund. Palaeomagnetic configuration of continents during the Proterozoic. Tectonophysics 375 (2003) 289– 324.
164. Larin A.M., Amelin Yu.V., Neymark L.A., Krymsky R.Sh. The origin of the 1.73-1.70 anorogenic Ulkan volcano-plutonic complex, Siberian platform, Russia: Inferences from geochronological, geochemical and Nd-Sr-Pb isotopic data. An. Acad. Bras. Ci., 1997, v. 69, N 3, p. 295-312.
165. Livermore R.A., F.J. Vine and A.G. Smith, Plate motions and the geomagnetic field - I. Quaternary and late Tertiary, Geophys. J.R. Astr. Soc., V. 73, 1983, pp. 153-171.
166. Livermore R.A., F.J. Vine and A.G. Smith, Plate motions and the geomagnetic field - II. Jurassic to Tertiary, Geophys. J.R. Astr. Soc., V. 79, 1984, pp. 939-961.
167. Lyons J.J., Coe R.S., Zhao X., Renne P.R., Kazansky A.Y., Izokh A.E., Kungurtsev L.V. and Mitrokhin D.V., Paleomagnetism of the early Triassic Semeitau igneous series, eastern Kazakstan, J. of Geophys. Res., v. 107, N. B7, 10.1029/2001JB000521, 2002.
168. McElhinny M. W. and P. L. McFadden, Paleomagnetism; continents and oceans, Int. Geophys. Ser., V. 73, Academic, San Diego, Calif., 2000, 386 pp.
169. McElhinny M. W., Palaeomagnetism and Plate Tectonics, Cambridge University Press, 1973, pp. 358.
170. McElhinny M.W. , Lock J. IAGA paleomagnetic database with access. Surv., Geophys. 1996. V.17. P.575-591.
171. McElhinny M.W., P.L. McFadden, R.T. Merrill, The time-averaged paleomagnetic field 0–5 Ma, J. Geophys. Res., V. 101, 1996, pp. 25007–25027.
172. McElhinny M.W., The Geocentric Axial Dipole Hypothesis - Current Status, Chapman Conference on Chapman Conference on Timescales of the Geomagnetic Field University of Florida, Gainesville, 9-11 March 2003. http://www.agu.org/meetings/cc03babstracts/McElhinny.pdf
173. McElhinny, M. W. and J. Lock, Global palaeomagnetic data base project // Physics of the Earth and Planetary Interiors, 63, 1990, pp. 1-6
174. McFadden P. L. and M. W. McElhinny, Classification of the reversal test in palaeomagnetism, Geophys. J. Int., V. 103, 1990, pp. 725–729.
175. McFadden P.L. Is 600 Myr long enough for the random palaeogeographic test of the geomagnetic axial dipole assumption? Geophys. J. Int., V. 158, 2004, pp. 443-445.
176. McFadden P.L. The combined analyses of remagnetization circles and direct observations in paleomagnetism.// Earth and Planetary Science Letters. 1988. V.87. P. 53-58.
177. McMenamin, M. and McMenamin, D. The emergence of animals: the Cambrian breakthrough. Columbia Univ. Press, New York, 1990. 217p.
178. McWilliams, M.O., Dunlop, D.J., 1978. Grenville paleomagnetism and tectonics. Can. J. Earth Sci. 15, 687–695.
179. Meert J.G., E. Tamrat and J. Spearman, Non-dipole fields and inclination bias: insights from a random walk analysis, Earth & Planetary Science Letters, V. 214, 2003, pp. 395-408.
180. Meert, J.G., 2002. Paleomagnetic evidence for a Paleo-Mesoproterozoic supercontinent Columbia. Gondwana Res. 5, 207–216.
181. Meert, J.G., Torsvik, T.H., 2003. The making and unmaking of a supercontinent: Rodinia revisited. Tectonophysics 375, 261– 288.

