

УДК 550.384.5

Палеомагнетизм Сетте-Дабанского мезо- и неопротерозойского магматического комплекса юго-восточной окраины Сибирской платформы*

А. Д. Савельев¹, А. А. Пазухина¹, А. М. Пасенко²

¹ Санкт-Петербургский государственный университет,
Российская Федерация, 199034, Санкт-Петербург, Университетская наб., 7–9

² Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта Российской академии наук,
Российская Федерация, 123242, Москва, Большая Грузинская ул., 10

Для цитирования: Савельев, А. Д., Пазухина, А. А., Пасенко, А. М. (2021). Палеомагнетизм Сетте-Дабанского мезо- и неопротерозойского магматического комплекса юго-восточной окраины Сибирской платформы. *Вестник Санкт-Петербургского государственного университета. Науки о Земле*, 66 (4), 638–664. <https://doi.org/10.21638/spbu07.2021.401>

Интервал от ~1000 до ~900 млн лет является одним из ключевых в истории эволюции Сибирской платформы. В это время происходит формирование неопротерозойского суперконтинента Родиния, что несомненно нашло свое отражение и в геологической летописи Сибири. Отражением кинематики Сибирской платформы является ее траектория кажущейся миграции полюсов, разработка которой поможет уточнить геодинамические условия пребывания платформы в начале неопротерозоя. Однако в пределах Сибирской платформы известно не так много объектов данного возраста, пригодных для выполнения палеомагнитных определений. Следствием этого является весьма ограниченное количество существующих надежных полюсов, полученных либо по осадочным породам с очень неточными возрастными ограничениями, либо по породам Енисейского кряжа и Таймыра с неоднозначным структурным положением. В данной работе представлены результаты палеомагнитных исследований протерозойских магматических пород Сетте-Дабанского комплекса южного Верхоянья, формирование которых происходило ~1000–970 млн лет назад. Детальные температурные магнитные чистки позволили выявить в значительной части образцов высокотемпературную характеристическую компоненту. Она имеет максимальные деблокирующие температуры около 580 °С, лежащие в области точки Кюри магнети-

* Исследование выполнено при поддержке Российского научного фонда (грант № 19-77-10048), а также госзадания Института физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН.

та. Среднее направление характеристической компоненты для силлов, отобранных в долине р. Юдомы, совпадает с направлением, полученным ранее по этим же телам. Рассчитанный палеомагнитный полюс для интрузивных тел Сетте-Дабанского магматического комплекса ($Plat = 5.8^\circ$, $Plong = 182.9^\circ$, $dp/dm = 9.0^\circ/14.4^\circ$) подтверждает и уточняет полученный ранее полюс для пород этого комплекса, а также указывает на то, что Сибирь в интервале ~1000–970 млн лет располагалась в Северном полушарии в тропических широтах (~26° с. ш.). Проведенный анализ имеющихся геохронологических и геохимических данных, вкупе с новыми палеомагнитными данными, позволил уточнить возраст Сетте-Дабанского магматического события и ограничить его в пределах ~1000–970 млн лет.

Ключевые слова: палеомагнетизм, Сибирская платформа, мезопротерозой, неопротерозой, магматизм, палеомагнитный полюс.

1. Введение

В настоящий момент ведутся активные дискуссии о положении Сибирского кратона в составе докембрийских суперконтинентов: Нуны (Колумбии) и Родинии (Metelkin et al., 2007; 2015; Pisarevsky et al., 2008; 2013; Li et al., 2008; Pavlov et al., 2015; Gladkochub et al., 2019). Особенно важным является вопрос о положении Сибирской платформы на момент начала формирования Родинии в раннем неопротерозое, поскольку существующие реконструкции зачастую противоречивы, и получение новых и уточнение имеющихся палеомагнитных данных является необходимым в контексте решения проблемы формирования неопротерозойского суперконтинента.

Несмотря на то что история палеомагнитного изучения Сибирской платформы насчитывает уже несколько десятилетий, к настоящему моменту «наполненность» базы палеомагнитных полюсов неопротерозоя все еще крайне мала (Метелкин и др., 2007; Pavlov et al., 2015). Основными причинами этого являются небольшое число объектов, пригодных для выполнения палеомагнитных определений, и их труднодоступность. Поэтому любой новый надежный палеомагнитный полюс представляет большую ценность для исследователей.

