ФИЗИКА ЗЕМЛИ, 2020, № 6, с. 145–169

УДК 550.384.5+551.72

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ И ВОЗРАСТНАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ МЕЗОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ПОРОД УДЖИНСКОГО И ОЛЕНЕКСКОГО ПОДНЯТИЙ (СЕВЕРО-ВОСТОК СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)

© 2020 г. А. М. Пасенко[1, *], С. В. Малышев[2]

[1]*Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия*

[2]*Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле, г. Санкт-Петербург, Россия*

**E-mail: pasenkoal@ya.ru*

Поступила в редакцию 16.10.2019 г.
После доработки 21.04.2020 г.
Принята к публикации 23.04.2020 г.

В работе представлены результаты палеомагнитных исследований протерозойских осадочных и магматических пород, участвующих в строении разрезов Оленекского и Уджинского поднятий. В пределах Оленекского поднятия изучены карбонатные породы верхней подсвиты хайпахской свиты; в пределах Уджинского поднятия – терригенные и вулканогенно-осадочные породы уджинской и унгуохтахской свит, а также раннемезопротерозойский магматический комплекс. Полученные палеомагнитные данные: 1) указывают, что верхнехайпахская подсвита Оленекского поднятия и уджинская свита Уджинского поднятия сформировались в разное время, что противоречит принятой в настоящее время схеме корреляции протерозойских разрезов севера Сибирской платформы; 2) подтверждают существование на территории Уджинского поднятия двух этапов протерозойского магматизма, наиболее древний из которых, по палеомагнитным данным, имеет возраст ~1500 млн лет; 3) показывают, что в интервале времени ~1500–1110 млн лет назад Сибирская платформа располагалась в экваториальных и приэкваториальных широтах.

Ключевые слова: палеомагнетизм, Сибирская платформа, рифей, мезопротерозой, протерозой, стратиграфия, палеомагнитный полюс.

DOI: 10.31857/S0002333720050063

ВВЕДЕНИЕ

Палеомагнитный метод является мощным средством при решении широкого круга задач наук о Земле вообще и геологии докембрия в частности. Результаты палеомагнитных исследований играют существенную роль при палеотектонических и палеогеографических реконструкциях, при изучении суперконтинетальных циклов, при выделении и корреляции геологических событий, при определении возраста и длительности формирования пород, а также при решении множества других геологических задач.

Одной из наиболее актуальных задач при изучении палеомагнетизма Сибирской платформы является построение для нее детальной траектории (кривой) кажущейся миграции полюса (ТКМП). В настоящее время степень разработки этой кривой неодинакова для разных временных интервалов. Существуют интервалы, для которых количество имеющихся палеомагнитных полюсов все еще крайне мало, что существенно ограничивает возможность ее построения. К таким интервалам относится, в частности, период времени между 1600 и 1000 млн лет назад, отвечающий мезопротерозою в международной геохронологической шкале [Cohen et al., 2013]. Несмотря на то, что в последние годы для этого интервала получен ряд важных палеомагнитных определений, в той или иной степени удовлетворяющих современным требованиям надежности и качества [Evans et al., 2016 и ссылки в этой работе], число имеющихся палеомагнитных полюсов остается все еще недостаточным для уверенного трассирования мезопротерозойского сегмента сибирской ТКМП. Малое количество имеющихся полюсов связано, в значительной степени, с небольшим числом и крайней труднодоступностью объектов, благоприятных для выполнения соответствующих палеомагнитных определений.

Настоящая работа направлена на получение новых палеомагнитных полюсов мезопротерозойского возраста для Сибирской платформы на основании изучения осадочных и магматических пород Уджинского и Оленекского поднятий. Выбор именно данных объектов для проведения палеомагнитных исследований обусловлен наличи-

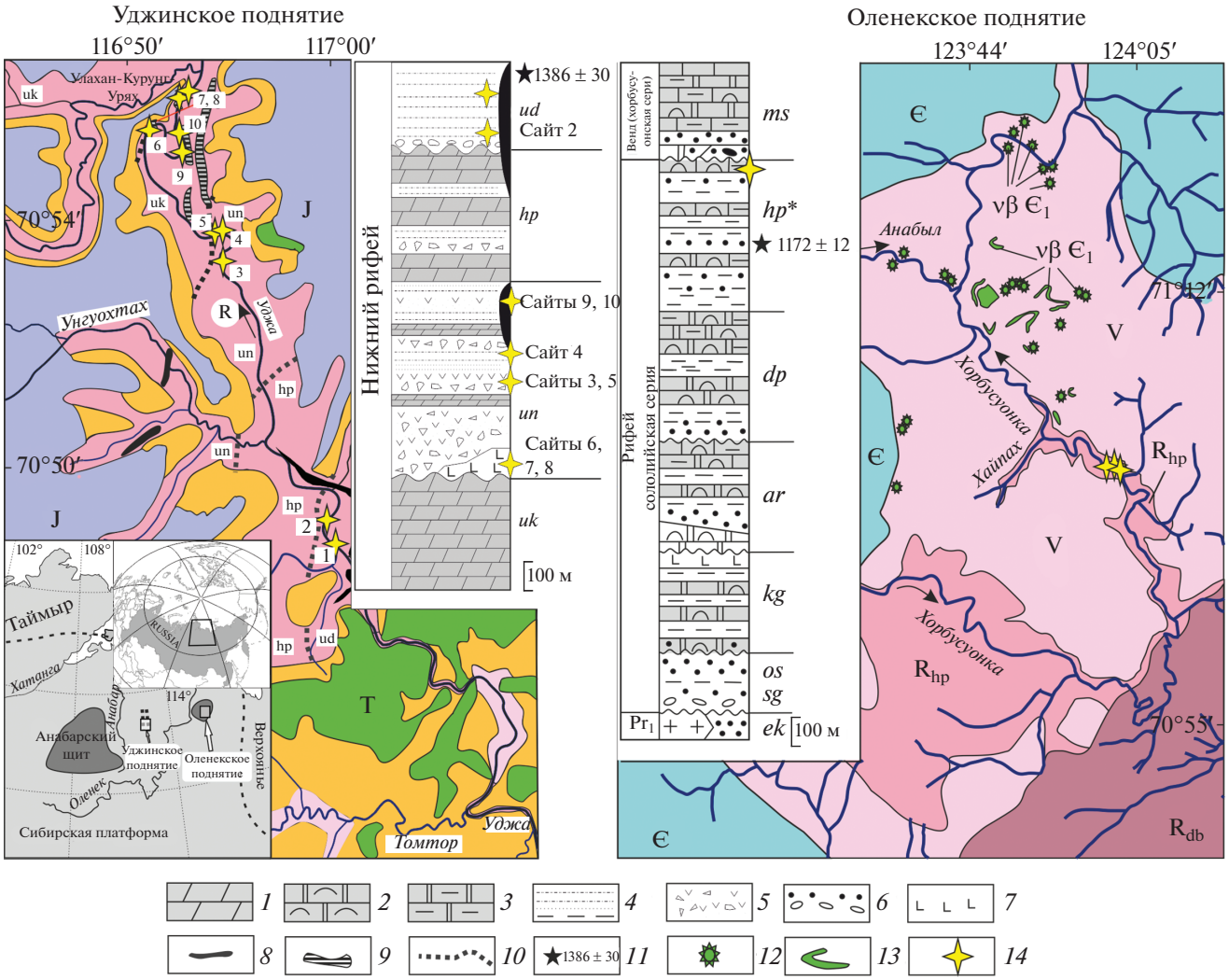

Рис. 1. Геологические схемы Уджинского и Оленекского поднятий по работе [Гладкочуб и др., 2009; Объяснительная записка..., 2016]. Свиты Уджинского поднятия: *uk* – улахан-курунгская; *un* – унгуохтахская; *hp* – хапчанырская; *ud* – уджинская. Свиты Оленекского поднятия: *ek* – эекитская; *sg* – сыгынахтахская; *os* – осорхаятинская; *kg* – кютюнгинская; *ar* – арымасская; *db* – дебенгдинская; *hp** – хайпахская; *ms* – маастахская. Условные обозначения: *1* – известняки, доломиты; *2* – известняки и доломиты строматолитовые; *3* – доломиты песчаные; *4* – аргиллиты, алевролиты, песчаники; *5* – туфы, туфоконгломераты, туфобрекчии; *6* – конгломераты, песчаники; *7* – пластовые тела основного состава; *8* – интрузивные тела второго этапа магматизма Уджинского поднятия; *9* – интрузивные тела первого этапа магматизма Уджинского поднятия; *10* – границы протерозойских свит Уджинского поднятия; *11* – возраст породы (млн лет); *12* – диатремы Оленекского поднятия; *13* – пластовые магматические образования; *14* – расположение палеомагнитных сайтов в плане и в разрезе.

ем рекогносцировочных данных и результатов исследований прошлых лет, которые показали их перспективность и необходимость проведения детальных исследований на современном методическом уровне [Гуревич, 1983; Родионов, 1984; Константинов и др., 2007; Павлов и др., 2015].

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ ОБЪЕКТОВ ИССЛЕДОВАНИЙ

Уджинское и Оленекское поднятия, образованные преимущественно докембрийскими породами, расположены на северо-востоке Сибирской платформы в долине р. Уджа (правый приток р. Анабар) и в долинах р. Оленек и ее притоков соответственно (рис. 1).

Уджинское поднятие

Протерозойская часть разреза Уджинского поднятия представлена 4 свитами (снизу–вверх по разрезу): терригенно-карбонатной улахан-курунгской, вулканогенно-осадочной унгуохтахской, терригенно-карбонатной хапчанырской и

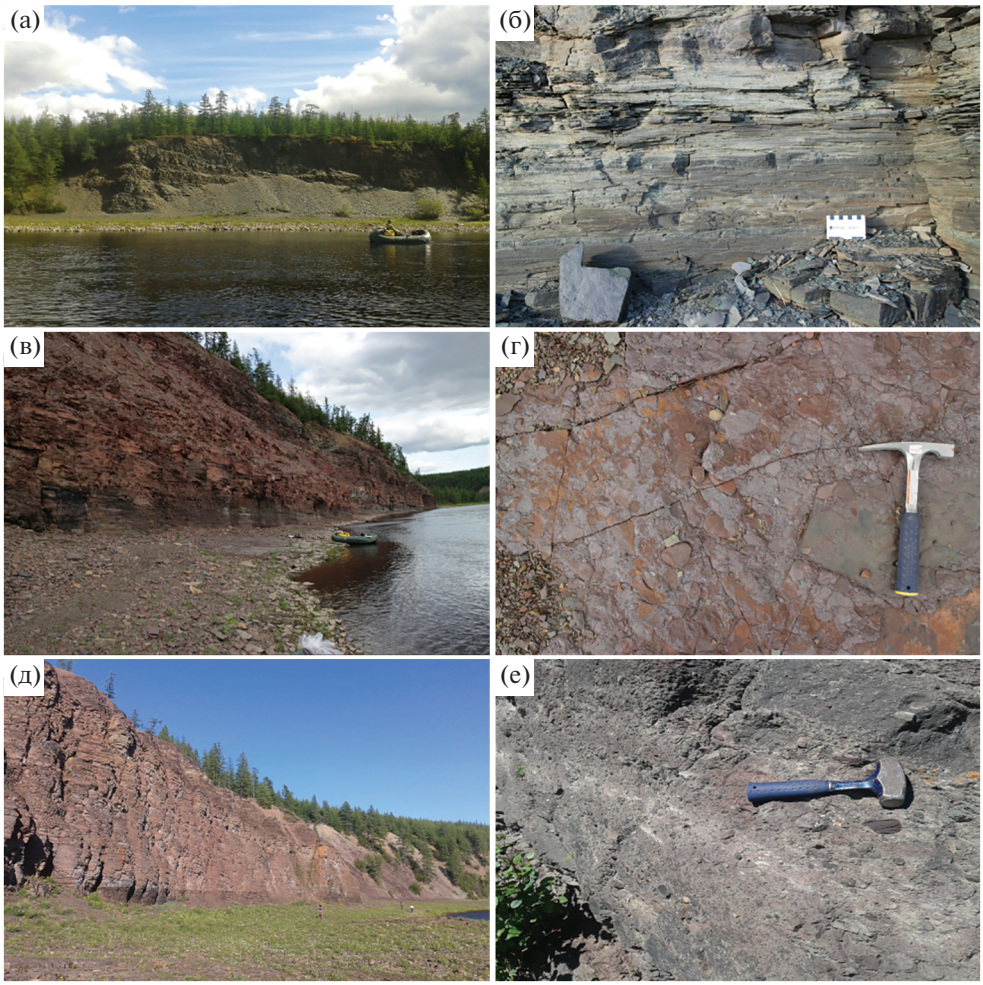

Рис. 2. Обнажения пород уджинской и унгуохтахской свит: (а) – общий вид обнажения песчаников верхней подсвиты уджинской свиты; (б) – песчаники верхней подсвиты уджинской свиты; (в) – общий вид обнажения песчаников и алевролитов нижней подсвиты уджинской свиты; (г) – гальки внутриформационных конгломератов нижней подсвиты уджинской свиты; (д) – пестроцветные алевролиты сайта 4 унгуохтахской свиты; (е) – туфоконгломераты сайта 3 унгуохтахской свиты.

преимущественно терригенной уджинской [Шпунт и др., 1976]. В нашей работе будут представлены результаты палеомагнитного изучения унгуохтахской и уджинской свит.

Унгуохтахская свита согласно работе [Охлопков и др., 1987] подразделяется на три подсвиты, сложенные туфами, алевролитами, сланцами. Для палеомагнитных исследований опробовалась средняя подсвита мощностью около 100 м, представленная в основании туфобрекчиями и туфоконгломератами, сменяющимися выше по разрезу красноцветными алевролитами со значительным количеством карбонатных стяжений (рис. 2).

Уджинская свита включает две подсвиты, обе из которых были опробованы для проведения палеомагнитного анализа. Нижняя подсвита мощностью 150 м представлена пестроцветными тефрогенными алевролитами и аргиллитами с прослоями мелкогалечных внутриформационных конгломератов (рис. 2). Верхняя подсвита (50 м) сложена пестроцветными плитчатыми тефрогенными песчаниками, гравелитами и алевролитами.

В пределах Уджинского поднятия осадочные породы протерозойского возраста залегают преимущественно моноклинально, с падением на юг, юго-восток под углами 5°–15°.

Продолжительное время считалось, что породы докембрийской части уджинского разреза сформировались в течение позднего мезопротерозоя–неопротерозоя [Семихатов, Серебряков, 1983]. Подобное мнение было обосновано как методами межрегиональной корреляции строматолитовых форм, так и единичными K–Ar валовыми датировками базитовых интрузий, прорывающих осадочные породы разреза, и базальтов, залегающих в основании унгуохтахской свиты (от 1300 до 840 млн лет

[Осипова, Поршнев, 1966; Шпунт и др., 1982]. На основании этих данных уджинская свита относилась к неопротерозою [Семихатов, Серебряков, 1983] и представлялась перспективным объектом для получения сибирского неопротерозойского палеомагнитного полюса. Однако в результате исследований последних лет были получены новые геохронологические результаты, которые указывают на мезопротерозойский возраст уджинской свиты [Malyshev et al., 2018].

Магматические тела Уджинского поднятия на основании петрографических и петрохимических критериев разделяются на две группы [Шпунт и др., 1976; Гладкочуб и др., 2009]. Первая группа тел прорывает нижнюю часть разреза (улахан-курунгскую и унгуохтахскую свиты) и считается продуктом магматизма начальных стадий внутриконтинентального рифтогенеза. Вторая группа тел прорывает, помимо других свит, также хапчанырскую и уджинскую, и относится к более поздним стадиям эволюции рифтовых систем [Шпунт и др., 1979; Гладкочуб и др., 2009], что может указывать на ее значительно более молодой возраст, относительно первой группы. Для второй группы имеются следующие датировки: 1074 ± 11 млн лет (Ar–Ar, плагиоклаз) и 1386 ± 30 млн лет (U–Pb, апатит) [Гладкочуб и др., 2009; Malyshev и др., 2018].