182. Menning M. A numerical time scale for the Permian and Triassic periods: an integrated time analysis. In: Scholle P.A., Peryt T.M. and Ulmer- Scholle D.S. (eds.) The Permian of Northern Pangea. 1995. V.1. P .77-97. Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York.
183. Menning M., A numerical time scale for the Permian and Triassic periods: an integrated time analysis, In: Scholle P.A., Peryt T.M. and Ulmer- Scholle D.S. (eds.), The Permian of Northern Pangea, Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York, V. 1, 1995, pp. 77-97.
184. Merabet N. and L. Daly, Determination d'un pole paleomagnetique et mise en evidence d'aimantations a polarite normale sur les formations du Permien superieur du Massif des Maures (France), Earth Planet.Sci.Letters., V. 80, 1986, pp. 156-166.
185. Merrill R.T. and M.W. McElhinny, Anomalies in the time-averaged paleomagnetic field and their implications for the lower mantle, Rev. Geophys. Space Phys., V. 15, 1977, pp. 309–322.
186. Merrill R.T. and P.L. McFadden, The geomagnetic axial dipole field assumption, Physics of the Earth and Planetary Interiors, V. 139, 2003, pp. 171-185.
187. Merrill R.T., M.W. McElhinny, P.L. McFadden, Magnetics Field of the Earth, Academic Press, San-Diego, California, 1996.
188. Merrill R.T., M.W. McElhinny, The Earth's magnetic field, Academic Press, London, 1983.
189. Moores, E.M. Southwest US.-East Antarctica (SWEAT) connection: a hypothesis. Geology, 1991, v. 19, pp. 425-428.
190. Müller D.M., J.Y. Royer and L.A. Lawver, Revised plate motions relative to the hotspots from combined Atlantic and Indian Ocean hotspot tracks, Geology, 1993, pp. 275-278.
191. Nawrocki J., Permian and Early Triassic magnetostratigraphy from the Central European Basin in Poland: implications on regional and worldwide correlations, Earth Planet Sci. Letters, V. 152, 1997, pp. 37-58.
192. Nürnberg D. and R.D. Müller, The tectonic evolution of the South Atlantic from Late Jurassic to Present, Tectonophysics, V. 191, 1991, pp. 27-53.
193. Okrugin, A. V.; Oleinikov, B. V.; Savvinov, V. T.; and Tomshin, M. D. Late Precambrian dyke swarms of the Anabar Massif, Siberian Platform, USSR. In Parker, A. J.; Rickwood, P. C.; and Tucker, D. H., eds. Mafic dykes and emplacement mechanisms. Rotterdam, Balkema, 1990. P.529–533
194. Opdyke N.D. and K.W. Henry, A test of the Dipole Hypothesis, Earth Planet. Sci. Lett., V. 6, 1969, pp. 139–151.
195. Ovchinnikova, G. V., Semikhatov, M. A., Vasil'eva, I. M., Gorokhov, I. M., Kaurova, O. K., Podkovyrov, V. N., Gorochovsky, B. N., 2001. Pb-Pb Age of Limestones of the Middle Riphean Malgina Formation, the Uchur-Maya Region of East Siberia. Strat. Geol. Corr. 9, 527-539 (in Russian).
196. Ovchinnikova, G.V., Semikhatov, M.A., Gorokhov, I.M., Belyatskii, B.V., Vasilieva, I.M., and Levskii, L.K., U–Pb Systematics of Pre-Cambrian Carbonates: the Riphean Sukhaya Tunguska Formation in the Turukhansk Uplift Siberia, Lithol. Miner. Resour., 1995, vol. 30, no. 5, pp. 477–487.
197. Park, J.K., Aitken, J.D., 1986. Paleomagnetism of the late Proterozoic Tsezotene Formation of northwestern Canada. J. Geophys. Res. 91, 4955–4970.
198. Park, J.K., Irving, E., Donaldson, J.A., 1973. Paleomagnetism of the Precambrian Dubawnt Group. Geol. Soc. Amer. Bull. 84, 859– 870.
199. Pavlov V. and Gallet Y. Upper Cambrian to Middle Ordovician magnetostratigraphy from the Kulumbe river section (nortwestern Siberia)// PEPI. 1998. v.108. P. 49-59.

200. Pavlov V.E. et al., Paleomagnetism of the Siberian traps: tectonic and geomagnetic implication (in press).
201. Piper J.D.A. and S. Grant, A paleomagnetic test of the axial dipole assumption and implications for continental distributions through geological time, Phys. Earth Planet. Inter., 55, 1989, pp. 37-53.
202. Pisarevsky S. and M.W. McElhinny, Global paleomagnetic Visual Database, EOS Transactions, 2003, 84: 20.
203. Pisarevsky S.A., L. M. Natapov, T. V. Donskaya, D. P. Gladkochub, V. A. Vernikovsky. Proterozoic Siberia: a giant promontory of Rodinia (в печати).
204. Pisarevsky, S. A., Wingate, M. T. D., Powell, C. McA., Jonson, S., Evans, D. D., 2003, Models of Rodinia assembly and fragmentation. In: Yoshida M., Windley B.F., (Eds.), Proterozoic East Gondwana: Supercontinent Assembly and Breakup: Geol. Soc. London, Special Publications 206, 35-55.
205. Pisarevsky, S.A., 2005. New edition of the global palaeomagnetic database. EOS Transactions, American Geophysical Union, 86, 170.
206. Pisarevsky, S.A., Natapov, L.M., 2003. Siberia and Rodinia. Technophysics 375, 221–245.
207. Poorter R.P.E. Precambrian paleomagnetism of Europe and the position of the Balto-Russian plate relative to Lauerntia / Kroner A., ed. Precambrian plate tectonics. Amsterdam: Elsevier. 1981. P. 599-622.
208. Quidelleur X. and V. Courtillot, On low-degree spherical harmonics models of paleosecular variation, Phys. Earth. Plan. Int., V. 82, 1996, pp. 55-77.
209. Quidelleur X., J. P. Valet, V. Courtillot, G. Hulot, Long-term geometry of the geomagnetic field for the last five million years: An updated secular variation database, Geophys. Res. Lett., V. 21, 1994, pp. 1639–1642.
210. Gibb R. A., M. D. Thomas, P. L. Lapointe and M. Mukhopadhyay. Geophysics of proposed proterozoic sutures in Canada. Precambrian Research, Volume 19, Issue 4, March 1983, Pages 349-384.
211. Rainbird, R.H., Stern, R.A., Khudoley, A.K., Kropachev, A.P., Heaman, L.M., Sukhorukov, V.I., 1998. U-Pb geochronology of Riphean sandstone and gabbro from southeast Siberia and its bearing on the Laurentia-Siberia connection. Earth Planet. Sci. Lett. 164, 409-420.
212. Reichow M.K., A.D. Saunders, R.V. White, M.S. Pringle, A.I. Al'Mukhamedov, A.I. Medvedev, N.P. Kirda, 40Ar/39Ar dates from the West Siberian Basin Siberian flood basalt province doubled, Science, V. 296, 2002, pp. 1846-1849.
213. Renne P.R., Z.C. Zhang, M.A. Richards, M.T. Black, A.R. Basu, Synchrony and causal relation between Permian-Triassic boundary crises and Siberian flood volcanism, Science, V. 33, 1995, pp. 93-101.
214. Rogers JJ.W. A History of continents in the past three billion years III. Geol. 1996. V. 104. P.91-107.
215. Rogers JJ.W., Santosh M. Configuration of Colombia, a Mesoproterozoic supercontinent // Gondwana Research. 2002. V. 5. № 1. P. 5-22.
216. Rogers JJ.W., Santosh M. Supercontinents in Earth History // Gondwana Research. 2003. V. 6. № 3. P. 357-368.
217. Rosen, O. M. Siberian craton – a fragment of a Paleoproterozoic supercontinent: Russian Journal of Earth Sciences, 2002, 4, no. 2, 103-119.
218. Rosen, O.M., Condie, K.C, Natapov, L.M., Nozhkin, A.D., 1994. Archean and Early Proterozoic evolution of the Siberian craton: a preliminary assessment. In: Condie, K.C.(Ed.), Archean Crustal Evolution. Elsevier, Amsterdam, 411-459.
219. Rosen, O.M., Fedorovsky, V.S., 2001. Collisional granitoids and the earth crust layering. Transactions of GIN RAS, vol 545. Moscow. Scientific World. 188 pp. (In Russian).