Одним из ключевых интервалов для Сибирской траектории кажущейся миграции полюсов (ТКМП) является промежуток от ~1000 до ~900 млн лет. В это время формируется суперконтинент Родиния (Metelkin et al., 2007; Li et al., 2008; Pisarevsky et al., 2008; Bogdanova et al., 2009), а для Сибирской платформы имеется весьма ограниченное количество надежных палеомагнитных данных. Большинство имеющихся палеомагнитных определений зачастую получены либо по осадочным породам с очень неточными возрастными ограничениями, либо по породам Енисейского кряжа и Таймыра с неоднозначным структурным положением. Один из немногих палеомагнитных полюсов с надежно определенным возрастом и уверенным структурным контролем для раннего неопротерозоя Сибирской платформы получен по базитовым интрузиям Сетте-Дабанского комплекса Учуро-Майского района (Павлов и др., 1992; Pavlov et al., 2002). Однако высокая кучность полученных в этих работах палеомагнитных направлений для отдельных тел, а также пространственная близость интрузий между собой могут свидетельствовать о том, что их формирование происходило достаточно быстро и палеомагнитная запись в них не усредняет вековые вариации геомагнитного поля.

В данной работе мы приводим палеомагнитные данные, полученные по магматическим породам Сетте-Дабанского магматического комплекса, расположенным на удалении 100–150 км севернее тел, опробованных ранее (Pavlov et al., 2002), и уточняем палеомагнитный полюс для Сибирской платформы для времени ~1000–970 млн лет.

2. Объекты исследования

Породы Сетте-Дабанского интрузивного комплекса распространены главным образом в осевой части Майско-Кыллахской зоны Верхоянской складчато-надвиговой системы (рис. 1). Этот район также рассматривают как часть Юдомо-Майской зоны северной части Учуро-Майского района (Pavlov et al., 2002). Майско-Кыллахская зона располагается на периферийной части юго-востока Сибирской платформы и сложена терригенно-карбонатными породами мезо- и неопротерозоя, кембрия и, в меньшей степени, ордовика. В центральной и южной частях зоны эти толщи несогласно перекрыты карбонатными породами нижнего карбона и терригенными породами нижней перми и нижней юры. Суммарная мощность всех толщ достигает 8–10 км (Khudoley and Guriev, 2003; Парфенов и Кузьмин, 2001; Savelev et al., 2020).

Несмотря на то что район работ относится к складчато-надвиговой области, сформировавшейся в середине мезозоя (Парфенов и Прокопьев, 1993), существенные деформации или проявления метаморфизма в его пределах не характерны. Нельканский разлом, разделяющий Юдомо-Майскую зону и Учуро-Майскую плиту Сибирской платформы, практически не простирается в кристаллический фундамент Юдомо-Майской зоны. По сути, она представляет собой прямое продолжение фундамента Сибирского кратона и приурочена к его осадочному чехлу (Pavlov et al., 2002). Это позволяет с некоторой осторожностью все же относить палеомагнитные полюсы, полученные по породам Юдомо-Майской зоны, ко всей Сибирской платформе.

Терригенно-карбонатные толщи протерозойского возраста в районе работ представлены породами лахандинской, уйской и юдомской серий (рис. 1). Лахандинская серия сложена чередующимися пачками карбонатных и терригенных пород. По данным Pb-Pb-датирования карбонатных пород из основания толщи, ее возраст составляет 1025 ± 40 млн лет (Семихатов и др., 2000). Уйская серия состоит из обломочных пород, размер зерен которых постепенно уменьшается к верхней части разреза. Нижняя часть уйской серии (кандыкская свита) содержит детритовые цирконы с возрастом 1050–1060 млн лет (Khudoley et al., 2015). Также в нижней части уйской серии описан долеритовый силл Сетте-Дабанского комплекса с установленным по бадделеиту U-Pb-возрастом 1005 ± 4 млн лет (Rainbird et al., 1998; Khudoley et al., 2015). Породы юдомской серии, завершающей данный разрез, имеют эдиакарский возраст (Семихатов и Серебряков, 1983; Шенфильд, 1991).