При проведении палеомагнитных исследований нами были опробованы магматические тела обоих этапов докембрийского магматизма Уджинского поднятия. Результаты палеомагнитного изучения пород второго этапа (~1385 млн лет) приведены в работе [Malyshev et al., 2018]. Результаты исследования магматических пород первого этапа описаны в настоящем исследовании. В нашем исследовании для второй группы тел (~1385 млн лет) мы принимаем более древний возраст, поскольку он получен по более “устойчивой” изотопной системе. В качестве еще одного аргумента в его пользу можно привести факт совпадения палеомагнитных направлений, полученных для тел второго этапа магматизма с направлениями, полученными для Чиэресской дайки Анабарского массива (U–Pb, бадделеит, 1384 ± 2 млн лет) [Ernst et al., 2000; Malyshev et al., 2018].

Оленекское поднятие

В пределах Оленекского поднятия нами была изучена хайпахская свита. Она залегает на мезопротерозойских доломитах дебенгдинской свиты и представлена чередованием карбонатных (доломиты, строматолитовые доломиты и мергели) и терригенных (песчаники, аргиллиты) пород, среди которых встречаются прослои зеленоватых и красноватых окрасок. В районе работ изученные нами породы хайпахской свиты залегают субгоризонтально. Внутри хайпахской свиты отмечены два перерыва в осадконакоплении, разделяющие ее на три подсвиты [Шпунт и др., 1982; Объяснительная записка..., 2012]. В каждой из подсвит отмечены различные ассоциации строматолитов. По смене ассоциаций строматолитов нижней и средней подсвит проведена граница мезо- и неопротерозоя ~1030 млн лет [Семихатов и др., 2000; Зайцева и др., 2017 и ссылки в этих работах]. Таким образом, до последнего времени средняя и верхняя части хайпахской свиты относились к неопротерозою, а нижняя ее часть – к мезопротерозою. На мезопротерозойский возраст нижней части хайпахской свиты указывают K–Ar и Rb–Sr датировки глауконитов, отобранных из этого стратиграфического интервала (1172 ± 18 и 1112 ± 24 млн лет) [Зайцева и др., 2017]. Сверху, возраст верхнехайпахской подсвиты, к сожалению, можно ограничить лишь датировками, полученными по детритовым цирконам вышележащей маастахской свиты (~630 млн лет) [Vishnevskaya et al., 2017].

Согласно межрегиональным схемам корреляции строматолитовых форм [Семихатов, Серебряков, 1983; Решения..., 1983] верхняя подсвита хайпахской свиты сопоставляется по возрасту с уджинской свитой Уджинского поднятия. Но если эта корреляция верна, то, исходя из полученных нами ранее [Malyshev et al., 2018] ограничений на возраст уджинской свиты (более 1385 млн лет), верхнехайпахская подсвита не может быть неопротерозойской. Если же она действительно имеет неопротерозойский возраст, тогда ее корреляцию с уджинской свитой следует признать неправильной. Результаты палеомагнитных исследований уджинской свиты и верхнехайпахской подсвит могут дать дополнительные аргументы в пользу одного из этих предположений.

ОТБОР ОБРАЗЦОВ И МЕТОДИКА ЛАБОРАТОРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Отбор образцов

Для решения поставленных задач нами было выполнено палеомагнитное опробование как осадочных, так и магматических тел Уджинского и Оленекского поднятий. Изученные объекты и координаты точек отбора образцов приведены в табл. 1.

Из осадочных пород уджинской свиты (сайты 1 и 2) ориентированные образцы отбирались нами снизу–вверх по разрезу со средним интервалом 0.5–3.0 м, при этом предпочтение отдавалась более красноцветным и мелкозернистым литологическим разностям. Всего было опробовано около 150 м разреза. Для проведения теста палеомагнитной надежности из прослоев внутриформационных конгломератов мощностью 2–10 см были отобраны образцы галек.

Таблица 1. Объекты палеомагнитных исследований и координаты точек отбора образцов (сайтов)

Объект		Сайт №	Порода	Кол-во образцов	Координаты сайтов
Хайпахская свита	Верхняя подсвита	2a	Строматолитовый известняк	41	N 71°05.281′ E 124°02.294′
	Верхняя подсвита	2b		7	N 71°05.273′ E 124°02.165′
	Верхняя подсвита	2c		10	N 71°05.267′ E 124°02.050′
	Верхняя подсвита	S14OLD		10	N 71°05.135′ E 124°02.922′
	Верхняя подсвита	S15OLD		10	N 71°05.135′ E 124°02.922′
Уджинская свита	Верхняя подсвита	1	Алевролит, песчаник	35	N 70°48.863′ E 117°00.544′
	Нижняя подсвита	2		57	N 70°49.325′ E 116°56.864′
Унгуохтахская свита	Средняя	3	Туфоконгломерат	23	N 70°53.619′ E 116°54.782′
	Средняя	4	Алевролит	57	N 70°53.810′ E 116°54.933′
	Средняя	5	Туфоконгломерат	7	N 70°53.828′ E 116°54.084′
Магматические тела	Поток	6	Базальт	14	N 70°55.476′ E 116°51.993′
	Поток	7	Базальт	7	N 70°55.652′ E 116°52.360′
	Дайка	8	Карбонатит	9	N 70°55.879′ E 116°52.502′
	Силл	9	Долерит	33	N 70°55.115′ E 116°52.686′
		10		24	N 70°55.346′ E 116°52.796′

Из алевролитов унгуохтахской свиты (сайт 4) образцы отбирались по разрезу снизу–вверх с шагом 0.5–1.0 м. Образцы туфов и туфоконгломератов (сайты 3 и 5) отбирались произвольным образом из каждого конкретного обнажения, при этом опробовались как туфогенный матрикс, так и обломки пород, представленные в основном базальтами и вишневыми алевролитами. Суммарно было опробовано около 100 м разреза унгуохтахской свиты.

Отбор образцов из силла (сайты 9 и 10) проходил равномерно вдоль простирания тела, при этом были опробованы и эндоконтаковая и центральная части силла. Пять образцов из вмещающих силл сероцветных карбонатов были взяты на удалении 5–60 см от контакта. Отбор вмещающих пород на значительном удалении от контакта был невозможен ввиду их необнаженности.

Из остальных магматических тел (сайты 6, 7, 8) образцы отбирались “сайтовым” методом. Перед ориентированием образов магматических тел горным компасом проводилась проверка на отсутствие влияния опробуемыми породами на его стрелку.

Хайпахская свита в нашей коллекции представлена образцами верхнехайпахской подсвиты. Эти образцы отбиралась из относительно мало-

мощных скальных выходов строматолитовых известняков, расположенных в долине р. Хорбусуонка на удалении 100–500 м друг от друга, каждый такой выход считался нами отдельным сайтом (сайты 2a, 2b, 2c, S14OLD и S15OLD). В сайтах образцы отбирались по разрезу снизу–вверх с интервалом 0.5–1.5 м, при этом в каждом из сайтов было отобрано от 7 до 41 образца.

Нами было опробовано три сайта верхнехайпахской подсвиты. Данные обработки образцов, отобранных еще в двух сайтах в 2001 г. сотрудниками палеомагнитной лаборатории ИФЗ РАН В.Э. Павловым и А.В. Шацилло, также были проанализированы в настоящей работе.

Методика лабораторных исследований

Обработка коллекций выполнялась в лаборатории Главного геомагнитного поля и петромагнетизма ИФЗ РАН и включала в себя подготовку ориентированных образцов к измерениям, серию петромагнитных и палеомагнитных экспериментов.

Комплекс петромагнитных исследований проводился на термомагнитометре конструкции Ю.К. Виноградова (ГО “Борок”), на трехкомпонентном вибромагнитометре (ГО “Борок”), на вибромагнитометре PMC MicroMag 3900 (Lake Shore, США) и на каппометре MFK1-FA с термоприставкой CS3 (AGICO, Чехия).

Интерпретация петромагнитных параметров производилась с использованием диаграммы Дея-Данлопа [Day et al., 1977; Dunlop, 2002a; 2002b]. Анализ спектров коэрцитивности образцов по методу “cumulative log-Gaussian analysis” (CLGA) кривой нормального намагничивания [Kruiver et al., 2001] производился в онлайн-приложении “MAX UnMIX” [Maxbauer et al., 2016].

Микрозондовые исследования выполнялись в ГО “Борок” с использованием сканирующего электронного микроскопа Tescan Vega II.

Измерения остаточной намагниченности в процессе температурных чисток выполнялись на криогенном (SQUID) магнитометре производства 2G Enterprises (США) с автоматической подачей образцов и спин-магнитометре JR-6 (AGICO, Чехия) в пространстве, экранированном от внешнего геомагнитного поля при помощи системы колец Гельмгольца, или же в немагнитной комнате (магнитное поле внутри комнаты меньше земного в 200 раз). Для ступенчатой температурной чистки образцов использовалась немагнитная печь MMTD80 (Magnetic Measuremenets Ltd., Великобритания) с величиной нескомпенсированного поля не более 5–10 нТл. Общее количество шагов магнитной чистки варьировалось от 10 до 20.

Обработка результатов магнитных чисток выполнялась в соответствии со стандартной методикой [Kirschvink, 1980; Храмов и др., 1982] при помощи пакета программ Энкина [Enkin, 1994]. При построении палеореконструкций для графического представления материала использовалась программа GMAP2003 [Torsvik, Smethurst, 1999].

Параметры геомагнитного поля в районе работ определялись по модели IGRF-12 [Thébault et al., 2015].

РЕЗУЛЬТАТЫ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ И ПЕТРОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Уджинская свита

Величина естественной остаточной намагниченности (ЕОН) изученных пород уджинской свиты варьирует в пределах 0.001–0.3 А/м. В результате выполнения компонентного анализа было выделено четыре компоненты намагниченности.

Низкотемпературная компонента (*LT*) намагниченности разрушается при температурах до 180–250°С и имеет, вероятно, современный возраст, поскольку ее направление совпадает с направлением современного магнитного поля в районе работ (рис. 3).

В 35 образцах на интервале температур от 400–500 до 680°С выделяется биполярная высокотемпературная компонента (*HT*) юго-западного или северо-восточного склонения и преимущественно низкого положительного наклонения. Эта компонента, вероятно, связана с гематитом и/или магнетитом (рис. 3).

Наличие гематита (или низкотитанистого гемоильменита) поддерживается результатами термомагнитного анализа (резкое падение величины намагниченности насыщения *Is* в области температур 650–680°С, рис. 3) и значениями остаточной коэрцитивной силы (более 400 мТл, рис. 5а), определенными в образцах свиты. В то же время, наличие пика Гопкинсона в районе температур 550–580°С на кривой температурной зависимости магнитной восприимчивости $\kappa(T)$ (рис. 3) свидетельствует в пользу того, что в образцах уджинской свиты может присутствовать также магнетит или низкотитанистый титаномагнетит. Этот вывод подтверждает CLG-анализ (cumulative log-Gaussian, [Kruiver et al., 2001; Maxbauer et al., 2016]) кривой нормального намагничивания, по результатам которого в образце песчаника уджинской свиты помимо высококоэрцитивного минерала, показано присутствие низкокоэрцитивного с величиной медианного поля насыщения $H_{1/2}$ = 63 мТл (рис. 5б, 5в).

Помимо компонент *LT* и *HT* в 20 образцах уджинской свиты выделяется среднетемпературная компонента намагниченности, деблокирующие температуры которой лежат в интервале 380–540°С. Среди направлений векторов, отвечающих этой компоненте, выделяется кластер с северо-

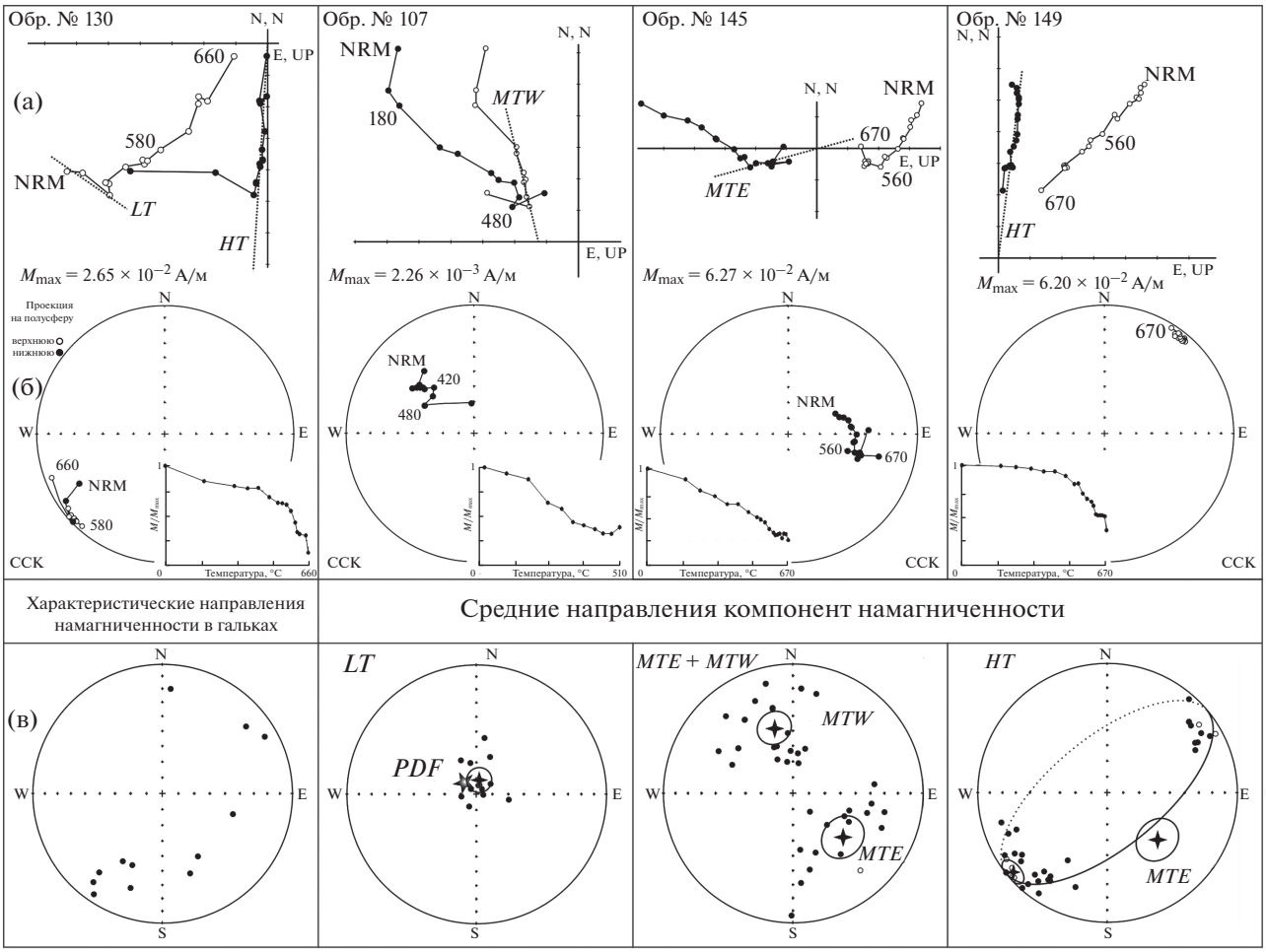

Рис. 3. Результаты магнитной чистки образцов уджинской свиты: (а) и (б) – представительные диаграммы зийдервельда и стереограммы соответственно; (в) – направления выделенных компонент намагниченности в гальках конгломератов. *PDF* – направление современного магнитного поля в районе работ. Расшифровку остальных сокращений см. в тексте. Все диаграммы представлены для стратиграфической системы координат.

западными склонениями и умеренными наклонениями и кластер с восточными склонениями и умеренно-высокими наклонениями (рис. 3, табл. 1).

Назовем направление и компоненту, соответствующие северо-западному кластеру, – *MTW*, а направление и компоненту, соответствующие восточному кластеру, – *MTE*.