220. Rother K., Gesteins-und palaomagnetische Untersuchungen an Gesteinsproben vom Territorium der DDR, Ph.D thesis, University of Berlin, East Germany, 1971, 92 pp.
221. Royer J.-Y. and D.T. Sandwell, Evolution of the Eastern India Ocean Since the Late Cretaceous: Constraints from geosat altimetry, J. Geophys. Res., V. 94, 1989, pp. 13755-13782.
222. Royer J.Y., R.D. Müller, L.M. Gahagan, L.A. Lawver, C.L. Mayes, D. Nürnberg and J.G. Sclater, A Global isochron Chart, University of Texas Institute for Geophysics, Technical Report N. 117, 1992.
223. Sears, J.W., Price, R.A., 1978. The Siberian connection: a case for Precambrian separation of the North American and Siberian cratons. Geology 6, 267-270.
224. Sears, J.W., Price, R.A., 2000. New look at the Siberian connection: no SWEAT. Geology 28, 423-426.
225. Sears, J.W., R.A. Price, A.K. Khudoley. Linking the Mesoproterozoic Belt-Purcell and Udzha basins across the west Laurentia–Siberia connection // Precambrian Research. 2004. V.129. P.291–308.
226. Shatsillo A.V., V.E. Pavlov, A.N. Didenko. Paleomagnetism of Vendian rocks in the southwest of the Siberian Platform // Russian Journal of Earth Sciences. Vol.8, ES2003, doi:10.2205/2005ES000182, 2006.
227. Si J. and R. Van der Voo, Too-low magnetic inclinations in central Asia: an indication of a long-term Tertiary non-dipole field? Terra Nova, V. 13, 2001, pp. 471–478.
228. Smethurst M.A., Khramov A.N., Pisarevsky S. Paleomagnetism of the Lower Ordovician Orthoceras Limestone, St.Peterbourg, and a revised drift history for Baltica in the early Paleozoic. Geophys.J.Int. 1998. V.133. P. 44-56.
229. Smethurst M.A., Khramov A.N., Torsvik T.H. The Neoproterozoic and Palaeozoic paleomagnetic data for the Siberian platform: from Rodinia to Pangea.// Earth Science Reviews. 1998. V.43. P. 1-24.
230. Symons, D T.; Harris, M J.; McCausland, P J.A.; Blackburn, W H.; Hart, C J.R. Mesozoic–Cenozoic paleomagnetism of the Intermontane and Yukon–Tanana terranes, Canadian Cordillera. Canadian Journal of Earth Sciences, Volume 42, Number 6, 1 June 2005, pp. 1163-1185(23).
231. Symons, D.T.A. Paleomagnetism of the 1851 Ma Reynard Lake pluton, Flin Flon domain, Trans-Hudson orogen: Geotectonic implications. 1995. Summary of Investigations. 1995, Saskatchewan Geological Survey, Sask. Energy Mines, Misc. Rep. 95-4, p. 137-144.
232. Symons, D.T.A., 1991. Paleomagnetism of the Proterozoic Wathaman batholith and the suturing of the Trans-Hudson orogen in Saskatchewan. Can. J. Earth Sci. 28, 1931–1938.
233. Symons, D.T.A., Gala, M., Palmer, H.C., 1995. Fitting paleomagnetic data to a plate tectonic model for the Trans-Hudson orogen with a focus on the Hanson Lake block.
234. Symons, D.T.A., Lohnes, C.A., Lewchuk, M.T., 1994. Geotectonic constraints from paleomagnetism of the Macoun Lake Granodiorite, Lynn Lake-La Longe Domain, Trans-Hudson Orogen (Parts of NTS 64D-5 and -12). Sask. Geol. Surv. Misc. Rep. 94-4, 123– 131.
235. Symons, D.T.A., MacKay, C.D., 1999. Paleomagnetism of the Boot-Phantom Pluton and the amalgamation of the juvenile domains in the Paleoproterozoic Trans-Hudson Orogen, Canada. In: Sinha, A.K. (Ed.), Proceedings of the International Conferences on Basement Tectonics, vol. 13, pp. 313– 331.
236. Symons, D.T.A., Radigan, S.P., Lewchuk, M.T., 1996. Paleomagnetism of the Davin Lake Granitoids, Rottenstone Domain, Trans-Hudson Orogen (part of NTS 64D-12 and -13). Sask. Geol. Surv. Misc. Rep. 96-4, 111 –118.