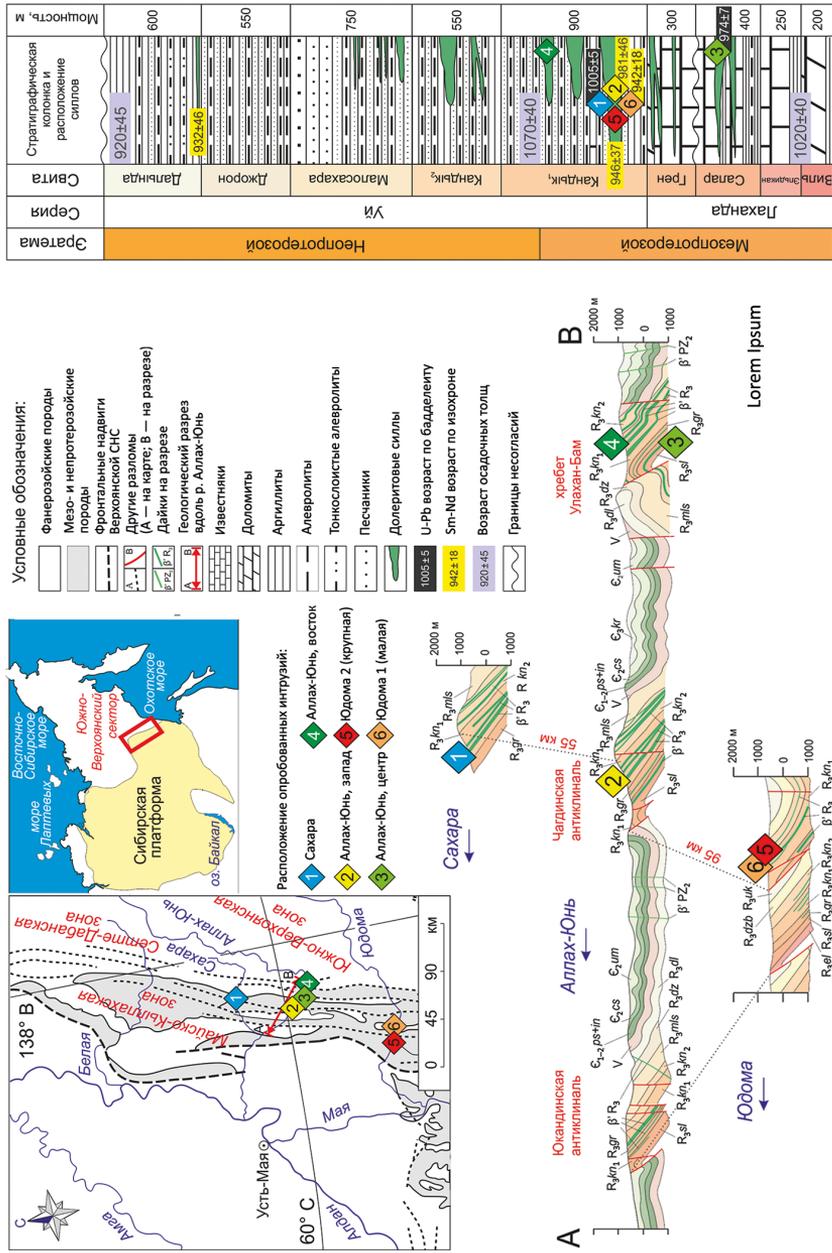


Рис. 1. Расположение объектов исследования на карте и геологическом разрезе

По материалам (Павлов и др., 2002), листам государственных геологических карт масштаба 1:200 000 Р-53-XXIX (Ян-Жин-Шин, 1977), Р-53-XXXV (Старников, 1989), Р-53-XXXVI (Старников и Филатов, 1998), О-53-VI (Старников, 1990), О-53-VI (Тосев и др., 1984) и наблюдениям автора. Датировки магматических пород: 974 ± 7 и 1005 ± 4 млн лет — U-Pb-методом по бадделеиту (Rainbird et al., 1998); 932 ± 46, 942 ± 18, 946 ± 37 и 981 ± 69 — Sm-Nd-методом по изохроне породы — плагиоклаз — пироксен и апатиту (Pavlov et al., 2002; Khudoley et al., 2007). Датировки осадочных пород: 1025 ± 40 млн лет — Rb-Pb-датирование карбонатных пород (Семихатов и др., 2000), 1050 млн лет — U-Pb-датирование детритовых цирконов, 920 ± 45 млн лет — U-Pb-датирование цирконов (Khudoley et al., 2015).