Геологическая ситуация не позволяет выполнить тест складки, однако более высокая стабильность компоненты *HT* по отношению к нагревам, а также ее биполярность, делают эту компоненту значительно более предпочтительным кандидатом на роль первичной компоненты намагниченности, чем компоненты *MHW*/*MTE*. Другие доводы в пользу первичности этой компоненты намагниченности будут рассмотрены далее.

При температурном размагничивании галек внутриформационных конгломератов обнаруживаются те же компоненты *HT* и *MTE*, которые мы наблюдаем в ненарушенных слоях уджинской свиты (рис. 3). Таким образом, тест конгломератов дает отрицательный результат (r = 0.76, при критическом значении 0.50) [Храмов и др., 1982]. Отметим, однако, вслед за авторами статьи [Butler, 1998], что в то время, как положительный результат теста конгломератов определенно указывает на первичность намагниченности, отрицательный результат является лишь указанием на то, что рассматриваемая намагниченность образовалась после формирования внутриформационного слоя конгломератов. При этом формирование намагниченности может произойти практически сразу после литификации осадка на стадии диагенеза [Butler, 1998]. В таком случае, для решения наших задач такая намагниченность в геологическом масштабе времени может рассматриваться как первичная [Kodama, 2012].

Данные теста конгломератов указывают на то, что компонента *HT*, выделенная в уджинской свите, связана, преимущественно, с аутигенным гематитом.

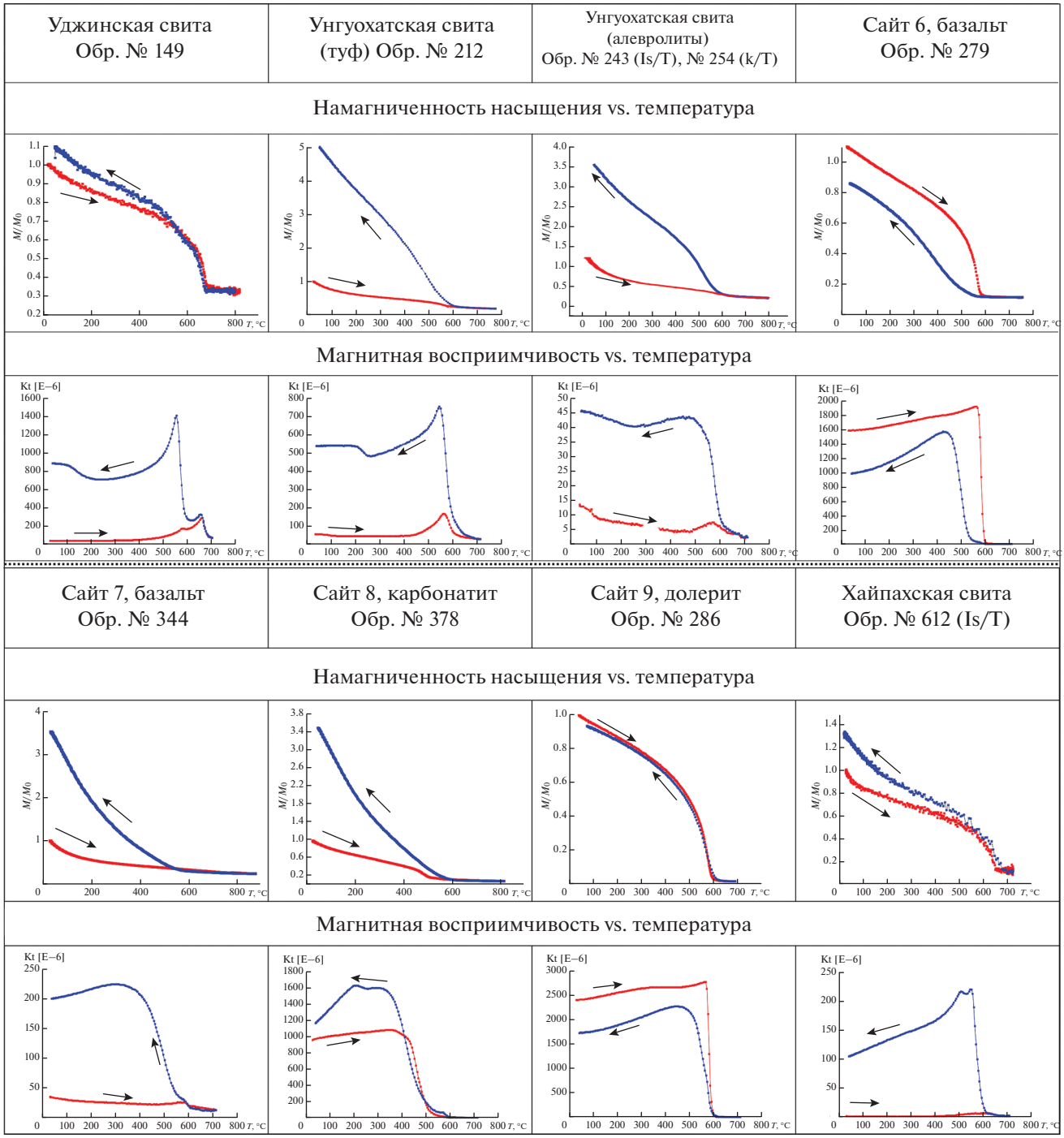

Рис. 4. Диаграммы зависимости намагниченности насыщения и магнитной восприимчивости от температуры магматических и осадочных пород Уджинского и Оленекского поднятий.

Унгуохтахская свита

Сайт 4 (алевролиты)

Величина ЕОН в образцах алевролитов обнажения 4 колеблется в пределах 0.002–0.4 А/м. Температурная магнитная чистка позволяет выделить в этих породах несколько компонент намагниченности. Часть образцов содержит низкотемпературную компоненту (*LT*), разрушающуюся к 250–300°С (рис. 6) и имеющую направление, близкое к таковому современного магнитного поля (рис. 7). Последнее дает основание полагать, что эта компонента имеет современный возраст.

Среднетемпературная компонента выделяется в интервале температур от 300 до 540°С. Соответствующие векторы определяются в 14 образцах с

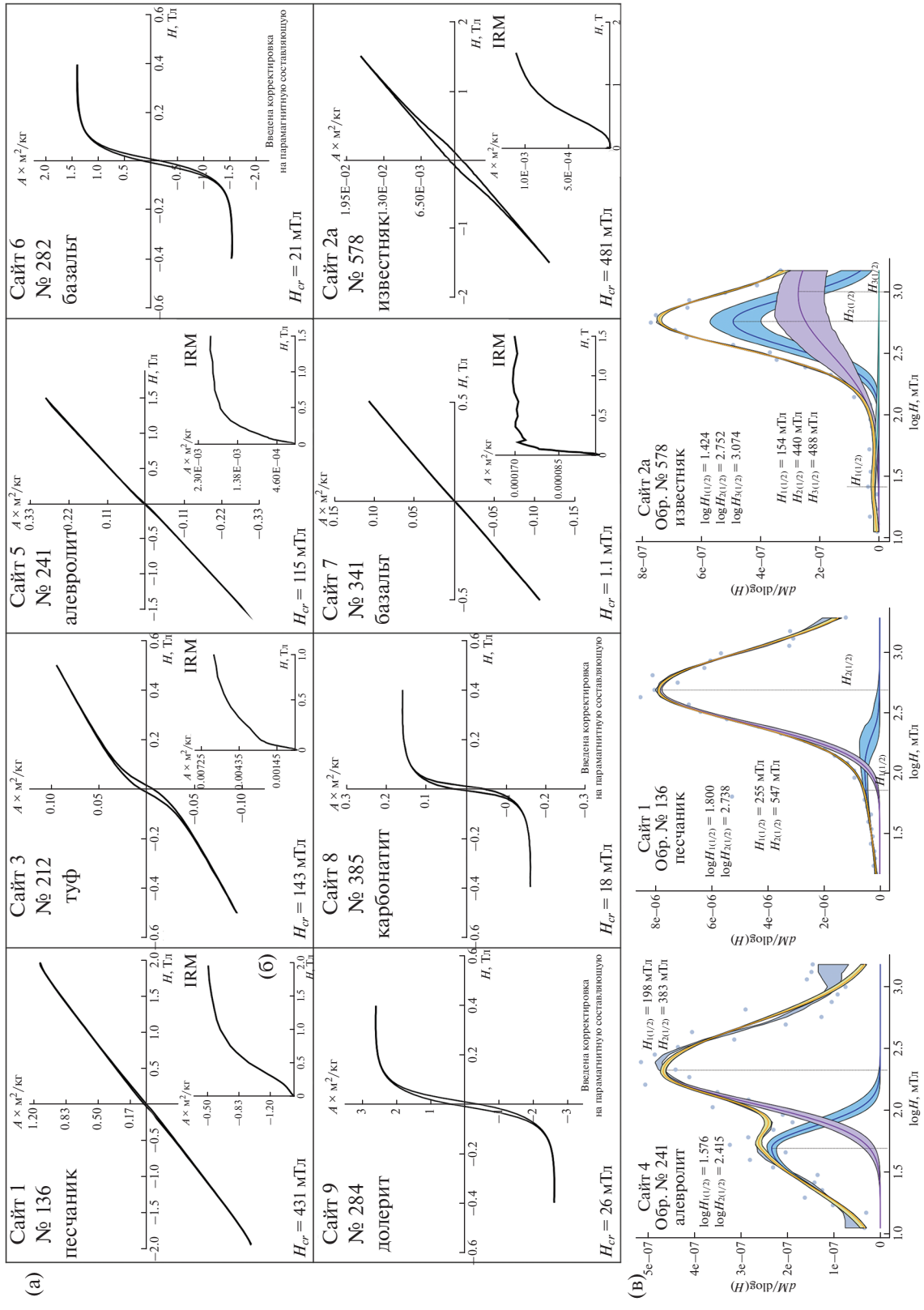

Рис. 5. Результаты петромагнитных исследований осадочных и магматических пород Уджинского и Оленекского поднятий: (а) – петли гистерезиса; (б) – диаграммы нормального намагничивания образцов; (в) – коэрцитивные спектры магнитных минералов в образцах. $H_{1/2}$ – медианное поле насыщения магнитных минералов.

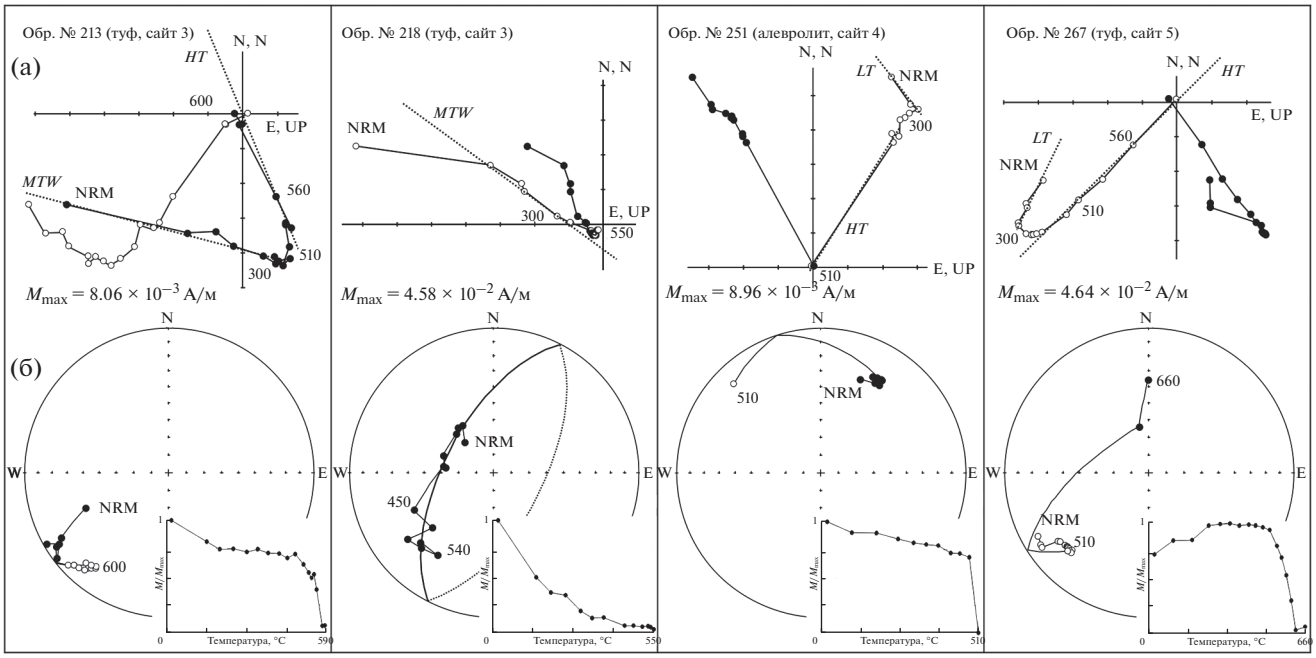

Рис. 6. Результаты магнитной чистки пород унгуохтахской свиты: (а) – представительные диаграммы Зийдервельда; (б) – стереограммы и диаграммы спада намагниченности. Цифрами на диаграммах Зийдервельда и стереограммах показана температура в °С. Расшифровку сокращений см в тексте. Диаграммы представлены для стратиграфической системы координат.

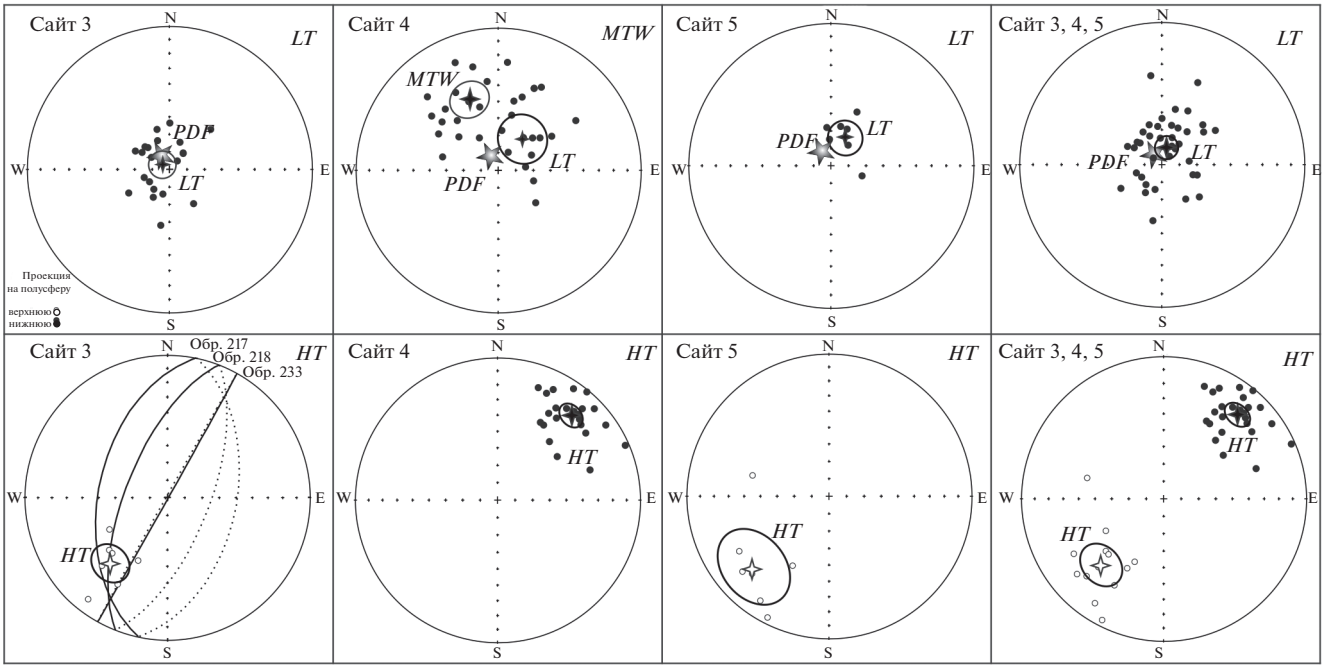

Рис. 7. Стереограммы направлений компонент намагниченности, выделенных в образцах унгуохтахской свиты. *PDF* – направление современного магнитного поля в районе работ. Расшифровку остальных сокращений см. в тексте. Диаграммы представлены для стратиграфической системы координат.