237. Symons, D.T.A., Symons, T.B., Lewchuck, M.T., 2000. Paleomagnetism of the Deschambault pegmatites, stillstand and hairpin at the end of the Trans-Hudson Orogen orogeny, Canada. Phys. Chem. Earth. 25, 479– 487.
238. Szurlies M., G. Bachmann, M. Menning, N. Nowaczyk, Karl-C. Kading, Magnetostratigraphy and high-resolution lithostratigraphy of the Permian-Triassic boundary interval in Central Germany, Earth and Planetary Science Letters, 212, 2003, pp. 263-278.
239. Tanaka H., M. Kono and H. Uchimura, Some global features of paleointensity in geological time, Geophys. J. Int., V. 120, pp. 97–102.
240. Torsvik T.H., R. Van der Voo, J.G. Meert, J. Mosar and H.J. Walderhaug, Reconstructions of the Continents around the North Atlantic at about the 60th parallel, Earth Planetary Science Letters, V. 187, 2001, pp. 55-69.
241. Torsvik T.H., R. Van der Voo, Refining Gondwana and Pangea palaeogeography; estimates of Phanerozoic non-dipole (octupole) fields, Geophys. J. Int., 151, 2002, 771-794.
242. Torsvik T.H., Smethurst M.A., Pesonen L.J. GMAP - geographic mapping and paleoreconstruction package// Norv. Geol. Serv. Rep., 1990, № 90.019, P. 64.
243. Van den Ende C., Secular variation in Permian redbeds from the Dome de Barrot. In: Palaeogeophysics (ed. S.K. Runcorn, Academic Press, London), 1970, pp. 101-116.
244. Van der Voo R. and T.H. Torsvik, Evidence for Permian and Mesozoic non-dipole fields provides an explanation for Pangea reconstruction problems, Earth Planet. Sci. Lett., 187, 2001, pp. 71-81.
245. Van der Voo R. and T.H. Torsvik, The quality of the European Permo-Triassic paleopoles and its impact on Pangea reconstructions, Timescales of the Paleomagnetic Field (James E.T. Channell … [et al.], editors), Geophysical monograph, 145, 2004, pp. 29-42.
246. Van der Voo R., Paleomagnetism of the Atlantic Tethys and Iapetus oceans, Cambridge Univ. Press, 1993, 411 pp.
247. Warnock, A.C., Kodama, K.P., Zeitler, P.K., 2000. Using thermochronology and low-temperature demagnetisation to accurately date Precambrian poles. J. Geophys. Res. 105, 19435–19453.
248. Weil, A.B., Van der Voo, R., Mac Niocaill, C., Meert, J.G., 1998. The Proterozoic supercontinent Rodinia: paleomagnetically derived reconstruction for 1100 to 800 Ma. Earth Planet. Sci. Lett. 154, 13– 24.
249. Wells J.M., Non-linear spherical harmonic analysis of paleomagnetic data. In Methods in Computational Physics, vol. 13, Geophys. (B.A.Bolt, ed.), 1973, p. 239, Academic Press, New York and London.
250. Wilson R.L., Dipole offset – The time-average paleomagnetic field over the past 25 million years, Geophys. J. R. Astronom. Soc., V. 22, 1971, pp. 491-504.
251. Wilson R.L., Permanent Aspects of the Earth's Non-dipole Magnetic Field over Upper Tertiary Times, Geophys. J. R. Astr. Soc., V. 19, 1970, pp. 417-37.
252. Zhao Guochun, Min Sun, Simon A. Wilde, Sanzhong Li, Jian Zhang. Some key issues in reconstructions of Proterozoic supercontinents (в печати).
253. Zhao, G., Cawood, P. A., Wilde, S. A., and Sun, M., 2002, Review of global 2.1 – 1.8 Ga orogens: implications for a pre-Rodinia supercontinent: Earth-Science Reviews, v. 59, pp. 125-162.
254. Zhao, G.C., Sun, M., Wilde, S.A., Li, S.Z., 2004. A Paleo-Mesoproterozoic supercontinent: assembly, growth and breakup. Earth-Science Reviews 67, 91–123.
255. Zijderveld J.D.A. A.C. demagnetization of rocks: analysis of results. – In: Methods in paleomagnetism. Eds. Collinson D.W., Creer K.M.. Amsterdam. Elsevier. 1967. P. 254-286.