довольно “шумной” палеомагнитной записью, характеризуются северо-западными склонениями и умеренными положительными наклонениями и формируют на стереограмме кластер (кучность $K = 21.4$, табл. 1), расположенный приблизительно в той же области стереограммы, что и среднее направление компоненты *MTW*, выделенной в породах уджинской свиты (рис. 6).

В 23 образцах обнаруживается присутствие стабильной высокотемпературной компоненты

HT с северо-восточным склонением и умеренным положительным наклонением (рис. 6). Максимальные деблокирующие температуры этой компоненты находятся в широком интервале от 480 до 660°С. Это можно объяснить присутствием в образцах алевролитов в различных пропорциях титаномагнетита, магнетита и гематита.

На наличие этих магнитных минералов указывают и результаты петромагнитных исследований. Так, на кривых температурной зависимости к(*T*) при нагреве отмечаются пики Гопкинсона вблизи 560–580°С, а на части образцов наблюдается также дополнительная особенность в виде перегиба или пика Гопкинсона в области температур вблизи 500°С (рис. 4).

Значения *Hcr* порядка 110–120 мТл характерны для смеси относительно магнитомягких (магнетита, титаномагнетита) и магнитожестких минералов (гематита). Этот вывод поддерживается поведением кривой нормального намагничивания, на которой видно, что величина нормальной намагниченности быстро нарастает в полях до 100 мТл, затем ее увеличение становится все более медленным, но не прекращается даже при достижении значений поля порядка 1.3 Тл (рис. 5а, 5б). Разложение коэрцитивного спектра на составляющие [Kruiver et al., 2001] показывает наличие в образце низко- и высококоэрцитивного минералов (рис. 5в). Их медианные поля насыщения составляют 38 и 260 мТл, что отвечает магнетиту и гематиту соответственно.

Сайты 3 и 4 (туфы и туфоконгломераты)

Образцы этих пород содержат, как правило, достаточно четкий палеомагнитный сигнал, при этом величина ЕОН пород варьирует в пределах 0.008–0.1 А/м.

Помимо современной (исходя из направления) низкотемпературной компоненты *LT*, разрушающейся на первых шагах чистки, выделяется также высокотемпературная компонента *HT* юго-западного склонения и умеренно отрицательного наклонения (рис. 6). Максимальные температуры деблокирования этой компоненты лежат в области 580–600°С, что указывает на то, что ее носителем, по всей видимости, является магнетит. В части образцов разделить компоненты *LT* и *HT* не представляется возможным из-за перекрытия их спектров деблокирующих температур. В этом случае, однако, уверенно выделяются круги перемагничивания (рис. 6, обр. 218; рис. 7, обр. 217, 218, 233).

Тот факт, что основным магнитным минералом в туфах унгуохтахской свиты является магнетит (или низкотитанистый титаномагнетит), подтверждается результатами петромагнитных исследований. Так, кривая зависимости намагниченности насыщения от температуры в этих образцах указывает на присутствие магнитного минерала с точками Кюри 580–600°С (рис. 4). На кривой к(*T*) в области 560–580°С наблюдается пик Гопкинсона (рис. 4), который характерен для пород, содержащих однодоменный или псевдооднодоменный магнетит [Butler, 1998]. Присутствие зерен титаномагнетита в туфах унгуохтахской свиты подтверждено результатами микрозондовых исследований (см. далее).

Магматические тела первого этапа магматизма Уджинского поднятия

Сайт 6 (базальты)

Величины ЕОН в образцах базальтов сайта 6 варьируют в пределах 0.02–0.7 А/м. В целом образцы демонстрируют “шумный” палеомагнитный сигнал, однако встречаются отдельные образцы с очень качественной палеомагнитной записью (рис. 8а). Низкотемпературная компонента явно не выражена. В большинстве образцов довольно уверенно определяется высокотемпературная компонента с максимальными деблокирующими температурами от 510 до 580°С, с юго-западными склонениями и умеренными отрицательными наклонениями (рис. 8а). Результаты термомагнитного анализа, анализа температурной зависимости магнитной восприимчивости и гистерезисные параметры указывают на присутствие в образцах магнитного минерала с температурой Кюри в области 580°С (рис. 4) и с полями насыщения 100–150 мТл (рис. 5), что характерно для магнетита.

Сайт 7 (базальты)

Величины ЕОН в базальтах сайта 7 варьируют в пределах 0.008–0.02 А/м. По результатам ступенчатой температурной чистки была выделена высокотемпературная компонента намагниченности (рис. 8б). Среднее направление выделенной компоненты имеет юго-западное склонение и отрицательное умеренное наклонение и, в целом, совпадает с направлением высокотемпературной компоненты в базальтах, описанных выше. Отметим, что кривые *Is*(*T*) и петли магнитного гистерезиса для образцов сайта 7 имеют парамагнитную форму, что свидетельствует об относительно низком содержании ферромагнитных минералов, и не позволяет их идентифицировать (рис. 5а). В то же время на кривой к(*T*) для этих же образцов наблюдаются пик и перегиб в области 580° (рис. 4), указывая на присутствие магнетита.

Сайт 8 (карбонатиты)

Величины ЕОН в образцах дайки карбонатитов варьируют в пределах 1–2 А/м. В палеомаг-

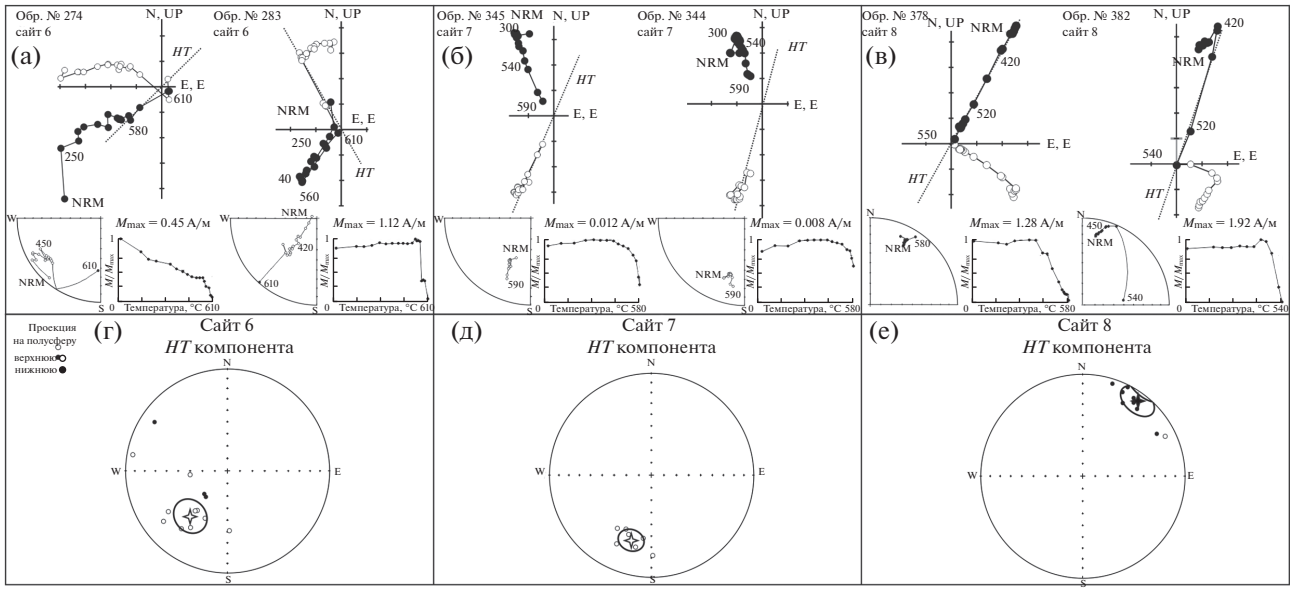

Рис. 8. Результаты магнитных чисток магматических тел Уджинского поднятия из сайтов 6, 7 и 8; (а), (б), (в) – представительные диаграммы Зийдервельда и стереограммы; (г), (д), (е) – направления высокотемпературных компонент намагниченности для каждого сайта. Расшифровку сокращений см. в тексте. Диаграммы представлены для стратиграфической системы координат.

нитной записи изученных образцов существенно преобладает высокотемпературная характеристическая компонента с северо-восточным склонением и низким положительным наклонением и с максимальными блокирующими температурами 540–550°С (рис. 8в). Подобные температуры характерны для пород, в которых основным магнитным минералом является низкотитанистый титаномагнетит. Кривые $Is(T)$ и $\kappa(T)$, снятые для образцов из дайки карбонатитов, также указывают на наличие ферромагнитного минерала с точками Кюри вблизи 520–540°С (рис. 4), вероятно, титаномагнетита с относительно небольшим содержанием титана.

Сайты 9 и 10 (долериты)

Образцы обоих сайтов имеют величины ЕОН в пределах 0.5–2.0 А/м и демонстрируют схожий, довольно “шумный”, палеомагнитный сигнал.

В результате компонентного анализа выделяются две компоненты намагниченности: малостабильная низкотемпературная с деблокирующими температурами от 150 до 380°С и стабильная высокотемпературная (рис. 9а). Векторы, отвечающие низкотемпературной компоненте, характеризуются нерегулярными направлениями. Часть из них лежит в области направлений современного геомагнитного поля, а часть располагается хаотично (рис. 9б).

Высокотемпературная компонента (HT) намагниченности выделяется при температурах 450–580°С. Значения блокирующих температур, анализ кривых $Is(T)$ и $\kappa(T)$, на которых присутствует единственный перегиб в области 580–590°С (рис. 4), а также анализ петель гистерезиса, которые выходят на насыщение в полях 100–150 мТл, указывают на присутствие магнетита (или низкотитанистого титаномагнетита) в изученных образцах (рис. 5а).

Векторы, отвечающие высокотемпературной компоненте, образуют на стереограмме два антиподальных кластера направлений с юго-западным/северо-восточным склонением и умеренным отрицательным/положительным наклонением (рис. 9).

При расчете среднего направления векторов высокотемпературной компоненты намагниченности (рис. 9в) образцы с шумной палеомагнитной записью ($\alpha 95 \geq 10°$) и образцы, “выпадающие” из распределения (угловое стандартное отклонение $\theta_{95} = 140/\sqrt{k}$, [Butler, 1998]), не учитывались (рис. 9г).

Отдельно отметим, что на диаграмме Дея–Данлопа большинство точек, отвечающих рассматриваемым магматическим породам Уджинского поднятия, лежат в поле псевдооднодоменных зерен в области кривой, маркирующей смешение однодоменных и многодоменных частиц (рис. 10). Это может являться указанием на то, что в данном случае мы имеем дело не только с псевдооднодоменными частицами, но и с ансамблем однодоменных и многодоменных зерен титаномагнетита/магнетита.

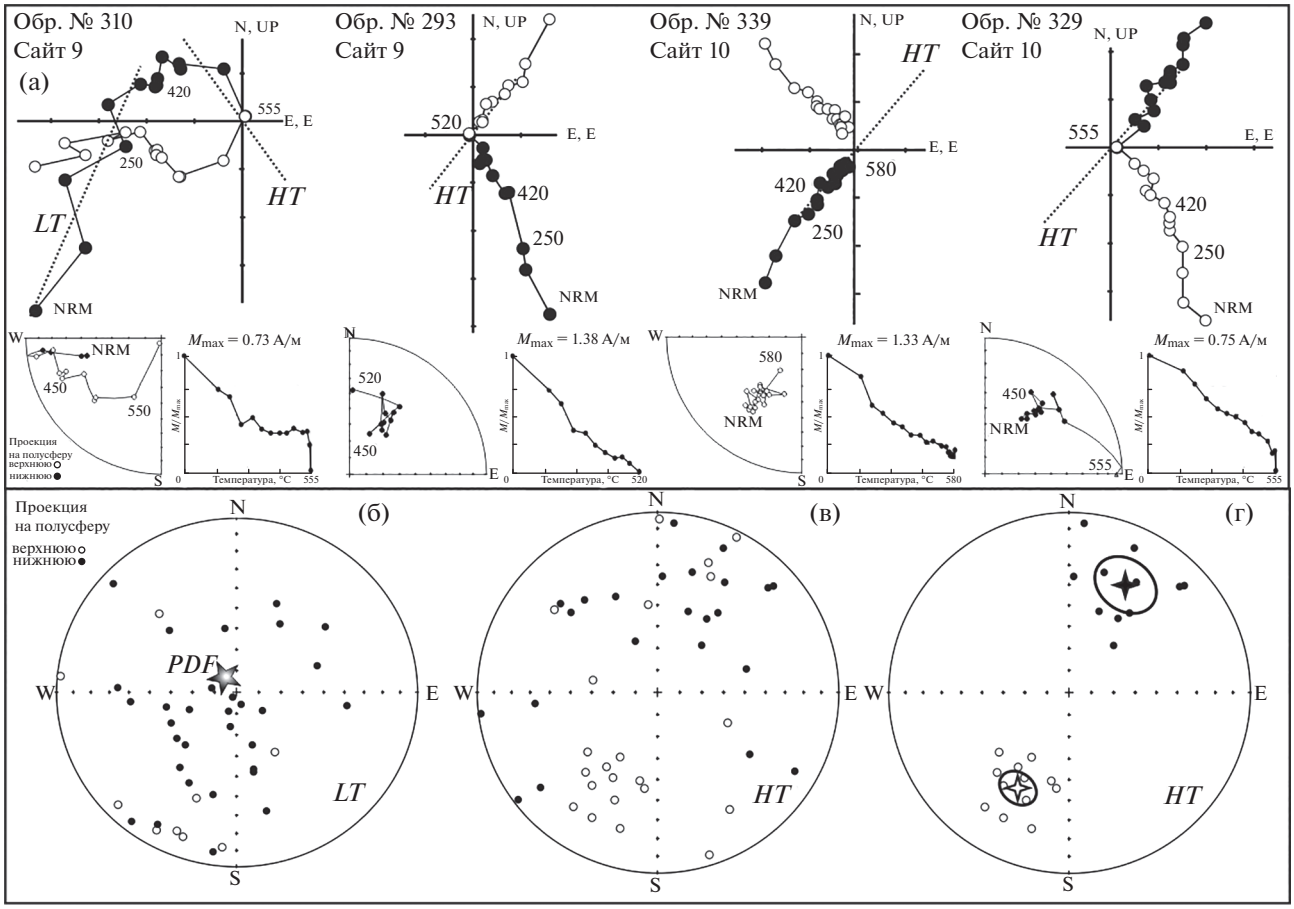

Рис. 9. Результаты магнитных чисток образцов силла долеритов Уджинского поднятия (сайты 9 и 10): (а) – представительные диаграммы Зийдервельда, стереограммы и диаграммы размагничивания; (б) – направления низкотемпературных компонент намагниченности (*LT*); (в) – направления высокотемпературных компонент намагниченности (*HT*); (г) – направления высокотемпературных компонент намагниченности, участвующие в расчете среднего направления. *PDF* – направление современного магнитного поля в районе работ. Диаграммы представлены для стратиграфической системы координат.

Оленекское поднятие

Хайпахская свита (верхнехайпахская подсвита)

Выполненные исследования показали, что породы несут в себе палеомагнитный сигнал различного качества. В образцах с качественным палеомагнитным сигналом величина вектора ЕОН варьирует в пределах 0.001–0.02 А/м. В остальных образцах (~40% коллекции) величина ЕОН значительно меньше и опускается до значений 0.0001 А/м.

В результате проведенной магнитной чистки в изученных образцах были выделены две компоненты намагниченности (рис. 11). Среднетемпературная компонента (*MT*) с деблокирующими температурами 250–520°С и высокотемпературная компонента (*HT*) с деблокирующими температурами 560–700°С.

Такой растянутый интервал деблокирующих температур может быть обусловлен тем, что носителем намагниченности являются зерна гематита широкого спектра размерности [Jiang et al., 2015]. Это предположение подтверждается кривыми Is(*T*) для образов верхнехайпахской подсвиты, на которых отчетливо отмечается точка Кюри вблизи температуры 680°С (рис. 4). Характер петель гистерезиса (отсутствие насыщения в полях больших 1 Тл) и кривых нормального намагничивания (отсутствие насыщения в полях порядка 1.5 Тл) поддерживает этот вывод (рис. 5а, 5б). CLG (cumulative log-Gaussian) – анализ кривой нормального намагничивания [Kruiver et al., 2001; Maxbauer et al., 2016] свидетельствует о присутствии в образце известняка верхнехайпахской подсвиты трех высококоэрцитивных минералов с медианными полями насыщения $H_{1/2}$ = 154, 440 и 448 мТл (рис. 5в). Совокупность петромагнитных параметров поддерживает вывод о том, что основной магнитный минерал представлен гематитом с различными размерами зерен.

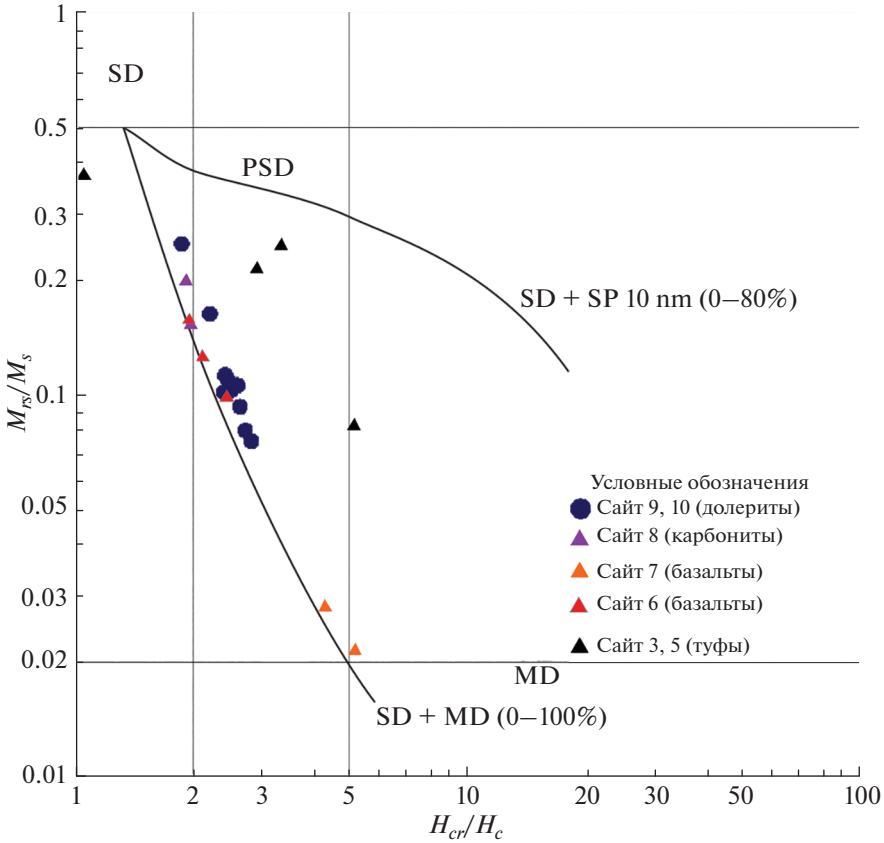

Рис. 10. Диаграмма Дэя–Данлопа [Day et al., 1977; Dunlop, 2002a; 2002b] (области SD, PSD, MD – области однодоменных, псевдооднодоменных и многодоменных зерен соответственно).

Векторы среднетемпературной компоненты распределены на стереограмме в области направления современного геомагнитного поля в районе работ (рис. 11в). Связаны они, вероятно, с вязкой намагниченностью, возникшей в породах под воздействием современного геомагнитного поля.

Направления высокотемпературной компоненты характеризуются биполярным распределением (рис. 11а). На стереограммах выделяется кластер направлений с северо-восточным склонением и умеренным наклонением, а также кластер направлений с юго-западным склонением и пологими отрицательными и положительными наклонениями.

Несколько векторов лежат на дуге большого круга, проходящего через обозначенные выше кластеры и направление современного геомагнитного поля в районе работ (рис. 11а). Это позволяет сделать вывод о том, что высокотемпературная компонента намагниченности в некоторых образцах в разной степени контаминирована современной вязкой компонентой. Подобные образцы не были использованы для расчета среднего направления высокотемпературной компоненты намагниченности (рис. 11б).

Расчет среднего направления намагниченности производился как путем осреднения высокотемпературных направлений во всех образцах, так и путем осреднения направлений, выделенных отдельно в каждом из пяти сайтов (рис. 11г).

ОПТИЧЕСКИЕ, ЭЛЕКТРОННОМИКРОСКОПИЧЕСКИЕ И МИКРОЗОНДОВЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для выявления признаков первичности или вторичности магнитных минералов относительно времени формирования рассматриваемых пород нами были произведены оптические, электронномикроскопические и микрозондовые исследования.

Магматические и вулканогенно-осадочные породы

По результатам этих исследований в зернах титаномагнетитов в туфах унгуохтахской свиты и в долеритах сайтов 9 и 10 были обнаружены структуры гетерофазного окисления (ГФО), выражен-

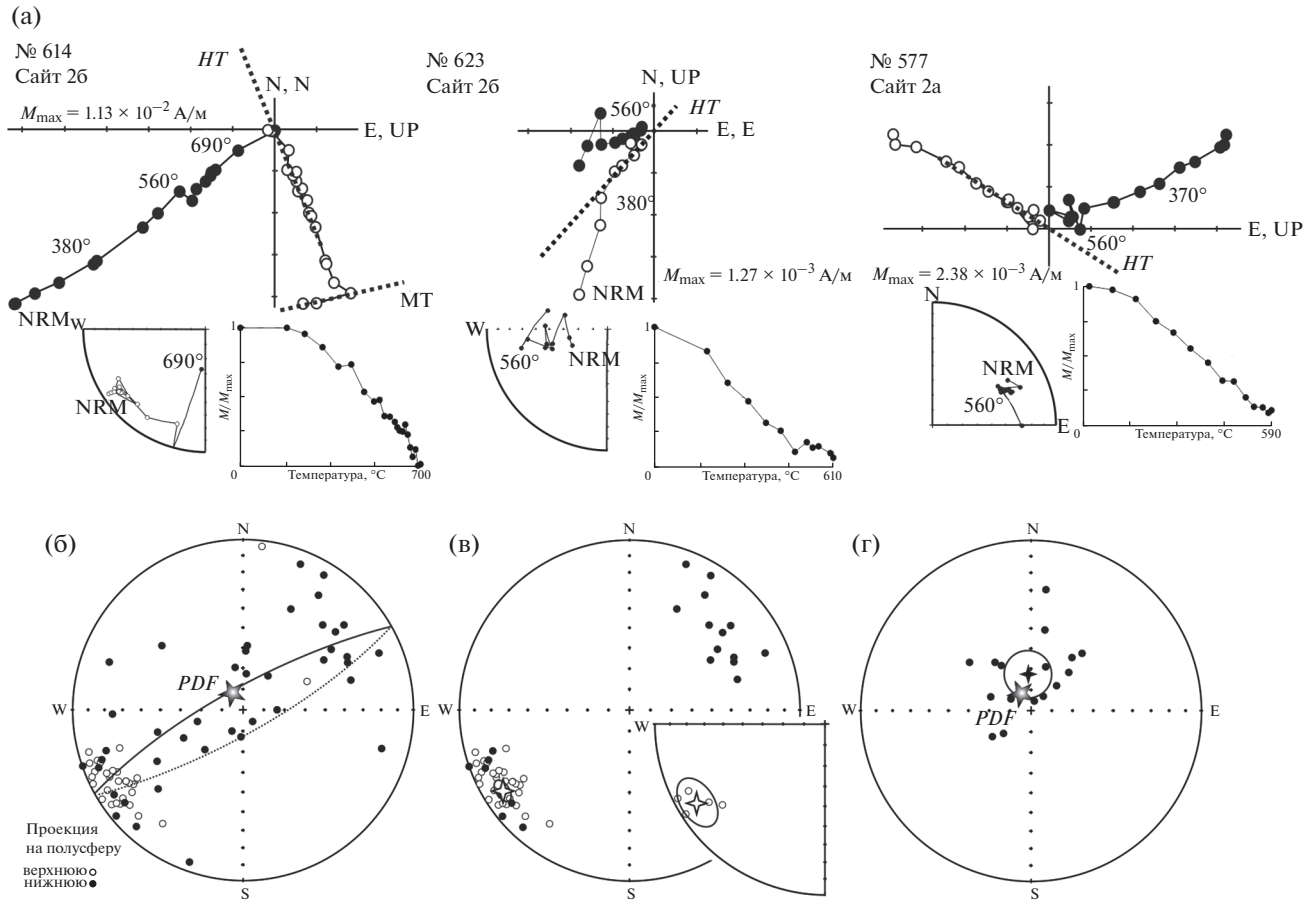

Рис. 11. Результаты палеомагнитного исследования известняков хайпахской свиты Оленекского поднятия: (а) – представительные диаграммы Зийдервельда, стереограммы и диаграммы размагничивания; (б) – направления высокотемпературных компонент намагниченности во всех пяти сайтах; (в) – не контаминированные современным полем направления намагниченности, участвующие в статистике; (г) – направления низкотемпературных компонент намагниченности; (д) – средние направления намагниченности, выделенные отдельно в каждом сайте. *PDF* – направление современного поля в районе работ. Все диаграммы приведены в географической системе координат.

ные в распаде первичных зерен титаномагнетита на ламели ильменита и магнетита (рис. 12, обр. 212, 284). Подобные структуры являются индикаторами того, что магнетит образовался при высоких температурах в процессе кристаллизации расплава и, следовательно, может нести первичную намагниченность, отражающую направление геомагнитного поля во время формирования пород [Dunlop, Özdemir, 1997]. Сохранность структур ГФО также свидетельствует об отсутствии значительных преобразований породы на протяжении ее существования.

В туфах унгуохтахской свиты наблюдаются структуры, которые могут свидетельствовать о том, что формирование туфов происходило при очень высоких температурах. Пример такой структуры приведен на рис. 12, где на фото (обр. 212) виден литокласт с размытыми границами, указывающими на его вторичное подплавление. Подобные структуры характерны для туфов, образовывающихся из раскаленных продуктов (в том числе и литокластов) эксплозивного извержения.

В базальтах сайта 6 в результате изучения шлифов были обнаружены скелетные кристаллы титаномагнетита (рис. 12, обр. 281), которые образуются при быстрой кристаллизации расплава в момент формирования породы. Встречаются также крайне небольшие (<1 мкм) зерна титаномагнетита со структурами гетерофазного окисления (рис. 12, обр. 281). Приведенные выше факты позволяют говорить о том, что мы имеем дело с первичными зернами титаномагнетита, образовавшимися в момент кристаллизации породы.

Образцы базальтов сайта 7 детальным микрозондовым исследованиям не подвергались ввиду большого количества макроскопически наблюдаемых вторичных изменений (сильное ожелезнение образцов). В дайке карбонатитов (сайт 8) обнаружены субмикронные образования с составом

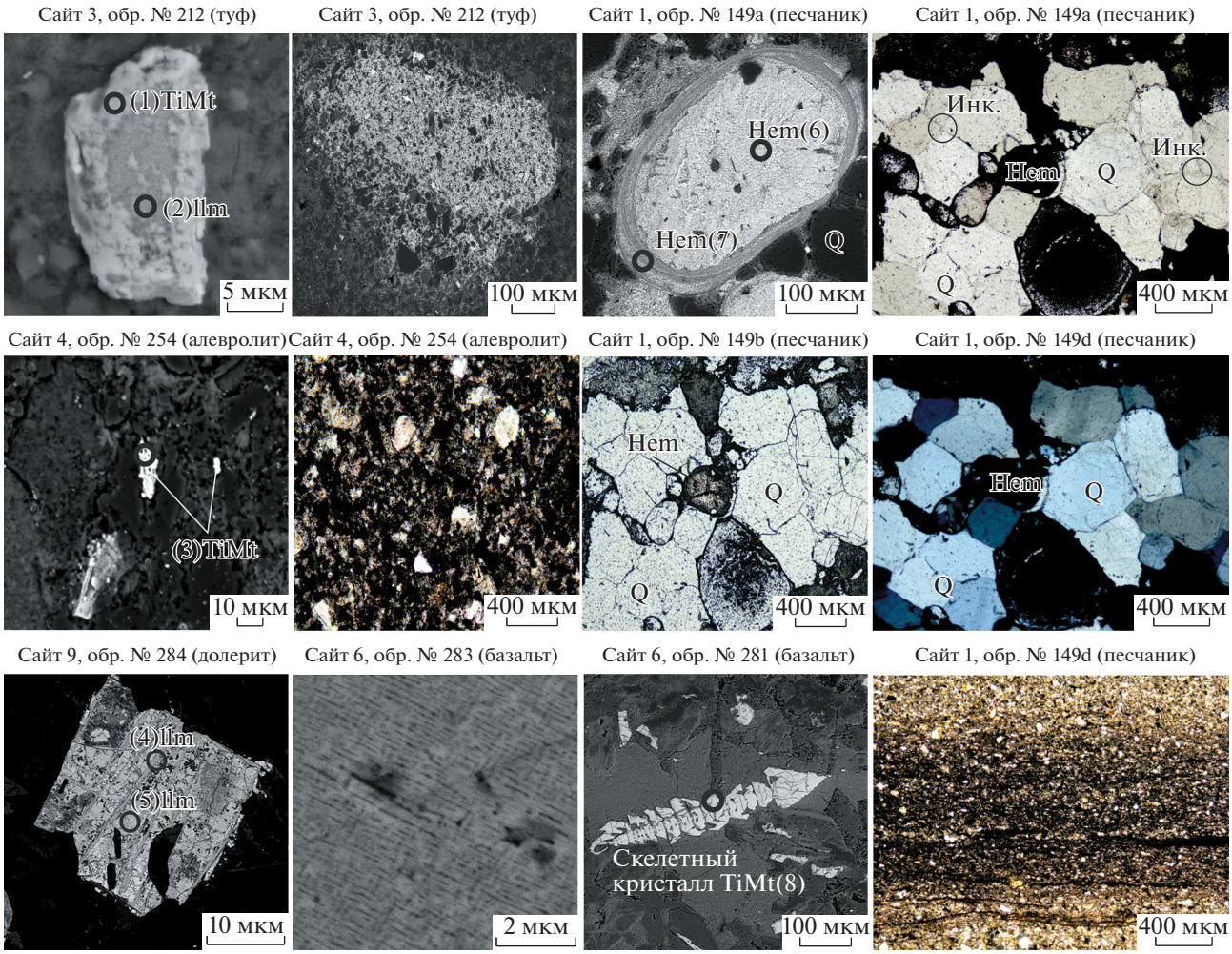

Рис. 12. Результаты микрозондового (табл. 3) и оптического исследования шлифов осадочных и магматических пород Уджинского поднятия; № 212 – обломочный титаномагнетит унгуохтахской свиты со структурами распада; № 212a – подплавленный литокласт в туфе унгуохтахской свиты; № 281 – скелетный кристалл титаномагнетита в базальтах сайта 6; № 284 – структуры ГФО в кристалле титаномагнетита в долеритах сайта 9; № 283 – мелкая решетка ГФО в кристалле титаномагнетита базальтов сайта 6; № 149a – оолит гематита с зернами кварца и гематитовым цементом в песчанике уджинской свиты; № 149b – общий вид шлифа песчаника уджинской свиты в отраженном свете; № 149c – вид № 149b в проходящем свете с параллельными николями; № 149d – вид № 149b в проходящем свете со скрещенными николями; № 254 – обломочный титаномагнетит в алевролитах унгуохтахской свиты; № 254 – общий вид алевролита унгуохтахской свиты в проходящем свете с параллельными николями. Инк. – структуры инкорпорирования зерен кварца. Цифрами в скобках показан номер анализа в табл. 3. Принятые сокращения: Ilm – ильменит; TiMt – титаномагнетит; Hem – гематит; Q – кварц.