256. Zijderveld J.D.A., Paleomagnetism of the Esterel rocks, Ph.D. thesis, State University Utrecht, Holland, 1975, 199 pp.

Приложение А.

Алгоритм пересчета палеомагнитных полюсов (изначально полученных исходя из GAD-гипотезы) в соответствии с предположением о вкладе недипольных составляющих G2 и G3 в геомагнитное поле.

Дано:
(j, l) – широта и долгота места отбора палеомагнитных проб;
(F, L) – широта и долгота палеомагнитного полюса, рассчитанного по дипольному закону;
G2, G3 – квадрупольный и октупольный коэффициенты ($G2 = g_2^0 / g_1^0$; $G3 = g_3^0 / g_1^0$).

Требуется найти:
(F_{32}, L_{32}) – широту и долготу соответствующего палеомагнитного полюса с учетом вклада недипольных компонент.

Решение:

1) Зная координаты места отбора и координаты полюса находим D и I – склонение и наклонение древнего геомагнитного поля в точке отбора:
   $j_m = \arcsin[\sin(j)\sin(F) + \cos(j)\cos(F)\cos(L-l)]$
   (j_m – палеоширота точки отбора)
   $D = \arccos[(\sin(F) - \sin(j_m)\sin(j)) / (\cos(j)\cos(j_m)]$
   $I = \arctan[2\times\tan(j_m)]$

2) Используя выражение
$$\tan I = \frac{2\cos(p_{m32}) + 1.5\times G2(3\cos^2 p_{m32} - 1) + 2\times G3(5\cos^3 p_{m32} - 3\cos p_{m32})}{\sin p_{m32} + G2(3\sin p_{m32}\cos p_{m32}) + 1.5\times G3(5\sin p_{m32}\cos^2 p_{m32} - \sin p_{m32})} \qquad (1)$$
   (где I – наклонение магнитного поля в точке с палео-коширотой* p_{m32}), находим новую палео-кошироту точки отбора p_{m32} с учетом вклада недипольных компонент.

3) По стандартной методике вычисляем новые координаты палеомагнитного полюса:
   $F_{32} = \arcsin[\sin(j)\cos(p_{m32}) + \cos(j)\sin(p_{m32})\cos(D)]$
   $L_{32} = -b + l + p$, если $\cos(p_{m32}) < \sin(j)\sin(F_{32})$
   или
   $L_{32} = b + l$, если $\cos(p_{m32}) \geq \sin(j)\sin(F_{32})$
   где
   $b = \arcsin[\sin(p_{m32})\sin(D) / \cos(F_{32})]$

4) В итоге имеем палеомагнитный полюс (F_{32}, L_{32}), вычисленный с учетом вклада в магнитное поле Земли недипольных компонент *G2* и *G3*.

---

* – коширота (англ. “colatitude”) – дополнение к широте: 90°-[широта].

Приложение Б.

Список исследованных объектов (точек наблюдений).

Объект		Координаты		Свита, комплекс	Породы	Возраст	Сайты / Образцы / Использ.	Лаборатория	Рез-тат**	№№ образцов
№*	привязка	φ	λ							
Анабарский массив										
Северный склон:										
1	р.Фомич, п.б.	71°12'24"	107°17'34"	бурдурская свита	розовые ПШ-кварцевые песчаники	R_1	1/30	Мюнхен	0	1-15
2	р.Фомич, л.б.	71°14'33"	107°10'54"	бурдурская свита	плотные розовые до малиновых ПШ-кварцевые песчаники	R_1	1/15	Мюнхен	0	15-30
3(3)	р.Фомич, п.б.	71°16'36"	107°08'39"	дайка	габбро-долериты	R_1	1/8/18	Мюнхен	д	31-50
4(3)	р.Фомич, п.б.	71°16'36"	107°08'39"	верхи бурдурской свиты	кирпично-красные песчаники	R_1	1/6/9	Мюнхен	м	51-60
5(4)	р.Фомич, п.б.	71°19'10"	107°02'15"	бурдурская свита	малиновые алевролиты и аргиллиты	R_1	1/20/20	Мюнхен	д	61-80
6(5)	р.Фомич, п.б.	71°20'32"	106°55'28"	интр. комплекс	габбро-долериты	PR_3	1/6/9	ИФЗ	д	81-95
7(6)	р.Фомич, л.б.	71°20'27"	106°55'40"	интр. комплекс	габбро-долериты	PR_3	1/4/5	ИФЗ	д	96-108
8(7)	р.Фомич, п.б.	71°22'38"	106°51'04"	интр. комплекс	габбро-долериты	PR_3	1/4/5	ИФЗ	д	109-123
9(8)	р.Фомич, п.б.	71°22'43"	106°50'24"	интр. комплекс	габбро-долериты	PR_3	1/5/5	ИФЗ	д	124-138
10(9)	р.Фомич, л.б.	71°21'49"	106°48'20"	интр. комплекс	габбро-долериты	PR_3	1/4/4	ИФЗ	д	139-153
11(10)	р.Фомич, л.б.	71°21'57"	106°48'51"	интр. комплекс	габбро-долериты	PR_3	1/5/7	ИФЗ	д	154-168
12(11)	р.Фомич, п.б.	71°22'29"	106°43'53"	интр. комплекс	габбро-долериты	PR_3	1/5/7	ИФЗ	д	169-183

13(12)	р.Фомич, л.б.	71°22’18”	106°43’41”	интр. комплекс	габбро-долериты	PR_3	1/5/5	ИФЗ	д	184-193
14(13)	р.Фомич, л.б.	71°22’20”	106°42’58”	интр. комплекс	габбро-долериты	PR_3	1/2	ИФЗ	0	194-203
15(14)	р.Фомич, п.б.	71°23’34”	106°32’08”	интр. комплекс	габбро-долериты	PR_3	1/6/7	ИФЗ	д	204-214
16(15)	р.Фомич, п.б.	71°24’33”	106°23’26”	интр. комплекс	габбро-долериты	PR_3	1/4/8	ИФЗ	д	215-225
17(16)	р.Фомич, л.б.	71°24’30”	106°22’11”	интр. комплекс	габбро-долериты	PR_3	1/3/9	ИФЗ	д	226-236
18(17)	р.Фомич, п.б.	71°25’54”	106°15’24”	интр. комплекс	габбро-долериты	PR_3	1/5/7	ИФЗ	д	237-247
19(17)	р.Фомич, п.б.	71°25’54”	106°15’24”	котуйканская свита	серые строматолитовые известняки	R_1	1/10	Мюнхен	0	248-258
20(24)	р.Фомич, п.б.	71°38’25”	107°46’26”	интр. комплекс	габбро-долериты	PR_3	1/8/12	ИФЗ	д	259-273
21(24)	р.Фомич, п.б.	71°38’25”	107°46’26”	котуйканская свита	зеленоватые известняки	R_1	1/20/31	Мюнхен	д	274-304
22(25)	р.Фомич, п.б.	71°40’15”	108°01’30”	интр. комплекс	габбро-долериты	PR_3	1/4/5	ИФЗ	д	305-314
23(25)	р.Фомич, п.б.	71°40’15”	108°01’30”	котуйканская свита	зеленоватые и вишневые известняки	R_1	1/20/31	Мюнхен	д	315-346
Западный склон:										
24(5)	р.Джогджо, л.б., 3 км ниже по теч. от устья руч.Хатыкит	70°23’18”	104°20’49”	дайка	нефелинизированные пироксениты	T(?)	1/12	ИФЗ	0	7500-7511
25(6)	р.Джогджо, л.б.	70°30’09”	104°26’	две дайки и силл	габбро-диабазы	PR_3	1/5/15	ИФЗ	д	7512-7526
26(7)	р.Джогджо, п.б.	70°29’24”	104°28’30”	силл	габбро-диабазы, до сиенитов?	PR_3	1/15/16	ИФЗ	д	7527-7542
27(8)	р.Джогджо, п.б.	70°29’10”	104°30’	силл	габбро-диабазы	PR_3	1/13	ИФЗ	0	7543-7547В

28(9)	р.Джогджо, п.б.	70°30’47”	104°32’	силл	габбро-диабазы	PR_3	1/12/13	ИФЗ	д	7558-7572
29(10)	р.Джогджо, п.б.	70°30’59”	104°31’	~20 даек	габбро-диабазы	PR_3	1/14/14	ИФЗ	д	7573-7587
30(11)	р.Джогджо, п.б.	70°31’20”	104°25’31”	сильно выветрелая дайка	габбро-диабазы	PR_3(?)	1/13	ИФЗ	0	7588-7599,7700-7702
31(12)	р.Джогджо, л.б., в 3 км выше устья	70°32’31”	104°22’06”	дайка	габбро-диабазы	PR_3(?)	1/15	ИФЗ	0	7703-7717
32(13)	р.Котуйкан, л.б., 7 км ниже устья р.Джогджо	70°34’31”	104°13’49”	интрузив	габбро-диабазы	PR_3(?)	1/13	ИФЗ	0	7718-7735
33(1)	р.Джогджо, п.б.	70°11’	104°07’	интрузив	диабазы, до сиенитов	PR_3	1/13/15	ИФЗ	д	9010-9043
34(6)	р.Джогджо, л.б., 1 км выше устья руч.Каменный остров	70°13’	104°10’	интрузив	долериты	PR_3	1/9/12	ИФЗ	д	9052-9068
35(3)	р.Джогджо, л.б.	70°27’36”	104°26’	силл	диабазы, до сиенитов	PR_3	1/13/15	ИФЗ	д	9100-9140
36(12)	р.Джогджо, л.б., приустьевая часть	70°32’	104°22’	дайка	диабазы	PR_3	1/8	ИФЗ	0	9190-9230
37(14)	р.Котуйкан, л.б., в 300 м выше устья р.Верхний Тогой	70°32’	103°52’	силл	диабазы	PR_3	1/15/15	ИФЗ	д	9261-9285
38(15)	р.Котуйкан, л.б., в 3 км ниже устья р.Верхний Тогой	70°31’	103°54’	силл	диабазы	PR_3	1/9/15	ИФЗ	д	9286-9305