низкотитанистого титаномагнета неясного генезиса.

Осадочные породы

Микрозондовые и оптические исследования песчаников уджинской свиты показали, что в них присутствуют две генерации гематита (рис. 12, обр. 149a). Первая генерация представлена детритовыми окатанными зернами и оолитами, которые сформировались, скорее всего, непосредственно во время седиментогенеза. Вторая генерация гематита (пигментный) представлена мелкими (до 10 мкм) чешуйками, которые выполняют собой цемент песчаника, окаймляя крупные зерна кварца и гематита первой генерации.

В зернах кварца были обнаружены структуры инкорпорирования (“вдавливания”), а также свидетельства их рекристаллизации (рис. 12, обр. 149). Подобные признаки свидетельствуют о том, что песчаники уджинской свиты подверглись преобразованиям поздней стадии диагенеза. Мы предполагаем, что именно на этой стадии произошло перераспределение железа из зерен детритового гематита в интерстиции с последующим формированием пигментного гематита. Следами этого

процесса, вероятно, являются радиальные и концентрические зоны “мутного” фототона на “ярких” зернах обломочного гематита (рис. 12, обр. 149b).

В алевролитах унгуохтахской свиты при электронномикроскопическом исследовании обнаружены зерна титаномагнетита, вероятно, детритового генезиса, размером до 10 мкм (рис. 12, обр. 254).

ОГРАНИЧЕНИЯ НА ВРЕМЯ ФОРМИРОВАНИЯ ДРЕВНИХ КОМПОНЕНТ НАМАГНИЧЕННОСТИ, ВЫДЕЛЕННЫХ В ИЗУЧЕННЫХ ПОРОДАХ

Результаты палеомагнитного анализа показывают, что во всех изученных объектах присутствуют высокотемпературные компоненты намагниченности *HT*, а в породах унгуохтахской и уджинской свит выделяются также среднетемпературные компоненты *MTW* и *MTE* (уджинская свита).

Палеомагнитный полюс, рассчитанный с направления компоненты *MTW* (табл. 2), лежит в области ранне-среднекембрийских палеомагнитных направлений Сибирской платформы [Храмов и др., 1982; Pavlov и др., 2018] (рис. 13). Однако на территории Уджинского поднятия на данный момент не описано проявлений геологических процессов, которые могли бы послужить источником перемагничивания изучаемых пород в раннем-среднем кембрии. В то же время на северо-востоке Сибирской платформы отмечены свидетельства раннекембрийской магматической активизации. Так, на Оленекском поднятии описаны раннекембрийские интрузивные тела и диатремы [Bowring et al., 1993; Объяснительная записка..., 1983], а в нижнем течении р. Лена описаны проявления бимодального магматизма раннекембрийского возраста [Bowring et al., 1993; Прокопьев и др., 2016]. О высокой степени раннекембрийской эндогенной активности в этом регионе может свидетельствовать широкое распространение на севере и северо-востоке Сибирской платформы детритовых цирконов возрастом 540–520 млн лет [Vishnevskaya и др., 2017; неопубликованные данные авторов], источником которых, скорее всего, и служат приведенные выше диатремы.

Среднее направление компоненты *MTE* лежит вблизи большого круга, проходящего через средние направления векторов прямой и обратной полярности компоненты *HT* уджинской свиты (рис. 3). Этот факт может свидетельствовать о контаминации первичной компоненты *HT* компонентой *MTE*, что указывает на вторичную природу последней. Полюс, рассчитанный с компоненты *MTE*, располагается вблизи раннекаменноугольного сегмента ТКМП Сибирской платформы [Torsvik et al., 2012] (рис. 13). Близкие возрасты (~360–330 млн лет) на севере Сибирской платформы были отмечены среди K–Ar и U–Pb изотопных датировок интрузивных тел восточного склона Анабарского щита, Уджинского и Оленекского поднятий. По данным [Объяснительная записка..., 1983; Объяснительная записка..., 2013] в этом районе присутствуют магматические тела молодо-уджинского комплекса с изотопными возрастами ~420–300 млн лет. Также, на западном склоне Оленекского поднятия описаны трубки взрыва толуопско-мерчимденского кимберлитового комплекса с Rb–Sr изотопными возрастами 341–374 млн лет [Объяснительная записка..., 1983]. Эти данные определенно указывают на то, что в раннекаменноугольном периоде в этом регионе имели место геологические процессы, которые могли привести к образованию вторичной компоненты намагниченности в осадочных породах Уджинского поднятия. Предположительно, в качестве источника перемагничивания можно было бы рассматривать также формирование комплекса щелочных и щелочно-основных интрузий, главным представителем которого в регионе является Томторский массив. Однако известные на настоящий момент изотопные датировки этого массива (U–Pb, 701–675 млн лет; U–Pb, 414–387 млн лет) [Владыкин и др., 2014] не поддерживают эту гипотезу.

Высокотемпературные компоненты *HT* унгуохтахской и уджинской свит биполярны, тест обращения для первой – положительный (γ/γ_c =0.8°/10.3°, класс C), для второй – отрицательный (γ/γ_c = = 34.7°/17.7°) [McFadden, McElhinny, 1990]. Направления высокотемпературных компонент этих свит заметно отличаются, в то время как в обеих свитах выделена общая вторичная компонента *MTW*. Это указывает на первичность выделенных высокотемпературных компонент и отсутствие признаков регионального перемагничивания.

Магнитоминералогические и микроскопические исследования показывают, что в породах унгуохтахской свиты содержатся гематит, а также детритовые зерна магнетита и титаномагнетита со структурами высокотемпературного распада. Обнаружены свидетельства того, что туфы унгуохтахской свиты при их осаждении оставались нагреты до очень высоких температур и, следовательно, могут нести термоостаточную намагниченность. Направление *HT*-компоненты в породах унгуохтахской свиты не зависит от минерала-носителя намагниченности, что является еще одним доводом в пользу ее первичности. Исходя из приведенных выше аргументов, мы полагаем, что высокотемпературные компоненты намагниченности, выделенные в породах унгуохтахской свиты являются первичными и время их формирования соответствует времени формирования пород.

Магнитоминералогические и микроскопические исследования песчаников уджинской свиты указывают на присутствие в них первичного дет-

Таблица 2. Направления компонент намагниченности, выделенных в породах Уджинского и Оленекского поднятий

		Географическая СК				Стратиграфическая СК				Палеополюс		
Сайт	*n*	*D*°	*I*°	*K*	α95°	*D*°	*I*°	*K*	α95°	Φ°	Λ°	*dp*/*dm*, A95°
Хайпахская свита (Оленекское поднятие) (координаты у.с.т. N 71.1°, E 124.1°)												
Компонента HT												
2*a*	15	231.7	–24.5	14.0	10.6	–	–	–	–			
2*b*	6	243.9	–11.7	64.6	8.4	–	–	–	–			
2*c*	9	243.1	–3.7	32.3	9.2	–	–	–	–			
S14OLD	10	236.0	–19.1	68.0	5.9	–	–	–	–			
S15OLD	10	237.1	–2.9	29.1	9.1	–	–	–	–			
Прямая полярность	37	239.2	–8.7	34.0	4.2	–	–	–	–			
Обратная полярность	13	48.3	28.1	18.7	9.8	–	–	–	–			
Среднее по образцам	**50**	**237.4**	**–13.8**	**19.5**	**4.7**	**–**	**–**	**–**	**–**	**–16.8**	**63.4**	**2.5/4.8, 3.4**
Среднее по сайтам	5	238.5	–12.4	57.8	10.1	–	–	–	–			
Уджинская свита (Уджинское поднятие) (координаты у.с.т. N 70.8°, E 117°)												
Компонента MTW												
1, 2	20	344.0	46.4	10.5	10.6	343.9	46.0	10.1	10.8			
Компонента MTE												
1, 2	16	131.2	47.9	8.5	13.5	130.0	45.4	9.2	12.8	13.8	161.7	10.3/16.3, 13.0
Компонента HT												
1	11	233.7	14.5	19.6	10.6	234.8	8.6	19.8	10.5			
2	27	226.6	–1.6	9.1	9.7	226.4	3.8	9.1	9.7			
Прямая полярность	13	52.8	22.5	20.9	9.3	55.5	16.6	22.8	8.9			
Обратная полярность	25	226.6	16.3	19.6	6.7	225.5	16.7	16.7	7.3			
Среднее по образцам	**38**	**228.7**	**3.2**	**10.0**	**7.7**	**228.9**	**5.3**	**10.7**	**7.4**	**–9.9**	**67.2**	**3.7/7.4, 5.3**
Среднее по обнажениям	2	229.6	–3.1	–	–	230.5	0.1	–	–			
Унгуохтахская свита (Уджинское поднятие) (координаты у.с.т. N 70.9°, E 116.9°)												
Компонента MTW												
3, 4, 5	18	330.7	39.6	11.3	10.8	337.9	45.2	11.1	10.9			
Компонента HT												
3 (туф)	8	214.5	–26.9	27.3	10.8	220.9	–38.4	27.3	10.8			
4 (алевролит)	23	37.4	27.9	23.6	6.4	41.0	22.0	22.1	6.6			
5 (туф)	6	220.3	–22.6	21.2	14.9	–	–	–	–			
Прямая полярность	24	37.3	27.9	24.6	6.1	41.0	22.7	22.2	6.4			
Обратная полярность	12	217.3	–27.2	27.2	8.5	220.9	–32.9	20.4	9.8			
Среднее по образцам	**36**	**217.3**	**–27.6**	**26.1**	**4.8**	**220.9**	**–26.1**	**20.7**	**5.4**	**–27.7**	**71.0**	**3.2/5.8, 4.3**
Среднее по обнажениям	3	217.4	–25.8	443.7	5.9	220.7	–27.7	76.0	14.2			
Компонента MTW (уджинская и унгуохтахская свиты, координаты у.с.т. N 70.8°, E 117.0°)												
1, 2, 3, 4, 5	38	–	–	–	–	341	45.6	10.8	7.4	–44.9	141.2	6.0/9.4, 7.5
Магматические тела Уджинского поднятия (координаты у.с.т. N 71.0°, E 117.0°)												
Компонента HT												
6 (базальт)	7	197.4	–33.5	42.2	9.4	–	–	–	–	–36.3	96.4	6.1/10.7, 8.1
7 (базальт)	7	220.9	–37.4	33.4	10.6	–	–	–	–	–37.9	69.7	6.6/11.9, 8.9
8 (карбонатит)	7	29.1	10.8	79.7	6.8	–	–	–	–	–21.9	85.5	3.5/6.9, 4.9
9 (долерит)	6R+3N	200.5	–28.1	18.0	12.5	204.2	–42.2	18.0	12.5			
10 (долерит)	6R+4N	208.5	–17.7	20.9	10.8	209.9	–37.0	20.2	11.0			

Таблица 2. Окончание

		Географическая СК				Стратиграфическая СК				Палеополюс		
Сайт	*n*	*D*°	*I*°	*K*	α95°	*D*°	*I*°	*K*	α95°	Φ°	Λ°	*dp*/*dm*, A95°
Прямая полярность	7	24.1	20.8	10.9	19.2	25.7	38.6	10.8	19.2			
Обратная полярность	12	205.3	–23.7	25.5	8.8	208.2	–39.9	30.3	8.1			
Среднее по образцам	19	207.6	–25.4	19.1	7.9	211.0	–41.9	21.3	7.4	–39.9	79.2	5.9/9.1, 7.1
Средний полюс	**4**	**–**	**–**	**–**	**–**	**–**	**–**	**–**	**–**	**–34.4**	**82.9**	**14.0**

Примечание: *MTW*, *MTE* – среднетемпературные компоненты намагниченности (объяснения см в тексте); *HT* – высокотемпературная компонента намагниченности; у.с.т. – условная средняя точка; *n* — количество векторов, используемое в статистике; *D* — склонение; *I* — наклонение; *k* — кучность; α95 — радиус 95%-го овала доверия; Φ — широта, Λ — долгота; A95 — радиус 95%-го овала доверия для палеополюса. Для объектов с горизонтальным залеганием направления компонент приведены географической системе координат.

ритового и вторичного пигментного гематита. Биполярное распределение направления *HT*-компоненты в гальках, совпадающее с ее направлением в песчаниках, указывает на то, что намагниченность образовалась после литификации конгломератов. Отрицательный тест галек может свидетельствовать о том, что намагниченность в песчаниках уджинской свиты могла образоваться во время диагенеза и может быть связана с аутигенным гематитом. Биполярный характер распределения ее направлений (рис. 3), стабильность относительно компоненты *MTE* и несовпадение рассчитанного с ее направления полюса с более молодыми известными полюсами (рис. 13) свидетельствуют в пользу того, что время формирования высокотемпературной компоненты намагниченности близко к времени формирования песчаников уджинской свиты.

Отрицательный тест обращения для пород уджинской свиты указывает на то, что выделенные направления характеристической компоненты заметно контаминированы наложенными вторичными компонентами. Однако проведенное нами простое моделирование показывает, что в случае осреднения биполярных компонент намагниченности, влияние вторичной компонен-

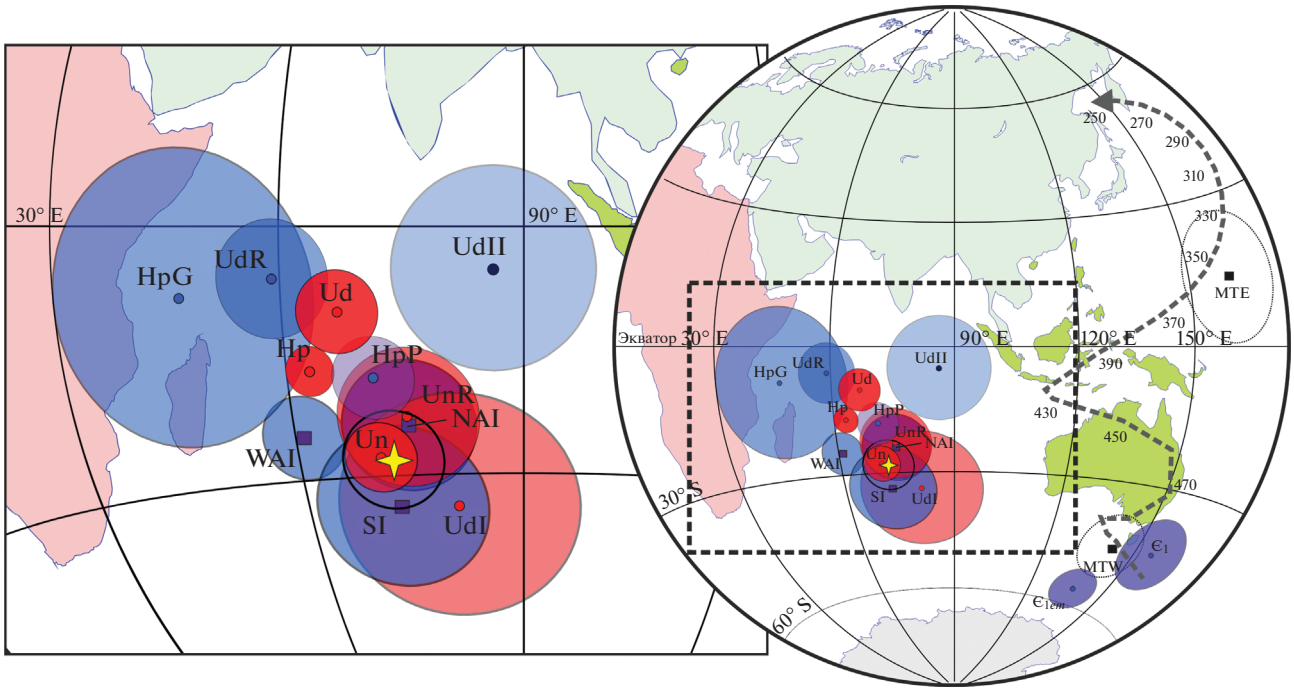

Рис. 13. Полюсы, полученные в данной работе (красные), их сравнение с полюсами, полученными предшественниками (синие). Кодовые обозначения полюсов см. в табл. 4. Квадратами показаны полюсы, опубликованные в работе [Evans et al., 2016], и полюсы, рассчитанные с компонент *MTW* и *MTE*. Желтая звезда – предлагаемый нами осредненный палеомагнитный полюс ~1500 млн лет. Пунктиром показана ТКМП для палеозоя Сибирской платформы [Torsvik et al., 2012].