39(16)	р.Котуйкан, л.б., в 3.3 км ниже устья р.Верхний Тогой	70°31’	103°54’	силл	диабазы	PR_3(?)	1/14	ИФЗ	0	9306-9320
40(17)	р.Котуйкан, л.б., в 5 км ниже устья р.Верхний Тогой	70°30’	103°54’	силл	диабазы	PR_3	1/13/14	ИФЗ	д	9321-9335
41	р.Котуй, п.б., «труба»	71°34’32”	102°48’19”	лавовые потоки	базальты	P_2-T_1	1/10/26	ИФЗ	д	8003-8055
42	р.Котуй, л.б., в 5.5 км ниже устья р.Медвежья	71°11’57”	102°37’07”	лавовые потоки	базальты	P_2-T_1	1/4/6	ИФЗ	д	7645-7659
43	р.Котуй, л.б., в 5.8 км ниже устья р.Медвежья	71°12’37”	102°40’40”	лавовые потоки	базальты	P_2-T_1	1/8	ИФЗ	0	7660-7674
44	р.Котуй, л.б., в 6.8 км ниже устья р.Медвежья	71°12’12”	102°38’17”	лавовые потоки	базальты	P_2-T_1	1/7	ИФЗ	0	7675-7689
45	р.Котуй, п.б., в 11 км ниже устья р.Медвежья	71°12’52”	102°46’35”	лавовые потоки	базальты	P_2-T_1	1/9	ИФЗ	0	7690-7699, 7992-7999
46	р.Котуй, п.б.	71°02’44”	102°22’21”	лавовые потоки	базальты	P_2-T_1	1/7/7	ИФЗ	д	7929-7943
47	р.Котуй, л.б.	71°05’56”	102°20’27”	лавовые потоки	базальты	P_2-T_1	1/8	ИФЗ	0	7944-7959
48	р.Котуй, л.б.	71°07’01”	102°24’35”	дайка	габбро-долериты	P_2-T_1	1/3/10	ИФЗ	д	7960-7975
49	р.Котуй, л.б.	71°10’54”	102°35’15”	лавовые потоки	базальты	P_2-T_1	1/9	ИФЗ	0	7976-7991
50	р.Котуй, л.б.	71°11’29”	102°35’55”	лавовые потоки	базальты	P_2-T_1	1/3/12	ИФЗ	д	7630-7644

51	р.Маган, л.б., 1,3 км выше устья р.Доголонг			бурдурская свита	красноцветные песчаники	R_1	1/10	Париж	0	7000-7009
52	р.Маган, п.б., 1,7 км выше устья р.Доголонг			бурдурская свита	красноцветные песчаники	R_1	5/56	Париж	0	7010-7066
53	р.Маган, п.б., 1,2 км ниже устья р.Тыраттах	70°04’30”	104°55’59”	лабазтахская свита	красноцветные песчаники	R_1	1/20	Париж	0	7067-7086
54	р.Маган, л.б., напротив устья р.Тыраттах	70°04’03”	104°56’28”	лабазтахская свита	красноцветные песчаники	R_1	1/7	Париж	0	7087-7093
55	р.Маган, п.б., 4 км ниже устья р.Тыраттах	70°04’42”	104°56’05”	лабазтахская свита	красноцветные песчаники	R_1	1/16	Париж	0	7090-7105
56	р.Маган, л.б., 3,7 км ниже устья р.Тыраттах	70°04’51”	104°55’32”	лабазтахская и усть-ильинская свиты	красноцветные песчаники	R_1	1/13	Париж	0	7106-7117
57	р.Маган, л.б., 3,25 км ниже устья р.Тыраттах	70°04’56”	104°54’13”	усть-ильинская свита	серые песчаники, алевролиты, аргиллиты	R_1	1/10	Париж	0	7150-7159
58	р.Маган, л.б., 2,5 км ниже устья р.Тыраттах, в 50 м выше устья ручья	70°04’41”	104°54’07”	усть-ильинская свита	серые песчаники, алевролиты, аргиллиты	R_1	1/24	Париж	0	7166-7189

Учуро-Майский район										
Гонамская свита:										
59(2)	р.Гонам, в основании выс. 1291	57°09'54"	131°01'17"	гонамская свита	красноцветные песчаники	R_1	6/14/50	Париж	д	1G-50G
60(1)	р.Гонам, л.б., в 4 км выше по течению от основания выс. 1291	57°10'47"	130°57'07"	гонамская свита	красноцветные песчаники	R_1	1/7/30	Париж	д	51G-81G
61(3)	р.Гонам, п.б., в 6 км выше от устья р.Алгама	57°16'46"	131°06'	гонамская свита	красноцветные песчаники	R_1	1/13/15	Париж	д	51G-81G
62(20)	р.Учур, п.б., у устья руч.Бердякит	57°22'40"	131°13'36"	гонамская свита	красноцветные песчаники	R_1	1/3/16	Париж	м(?)	283U-297U
63(4)	р.Мулам, п.б.	56°31'	131°14'24"	гонамская свита	красноцветные песчаники и алевролиты	R_1	1/4/15	Мюнхен	д	78-107
64(12)	р.Идюм, л.б.	56°29'	131°44'39"	гонамская свита	серые, зеленоватые и красноцветные песчаники и алевролиты	R_1	1/4/15	Мюнхен	м(?)	249-278
65(14)	р.Идюм, п.б., в 2 км выше устья	57°08'19"	131°25'36"	гонамская свита	красноцветные песчаники и вишневые аргиллиты	R_1	1/6/20	Мюнхен	д	309-338
66(16)	р.Алгама, п.б.	57°11'14"	131°20'03"	гонамская свита	красноцветные песчаники	R_1	1/4/20	Мюнхен	м(?)	359-388
67(17)	р.Алгама, п.б.	57°13'36"	131°09'56"	гонамская свита	красноцветные песчаники	R_1	1/8/19	Мюнхен	д	389-418
68(18)	р.Алгама, п.б.	57°14'08"	131°08'53"	гонамская свита	красноцветные и серые песчаники, бурые аргиллиты	R_1	1/4/19	Мюнхен	д	419-448