Таблица 3. Химический состав магнитных минералов пород Уджинского поднятия по результатам микрозондовых исследований

№ п.п	№ обр.	Сайт		O	Al	Si	Ca	Ti	V	Mn	Fe	Zn	Сумма
1	212	3	TiMt	32.61	–	–	–	3.83	–	–	63.56	–	100.00
2	212	3	Ilm	38.16	–	–	–	32.86	–	–	25.59	–	96.61
3	254	4	TiMt	27.97	–	0.34	–	4.39	–	–	66.13	–	98.83
4	284	9	Ilm	29.53	0.99	–	–	12.53	0.61	–	55.64	0.49	99.79
5	284	9	Mt	32.27	–	0.29	0.31	30.42	–	4.77	33.94	–	102.00
6	149	2	Hem	26.89	0.89	1.49	–	–	–	–	70.47	–	99.74
7	149	2	Hem	30.95	3.28	4.76	–	–	–	–	59.97	–	98.96
8	281	6	TiMt	28.06	0.62	–	0.24	9.29	0.55	0.33	57.74	–	96.83

Принятые сокращения: Ilm – ильменит, TiMt – титаномагнетит, Hem – гематит.

ты, как правило, уменьшается, а в некоторых частных случаях может и вовсе нивелироваться. Таким образом, полученное среднее направление будет незначительно отклонено от истинного.

В породах верхнехайпахской подсвиты высокотемпературная характеристическая компонента также представлена векторами прямой и обратной полярности. В то время как склонения соответствующих средних направлений различаются почти на 180°, их наклонения не симметричны относительно нуля (–8.7° и 28.1°). Тест обращения, выполненный для этих направлений, дает отрицательный результат (γ/γ_c = 22.0°/8.9°) [McFadden, McElhinny, 1990]. Это объяснимо, если предположить, что современная компонента не полностью удалена в ходе температурных чисток. Так же как и в случае выше рассмотренных свит, палеомагнитный полюс, рассчитанный для *HT*-компоненты верхнехайпахской подсвиты, заметно отличается от всех известных более молодых полюсов Сибирской платформы.

К сожалению, геологическая ситуация не позволяет нам выполнить какие-либо дополнительные тесты, результаты которых могли бы указывать на время образования *HT*-компоненты верхнехайпахской подсвиты. Тем не менее, факт, что разноразмерные зерна гематита, которые могут иметь также различную природу, несут схожий палеомагнитный сигнал, может свидетельствовать в пользу первичности намагниченности.

Совпадение направлений намагниченности для гематитовых зерен разных размерностей/генераций, наличие векторов прямой и обратной полярности и отличие направления высокотемпературной компоненты от более молодых сибирских палеомагнитных направлений дают основания полагать, что высокотемпературная компонента намагниченности верхнехайпахской подсвиты близка по возрасту ко времени формирования породы.

Направления *HT*-компонент изученных магматических тел близки между собой и также близки среднему направлению *HT*-компоненты унгуохтахской свиты. Это может свидетельствовать о близком возрасте формирования этих пород.

В силле долеритов (сайты 9 и 10) высокотемпературная компонента намагниченности имеет биполярное распределение (γ/γ_c = 2.3°/16.8°, класс C) [McFadden, McElhinny, 1990], что трудно объяснить иначе как результатом самообращения намагниченности. Такое самообращение может происходить либо при остывании породы, либо при последующих преобразованиях исходных магматических минералов. И в том, и в другом случае полюс, рассчитанный по выделенным направлениям, должен отражать направление геомагнитного поля времени внедрения магматических тел.

В туфах унгуохтахской свиты нами были выделены единичные зерна цирконов, предположительно первичномагматического генезиса. U–Pb возраст этих цирконов составляет 1436 ± 72, 1480 ± 58 и 1527 ± 75 млн лет (неопубликованные данные авторов). Эти определения, ввиду крайне малого количества зерен, нельзя напрямую соотносить с возрастом породы, однако их можно рассматривать как указание на то, что рассматриваемые породы, возможно, сформировались вблизи уровня ~1500 млн лет. Если это предположение верно, то совпадение полюсов изученных магматических тел и пород унгуохтахской свиты с полюсами, полученным по интрузиям Анабарского и Оленекского поднятий с возрастом ~1470–1500 млн лет, является аргументом в пользу первичности намагниченности, выделенной в изучаемых нами телах (рис. 13, табл. 4).

ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

В результате проведенных исследований нами выделены характеристические компоненты на-

Таблица 4. Палеомагнитные полюсы сибирской платформы полученные в этой работе и полюсы, полученные предшественниками

Объект	Код	Возрас (млн лет)	Ф°	Λ°	A95(°)	Ссылки
Интрузии Западного Анабара	WAI	1503 ± 2	–25	61	5	[Evans et al., 2016]
Интрузии Северного Анабара	NAI	1483 ± 17	–24	75	8	[Evans et al., 2016]]
Силл р.Сололи	Sl	1473 ± 24	–34	73	10	[Wingate et al., 2009]
Унгуохтахская свита	UnR*		–23	75	9	[Родионов, 1984]
Унгуохтахская свита	Un		–28	71	4	Эта работа
I-этап Уджинского магматизма	UdI		–34	83	14	Эта работа
Мезопротерозойские интрузии севера Сибири ($N = 5$; WAI + NAI + Sl + Un + UdI)	NSI	≈1500	–28	73	6	Эта работа
Уджинская свита	UdR	R3	–6	59	7	[Родионов, 1984]
Уджинская свита	Ud	1500–1386	–10	67	5	Эта работа
Хайпахская свита	Hp	<1030	–17	63	3	Эта работа
Хайпахская свита	HpP	900–800	–18	71	5	[Павлов и др.,2015]
Хайпахская свита	HpG	<1030	–8	47	17	[Гуревич, 1983]
II-этап Уджинского магматизма	UdII	≈1385	–5	85	11	[Malyshev et al., 2018]
–	$Є_1$	$Є_1$	–44	157	8	[Храмов и др., 1982]
Эмяксинская свита	$Є_{1em}$	$Є_1$	–56	138	5	[Pavlov et al., 2018]

Примечание: * – полюс UnR для расчета среднего направления мезопротерозойских интрузий севера Сибири не используется. Параметры палеополюса: Ф — широта, Λ — долгота; A95 — радиус 95%-го овала доверия.

магниченности в породах верхнехайпахской подсвиты Оленекского поднятия, унгуохтахской и уджинской свит Уджинского поднятия и магматических тел первого этапа магматизма Уджинского поднятия (табл. 2).

Полученные палеомагнитные и петромагнитные данные дают основание считать, что эти компоненты образовались во время или вскоре после формирования соответствующих пород и отражают направление геомагнитного поля времени их образования. Для каждого из изученных магматических тел по средним направлениям характеристических компонент были рассчитаны палеомагнитные полюсы (табл. 2). Полученные полюсы близки как между собой, так и с полюсом, отвечающим характеристической компоненте унгуохтахской свиты. Отметим также, что все эти полюсы расположены вблизи полюса унгуохтахской свиты, предлагавшегося нашими предшественниками [Родионов, 1984] на основе меньшего статистического материала и с использованием менее интенсивных магнитных чисток (рис. 13, табл. 4).

Более того, они лежат в той же области, что палеомагнитные полюсы, полученные по датированным интрузивным телам Анабарского и Оленекского поднятий, принадлежащим Куонамской магматической провинции (1513 ± 51, 1503 ± 2, 1473 ± 24 и 1483 ± 17 млн лет) [Веселовский и др., 2006; Evans et al., 2016]. Этот факт позволяет говорить о том, что формирование всех названных выше объектов происходило в близкое время и, возможно, в рамках магматического события, приведшего к формированию Куонамской магматической провинции около 1500 млн лет назад.

Представляется, что при текущей степени изученности этого эпизода магматизма нет смысла пытаться разделять по возрасту имеющиеся для него палеомагнитные полюсы и полюсы, полученные по близковозрастным образованиям Уджинского поднятия. Поэтому мы предлагаем использовать для Сибири для времени ~1500 млн лет палеомагнитный полюс, рассчитанный как средний по всем полюсам, полученным по изученным магматическим породам, осадочным породам унгуохтахской свиты и объектам Куонамской магматической провинции (табл. 4).

Палеомагнитный полюс, рассчитанный по характеристической компоненте, выделенной в породах уджинской свиты Уджинского поднятия, в пределах овала доверия совпадает с полюсом, полученным ранее [Родионов, 1984] (табл. 4). Однако мы предлагаем считать новый полюс более надежным, поскольку он получен на большем статистическом материале и с применением полного размагничивания ЕОН.

Новый палеомагнитный полюс уджинской свиты близок к таковому, полученному для верх-

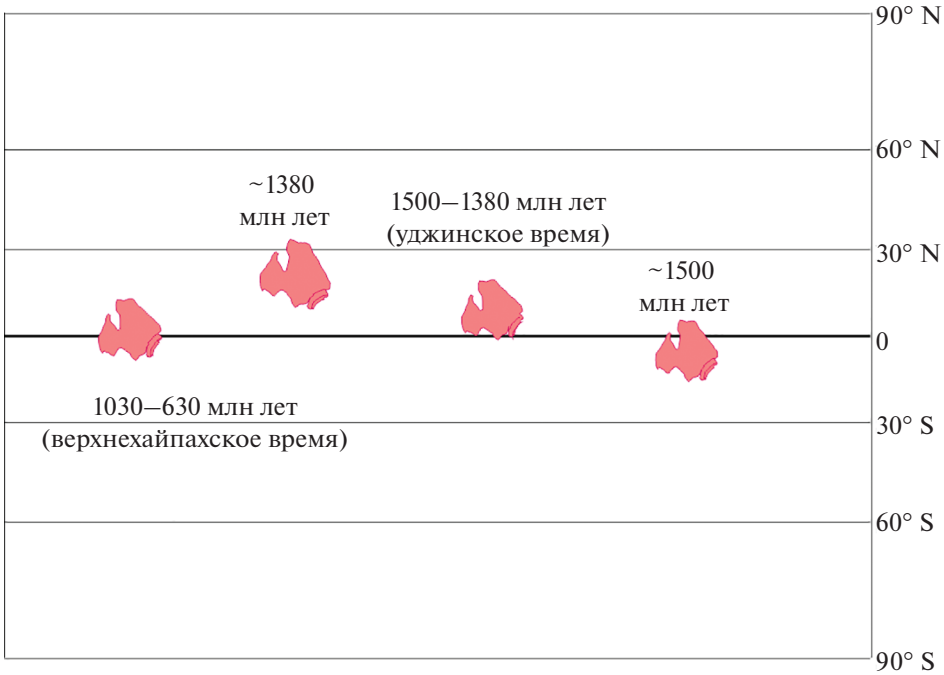

Рис. 14. Реконструкции широтного положения Сибирской платформы в мезопротерозое на основании новых палеомагнитных данных, приведенных в данной работе.

нехайпахской подсвиты Оленекского поднятия, однако их овалы доверия не перекрываются, а различие их координат статистически значимо (γ/γ_c = 7.4°/4.8° [Debiche, Watson, 1995]) (табл. 4, рис. 13). Различие полюсов противоречит сопоставлению уджинской свиты и верхнехайпахской подсвиты, основывавшемуся на данных межрегиональной корреляции строматолитовых форм [Семихатов, Серебряков, 1983].

Таким образом, наши данные свидетельствуют в пользу того, что изученные осадочные породы формировались не одновременно.

Возраст уджинской свиты по последним данным не может быть моложе 1386 ± 30 млн лет [Malyshev et al., 2018]. С другой стороны, она залегает стратиграфически выше унгуохтахской свиты, возраст которой, исходя из палеомагнитных и изотопных данных (см. выше), составляет, вероятно, около 1500 млн лет. Таким образом, можно сделать вывод о том, что породы уджинской свиты Уджинского поднятия сформировались в мезопротерозое в интервале 1500–1385 млн лет.

Выполненные недавно изотопные определения возраста нижнехайпахской подсвиты (Rb-Sr, глауконит, 1172 ± 12 и 1112 ± 24 млн лет) [Зайцева и др., 2017] ограничивают снизу возможный возраст верхнехайпахской подсвиты. Вероятность нарушения Rb–Sr системы в глауконитах при диагенетических изменениях пород неоднократно обсуждалась в литературе [Grant et al., 1984; McDougall, 1977], а недавно было показано “омоложение” возраста глобулярных слоистых силикатов в породах арымасской и дебенгдинской свит за счет постдиагенетических преобразований [Zaitseva et al., 2018]. Однако в настоящий момент не имеется каких-либо свидетельств в пользу возможного “омоложения” Rb–Sr возраста нижнехайпахской подсвиты. Таким образом, имеющиеся на настоящий момент данные не противоречат мнению о том, что верхнехайпахская подсвита имеет неопротерозойский возраст [Семихатов, Серебряков, 1983; Семихатов и др., 2000; Зайцева и др., 2017].

Полученные данные позволяют определить палеогеографическое положение Сибирского кратона и характер его перемещений в интервале времени ~1500–1380 млн лет назад. Для этого, однако, необходимо сначала определиться с полярностью используемых палеомагнитных направлений. Вслед за авторами работ [Павлов и др., 2015; Pavlov et al., 2019], исходя из принципа минимизации перемещений и принимая во внимание положение тоттинского палеомагнитного полюса [Павлов, 1994], наиболее близкого по возрасту из известных позднепротерозойских полюсов, мы выбираем так называемый “индоокеанский” вариант полярности, согласно которому сибирские позднедокембрийские северные палеомагнитные полюсы располагаются в восточном полушарии в районе Индийского океана.

При выборе такой полярности полученные нами данные означают, что ~1500 млн лет назад Сибир-

ский кратон практически целиком располагался в приэкваториальных широтах южного полушария (рис. 14). На протяжении всего рассматриваемого времени происходило медленное перемещение (~2° за 10 млн лет) Сибирского кратона к северу. К уджинскому времени кратон практически полностью пересек экватор, а к ~1380 млн лет назад его самая южная часть уже достигла тропической области и находилась вблизи 30° с.ш. При этом кратон все время был ориентирован своей южной (в современных координатах) частью к северу и не испытывал значительных вращений относительно меридиана. В позднехайпахское время Сибирская платформа снова оказалась в районе экватора.

ВЫВОДЫ

В результате исследования осадочных и магматических пород Уджинского и Оленекского поднятий нами были получены следующие результаты:

• Помимо интрузивных тел с возрастом ~1380 млн лет [Malyshev et al., 2018] на территории Уджинского поднятия присутствуют магматические тела с возрастом ~1500 млн лет, которые, по всей видимости, относятся к Куонамской магматической провинции [Эрнст и др., 2016].

• Показано, что палеомагнитные полюсы верхнехайпахской подсвиты Оленекского поднятия и уджинской свиты Уджинского поднятия не совпадают, что свидетельствует о том, что они формировалась в разное время. Это противоречит принятой схеме корреляции этих свит [Семихатов, Серебряков, 1983].

• Получены новые палеомагнитные полюсы для времен формирования верхнехайпахской подсвиты, уджинской и унгуохтахской свит Сибирской платформы.

• Предложен палеомагнитный полюс, осредняющий палеомагнитные определения, полученные по осадочным и магматическим породам Уджинского поднятия и магматическим телам Куонамской магматической провинции Сибирской платформы (~1500 млн лет).

• На основании новых палеомагнитных данных показано, что во временном интервале ~1500–1385 млн лет и в позднехайпахское время Сибирская платформа находилась в приэкваториальных широтах сначала южного, потом северного полушария и при этом была обращена своей нынешней юго-западной окраиной на север (рис. 14).

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят анонимных рецензентов, комментарии которых способствовали более ясному и корректному изложению полученных материалов.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа проведена в рамках выполнения Госзадания ИФЗ РАН, гранта Правительства РФ № 14.Z50.31.0017. Интерпретация палеомагнитных данных проведена в рамках проекта РНФ № 19-77-10048.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Веселовский Р.В., Петров П.Ю., Карпенко С.Ф., Костицын Ю.А., Павлов В.Э. Новые палеомагнитные и изотопные данные по позднепротерозойскому магматическому комплексу долины реки Фомич (северный склон Анабарского поднятия) // Докл. РАН. 2006. Т. 410. № 6. С. 775–779.

Владыкин Н.В., Котов А.Б., Борисенко А.С., Ярмолюк В.В., Похиленко Н.П., Сальникова Е.Б., Травин А.В., Яковлева С.З. Возрастные рубежи формирования щелочно-ультраосновного массива Томтор: результаты геохронологических U–Pb и ^{40}Ar–^{39}Ar исследований // Докл. РАН. 2014. Т. 454. С. 195–199. https://doi.org/10.7868/S0869565214020224

Гладкочуб Д.П., Станевич А.М., Травин А.В., Мазукабзов А.М., Константинов К.М., Юдин Д.С., Корнилова Т.А. Уджинский мезопротерозойский палеорифт (север Сибирского кратона): новые данные о возрасте базитов, стратиграфии и микрофитологии // Докл. РАН. 2009. Т. 425. № 5. С. 642–648.

Гуревич Е.Л. Палеомагнитные исследования докембрийских отложений севера Сибирской платформы. Палеомагнетизм верхнего докембрия СССР. Л.: тр. ВНИГРИ. 1983. С. 39–51.

Зайцева Т.С., Горохов И.М., Семихатов М.А., Ивановская Т.А., Кузнецов А.Б., Доржиева О.В. Rb–Sr и K–Ar возраст глобулярных слоистых силикатов и биостратиграфия рифейских отложений оленекского поднятия, северная Сибирь // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2017. № 25. С. 3–29. https://doi.org/10.7868/s0869592x17060011

Константинов К.М., Павлов В.Э., Петухова Е.П., Гладкочуб Д.П. Результаты рекогносцировочных палеомагнитных исследований горных пород Уджинского поднятия (север Сибирской платформы). Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: теория, практика, эксперимент / Гапеев А.К. М. 2007. С. 68–72.

Марков Ф.Г., Лопатин Б.Г., Вишневский А.Н., Куликов Ю.П., Гроздилов А.Л., Трухалев А.И., Борщева Н.А., Бардаева М.А., Старицына Г.Н., Егоров Л.С. Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1000000 (новая серия). Объяснительная записка. Лист R-48-(50)-Оленек. Л.: ВСЕГЕИ. 1983.

Межвилк А.А., Марков Ф.Г. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 1 000 000 (новая серия). Объяснительная записка. Лист R-(50)-52 -Тикси. Л.:ВСЕГЕИ. 1983.

Осипова З.В., Поршнев Г.И. О возрасте траппов Уджинского поднятия. Уч. зап. НИИГА. Регион. геол. 1966. С. 207–209.

Охлопков В.И., Коваль С.Г., Бурцев И.Н. и др. Отчет о ГГС масштаба 1 : 50000 на территории литсов R-50-27-Б; 28-А,Б,Г; 29; 30; 31; 40-В,Г; 41-Б,В,Г; 42; 43 по работам Верхне-Уджинского объекта Анабарской партии в 1980–1987 гг. пос. Нюрба. 1987.

Павлов В.Э. Палеомагнитные полюсы Учуро-Майского гипостратотипа рифея и рифейский дрейф Алданского блока Сибирской платформы // Докл. РАН. 1994. Т. 336. № 4. С. 533–537.

Павлов В.Э., Шацилло А.В., Петров П.Ю. Палеомагнетизм верхнерифейских отложений туруханского и оленекского поднятий и удинского присаянья и дрейф сибирской платформы в неопротерозое // Физика Земли. 2015. № 5. С. 107–139.
https://doi.org/10.7868/s0002333715050099

Прокопьев А.В., Худолей А.К., Королева О.В., Казакова Г.Г., Лохов Д.К., Малышев С.В., Зайцев А.И., Роев С.П., Сергеев С.А., Бережная Н.Г., Васильев Д.А. Раннекембрийский бимодальный магматизм на северо-востоке сибирского кратона // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 1. С. 199–224.
https://doi.org/10.15372/GiG20160111

Родионов В.П. Палеомагнетизм верхнего кембрия и нижнего палеозоя района р.Уджа. Палеомагнитные методы в стратиграфии. Л.: ВСЕГЕИ. 1984. С. 18–29.

Семихатов М.А., Овчинникова Г.В., Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Васильева И.М., Гороховский В.М., Подковыров В.Н. Изотопный возраст границы между средним и верхним рифеем: Pb–Pb геохронология карбонатных пород лахандинской серии, Восточная Сибирь // Докл. РАН. 2000. Т. 372. № 2. С. 216–221.

Семихатов М.А., Серебряков С.Н. Сибирский гипостратотип рифея. М.: Наука. 1983. 213 с.

Сметанникова Л.И., Гриненко В.С., Маланин Ю.А., Прокопьев А.В., Князев В.Г., Трущелев, А.М., Юганова Л.А., Жарикова Л.П., Казакова Г.Г., Шепелев Н.Г., Ягнышев Б.С. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1000000 (третье поколение). Серия Анабаро-Вилюйская. Лист R-51 – Джарджан. Объяснительная записка. Санкт-Петербург: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. 2013.

Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комиссарова Р.А. и др. Палеомагнитология. Л.: Недра. 1982. С. 312.

Шпунт Б.Р., Шамшина Э.А. Шаповалова И.Г. Крылов И.Н., Давыдов Ю.В., Келле Э.Я., Забуга Б.Р., Лазебник К.А. Докембрий Анабаро-Оленекского междуречья. Новосибирск: Наука. 1976. 139 с.

Шпунт Б.Р., Шаповалова И.Г., Шамшина Э.А. Поздний докембрий севера Сибирской платформы. Новосибирск: Наука. 1982. 226 с.

Шпунт Б.Р., Шаповалова И.Г., Шамшина Э.А., Д. и др. Протерозой северо-восточной окраины Сибирской платформы. Новосибирск: Наука. 1979. 195 с.

Эрнст. Р.Е., Округин А.В., Веселовский Р.В., Камо С.Л., Хамильтон М.А., Павлов В.Э., Содерлунд У., Чемберлен К.Р., Роджерс С. Куонамская крупная изверженная првинция (север Сибири 1501 млн лет): U-Pb геохронология, геохимия и корреляция с синхронным магматизмом других кратонов // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. С. 833–855.
https://doi.org/10.15372/GiG20160502

Bowring S., Grotzinger J., Isachsen C., Knoll A., Pelechaty S., Kolosov P. Calibrating rates of early Cambrian evolution // Science. 1993. V. 261. P. 1293–1298.
https://doi.org/10.1126/science.11539488

Butler R.F. Paleomagnetism: Magnetic domains to geologic terranes. Electronic edition. 1998.

Cohen K.M., Finney S.C., Gibbard P.L., Fan J.-X. The ICS international chronostratigraphic chart // Episodes. 2013. V. 36. P. 199–204.

Day R., Fuller M., Schmidt V.A. Hysteresis properties of titanomagnetites: grain-size and compositional dependence // Phys. Earth Planet. Inter. 1977. V. 13. P. 260–267.
https://doi.org/10.1016/0031-9201(77)90108-X

Debiche M.G., Watson G.S. Confidence limits and bias correction for estimating angles between directions with applications to paleomagnetism // J. Geophys. Res. 1995. V. 100. № B12. P 24405-24430 (92JB01318).

Dunlop David J. Theory and application of the Day plot (M_{rs}/M_s versus H_{cr}/H_c) 1. Theoretical curves and tests using titanomagnetite data // J. Geophys. Res. 2002. V. 107. P. 2056.
https://doi.org/10.1029/2001JB000486

Dunlop David J. Theory and application of the Day plot (M_{rs}/M_s versus H_{cr}/H_c) 2. Application to data for rocks, sediments, and soils // J. Geophys. Res. 2002. V. 107 P. 2057.
https://doi.org/10.1029/2001JB000487

Dunlop D.J., Özdemir Ö. Rock Magnetism. Fundamentals and Frontiers. Cambridge University Press (Cambridge Studies in Magnetism). Cambridge. UK. 1997.

Enkin R.J. A computer program package for analysis and presentation of paleomagnetic data. Pacific Geoscience Centre. Geological Survey of Canada. 1994. 16 p.

Ernst R.E., Hamilton M.A., Söderlund U., Hanes J.A., Gladkochub D.P., Okrugin A. V., Kolotilina T., Mekhonoshin A.S., Bleeker W., LeCheminant A.N., Buchan K.L., Chamberlain K.R., Didenko A.N. Long-lived connection between southern Siberia and northern Laurentia in the Proterozoic // Nat. Geosciense. 2016. V. 9. P. 464–469.
https://doi.org/10.1038/ngeo2700

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. Geol. 2000. V. 108. P. 381–401.
https://doi.org/10.1086/314413

Evans D.A., Veselovsky R. V., Petrov P.Y., Shatsillo A. V., Pavlov V.E. Paleomagnetism of Mesoproterozoic margins of the Anabar Shield: A hypothesized billion-year partnership of Siberia and northern Laurentia // Precambrian Res. 2016. V. 281. P. 639–655.
https://doi.org/10.1016/j.precamres.2016.06.017

Grant N.K., Laskowski T.E., Foland K.A. Rb–Sr and K–Ar ages of paleozoic glauconites from Ohio—Indiana and Missouri, U.S.A // Chem. Geol. 1984. V. 46. P. 217–239.
https://doi.org/10.1016/0009-2541(84)90191-8

Jiang Z., Liu Q., Dekkers M.J., Tauxe L., Qin H., Barrón V., Torrent J. Acquisition of chemical remanent magnetization during experimental ferrihydrite–hematite conversion in Earth-like magnetic field—implications for paleomagnetic studies of red beds // Earth Planet. Sci. Lett. 2015.V. 428. P. 1–10.
https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.07.024

Kirschvink J.L. The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data // Astron. Soc. 1980. V. 62. P. 699–718.

Kodama K.P. Paleomagnetism of Sedimentary Rocks. John Wiley & Sons. 2012.
https://doi.org/10.1002/9781118384138

Kruiver P.P., Dekkers M.J., Heslop D. Quantification of magnetic coercivity components by the analysis of acquisition curves of isothermal remanent magnetisation // Earth Planet. Sci. Lett. 2001. V. 189. P. 269–276. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00367-3

Malyshev S.V., Pasenko A.M., Ivanov A.V., Gladkochub D.P., Savatenkov V.M., Meffre S., Abersteiner A., Kamenetsky V.S., Shcherbakov V.D. Geodynamic Significance of the Mesoproterozoic Magmatism of the Udzha Paleo-Rift (Northern Siberian Craton) Based on U-Pb Geochronology and Paleomagnetic Data // Minerals. 2018. V. 8. P. 555. https://doi.org/10.3390/min8120555

Maxbauer D.P., Feinberg J.M., Fox D.L. MAX UnMix: A web application for unmixing magnetic coercivity distributions // Comput. Geosci. 2016. V. 95. P. 140–145. https://doi.org/10.1016/j.cageo.2016.07.009

McDougall I. Potassium-argon dating of glauconite from a greensand drilled at Site 270 in the Ross Sea, DSDP Leg 28 // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington DC. 1977. P. 1071–1072.

McFadden P.L., McElhinny M.W. Classification of the reversal test in palaeomagnetism // Geophys. J. Int. 1990. V. 103. P. 725–729. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1990.tb05683.x

Pavlov V.E., Gallet Y., Petrov P.Y. A new Siberian record of the ~1.0 Gyr-old Maya superchron // Precambrian Res. 2019. https://doi.org//doi.org/10.1016/j.precamres.2018.11.005

Pavlov V.E., Pasenko A.M., Shatsillo A.V., Powerman V.I., Shcherbakova V.V., Malyshev S.V. Systematics of early cambrian paleomagnetic directions from the northern and eastern regions of the Siberian platform and the problem of an anomalous geomagnetic field in the time vicinity of the Proterozoic–Phanerozoic boundary // Izv. Phys. Solid Earth. 2018. V. 54. P. 782–805. https://doi.org/10.1134/S1069351318050117

Thébault E., Finlay C.C., Beggan C.D., Alken P., Aubert J. et al. International Geomagnetic Reference Field: the 12th generation // Earth Planets Sp. 2015. V. 67. P. 79. https://doi.org/10.1186/s40623-015-0228-9

Torsvik T.H., Smethurst M.A. Plate tectonic modeling: virtual reality with GMAP // Comput. Geosci. 1999. V. 25. P. 395–402.

Torsvik T.H., Van der Voo R., Preeden U., Mac Niocaill C., Steinberger B., Doubrovine P. V., van Hinsbergen D.J., Domeier M., Gaina C., Tohver E., Meert J.G., McCausland P.J.A., Cocks L.R.M. Phanerozoic Polar Wander, Palaeogeography and Dynamics // Earth-Science Rev. 2012. V. 114. № 3–4. P. 325–368. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2012.06.007

Vishnevskaya I.A., Letnikova E.F., Vetrova N.I., Kochnev B.B., Dril S.I. Chemostratigraphy and detrital zircon geochronology of the Neoproterozoic Khorbusuonka Group, Olenek Uplift, Northeastern Siberian platform // Gondwana Res. 2017. V. 51. P. 255–271. https://doi.org/10.1016/J.GR.2017.07.010

Wingate M.T.D., Pisarevsky S.A., Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Konstantinov K.M., Mazukabzov A.M., Stanevich A.M. Geochronology and paleomagnetism of mafic igneous rocks in the Olenek Uplift, northern Siberia: Implications for Mesoproterozoic supercontinents and paleogeography // Precambrian Res. 2009. V. 170. P. 256–266. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2009.01.004

Zaitseva T.S., Gorokhov I.M., Semikhatov M.A., Kuznetsov A.B., Ivanovskaya T.A., Konstantinova G.V., Dorzhieva O.V. "Rejuvenated" Globular Phyllosilicates in the Riphean Deposits of the Olenek Uplift (North Siberia): Structural Identification and Geological Significance of Rb–Sr and K–Ar Age Data // Stratigr. Geol. Correl. 2018. V. 26. P. 611–633. https://doi.org/10.1134/S0869593818060059

Paleomagnetism and Age Correlation of the Mesoproterozoic Rocks of the Udzha and Olenek Uplifts, Northeastern Siberian Platform

A. M. Pasenko[a], * and S. V. Malyshev[b]

[a] *Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, 123242 Russia*

[b] *Institute of Earth Sciences, St. Petersburg State University, St. Petersburg, 199034 Russia*

**e-mail: pasenkoal@ya.ru*

The results of paleomagnetic studies of the Proterozoic sedimentary and igneous rocks composing the sections of the Olenek and Udzha uplifts are presented. Carbonate rocks of the upper subformation of the Khaipakh Formation have been studied within the Olenek uplift, and terrigenous and volcanic-sedimentary rocks of the Udzha and Unguokhtakh formations as well as the Early Mesoproterozoic igneous complex have been investigated within the Udzha uplift. The obtained paleomagnetic data (1) indicate that the Upper Khaipakh subformation of the Olenek uplift and the Udzha Formation of the Udzha uplift were formed at different times, which contradicts the currently accepted correlation scheme of the Proterozoic sections in northern Siberian platform; (2) support the existence of two stages of the Proterozoic magmatism in the territory of the Udzha uplift, with the more ancient stage of an age of ~1500 Ma according to the paleomagnetic data; (3) show that from ~1500 to 1110 Ma ago, the Siberian platform was located in the equatorial and subequatorial latitudes.

Keywords: paleomagnetism, Siberian platform, Riphean, Mesoproterozoic, Proterozoic, stratigraphy, paleomagnetic pole