69(19)	р.Алгама, л.б.	57°16’18”	131°08’33”	гонамская свита	красноцветные песчаники	R_1	1/7/20	Мюнхен	д	449-478
Омахтинская свита:										
70(20)	р.Учур, п.б., у устья руч.Бердякит	57°22’40”	131°13’36”	омахтинская свита	красноватые песчаники с серыми строматолитами	R_1	2/31/143	Париж, Мюнхен	м, д	298U-413U, 504-529
71(5)	р.Мулам, п.б.	56°29’28”	131°23’	омахтинская свита	песчаники серые, до зеленых	R_1	1/9/22	Мюнхен	м	108-129
72(13)	р.Идюм, п.б.	56°29’27”	131°45’13”	омахтинская свита	песчаники красноватые	R_1	1/22/22	Мюнхен	д, м	279-308
73(19)	р.Алгама, л.б.	57°16’18”	131°08’33”	омахтинская свита	песчаники серые и малиновые строматолиты	R_1	1/2/14	Мюнхен	д	479-503
74(23)	р.Б.Аим, л.б.	57°54’32”	132°29’30”	омахтинская свита	песчаники серые и зеленые аргиллиты	R_1	1/25	Мюнхен	0	567-589
75(30)	р.Б.Аим, п.б., в 3 км выше устья	58°21’44”	133°17’41”	омахтинская свита	красно-зеленые аргиллиты и алевролиты	R_1	5/25/29	Мюнхен	м, д	731-761
Другие породы:										
76(20)	р.Учур, п.б., у устья руч.Бердякит	57°22’40”	131°13’36”	эннинская свита	серые, кирпичные песчаники	R_1	1/25	Париж	0	414U-438U
77(6)	р.Идюм, л.б., в 3 км ниже устья р.Мулам	56°28’59”	131°26’21”	эннинская свита	песчаники и алевролиты серые, зеленоватые, красноватые	R_1	1/9	Мюнхен	0	130-159
78(25)	р.Б.Аим, п.б.	57°52’30”	133°06’43”	тоттинская свита	внизу: кирпичные песчаники, вверху-зеленые и малиновые аргиллиты и алевролиты	R_2	1/13/20	Мюнхен	д	617-641

79(26)	р.Б.Аим, п.б.	57˚52’18”	133˚07’14”	тоттинская свита	кирпичные песчаники и серо-зеленые и малиновые аргиллиты	R_2	1/17	Мюнхен	0	642-658
80(28)	р.Б.Аим, л.б.	58˚18’27”	133˚32’51”	тоттинская свита	пестроцветные алевролиты	R_2	1/9/16	Мюнхен	д	680-704
81(29)	р.Б.Аим, п.б.	58˚21’24”	133˚20’07”	тоттинская свита	зеленовато-серые алевролиты	R_2	1/12	Мюнхен	0	705-730
Центральная Сибирь										
82(n2)	р.Большая Нирунда, л.б.	62°01’29”	95°16’30”	осадочные породы	карбонатно-глинистые	O_{2-3}	1/17/17	Париж	м	NI107-NI124
83(n3)	р.Большая Нирунда, п.б.	62°00’06”	95°16’19”	осадочные породы	карбонатно-глинистые	O_{2-3}	1/21	Париж	0	NIV101-NIV123
84(n1)	р.Большая Нирунда, п.б.	61°59’31”	95°15’46”	осадочные породы	карбонатно-глинистые	O_{2-3}	1/61/89	Париж	м	NI17-NI106
85(n4)	р.Большая Нирунда, л.б.	61°58’46”	95°17’05”	осадочные породы	карбонатно-глинистые	O_{2-3}	1/9/26	Париж	м	NI158-NI184
86(n5)	р.Большая Нирунда, п.б.	61°57’05”	95°15’51”	силл(?)	долериты	P_2-T_1	1/9/10	Париж	д	B1-(1-10)
87(s1)	р.Столбовая, л.б.	62°08’50”	91°29’13”	осадочные породы	мергели, алевролиты	O_{2-3}	1/6/54	Париж	м	ST1-(1-12), ST185-ST273
88(s2)	р.Столбовая, п.б.	62°09’07”	91°25’51”	осадочные породы	мергели, алевролиты	O_{2-3}	1/6/24	Париж	м	ST274-ST297
89(s3)	р.Столбовая, л.б.	62°10’16”	91°25’07”	осадочные породы	мергели, алевролиты	O_{2-3}	1/30/68	Париж	м	ST298-ST366
90(st2-5)	р.Столбовая	62°07’52”	91°27’58”	силл(?)	долериты	P_2-T_1	4/27/32	Париж	д	ST(2-5)-(1-8)

* – номер точки по порядку (номер точки на схеме соответствующего района)

** – результат («д» – выделена древняя компонента намагниченности, «м» – метахронная компонента, «0» – компонент не выделено)