2.1. Сетте-Дабанский магматический комплекс

Интрузивные породы Сетте-Дабанского комплекса наиболее широко распространены в верхней части лахандинской и нижней части уйской серий. Они представлены преимущественно силлами и небольшими дайками, сложенными долеритами. Силлы имеют протяженность от сотен метров до первых десятков километров, их видимая мощность составляет от 2–3 до 120–170 м (рис. 2). Силлы залегают параллельно слоистости вмещающих пород и имеют с ними «горячий» контакт, мощность которого варьирует от нескольких миллиметров до 10 см. При этом мощность эндоконтактной зоны, как правило, составляет первые метры. В тех случаях, когда пара долеритовых силлов расположена близко друг к другу, зона измененных пород между ними может достигать и 15–20 м. В наиболее мощных силлах структура породы меняется от мелкозернистой до средне- и крупнозернистой (иногда до пегматитовой) по направлению от нижнего контакта к верхнему (Сухоруков, 1986; 2002; Savelev et al., 2020).



Рис. 2. Внешний облик силлов. Слева — силл на р. Сахаре, т. н. AS17-22; справа — силл на р. Аллах-Юнь, т. н. L16-99

Фото автора. В цветных ромбиках указан номер образца.

По мнению некоторых авторов (Волкодав и др., 1978; Сухоруков, 1986; 2002), часть силлов в нижней и средней частях уйской серии является покровами, однако другие исследователи (Якшин и Исаков, 1991) не разделяют это мнение. Тем не менее во вмещающих породах наблюдаются следы деформаций нелигитифицированного осадка, указывая на близость осадкообразования (процесса литогенеза вмещающих пород) и внедрения силлов.

2.2. Возраст силлов Сетте-Дабанского комплекса

Докембрийский возраст силлов Сетте-Дабанского комплекса (также в литературе его упоминают как улаханбамский гипабиссальный долеритовый комплекс, βR_{3u} (Лебедева, 2012)) основан на следующих наблюдениях:

- силлы по поверхности размыва несогласно перекрываются отложениями юдомской серии венда (Ян-Жин-Шин, 1983; Соболев и Исправников, 1985);
- как в кандыкской свите, так и в перекрывающих ее толщах, в эндоконтактных зонах силлов во вмещающих породах отмечено наличие деформаций, свидетельствующих о внедрении интрузивных тел в нелигитифицированный осадок. Это обстоятельство указывает на близкий возраст силлов и вмещающих их пород (Сухоруков, 1986; 2002);
- в основании отложений верхней подсвиты кандыкской свиты были выделены гравелиты с обломками долеритов, источником которых и могли послужить интрузивные тела Сетте-Дабанского магматического комплекса (Гаврильев, 1975; Неволин и др., 1978), следствием чего является вывод о том, что внедрение какой-то части силлов происходило либо в конце раннекандыкского, либо на границе ранне- и позднекандыкского времени (Pavlov et al., 2015).

Изотопно-геохронологические данные указывают на неопротерозойский возраст силлов и даек улаханбамского комплекса. Были получены следующие датировки:

974 ± 7 млн лет и 1005 ± 4 млн лет — U-Pb-методом по бадделеиту (Rainbird et al., 1998);

932 ± 46, 942 ± 18, 946 ± 37 и 981 ± 69 — Sm-Nd-методом по минеральным изохронам породы — плагиоклаз — пироксен и апатиту (Pavlov et al., 2002; Khudoley et al., 2007).

Как видно из данных изотопного датирования, формирование улаханбамского комплекса могло происходить в интервале примерно от 1000 до 930 млн лет. Однако возрасты, полученные Sm-Nd-методом, характеризуются значительной погрешностью и, в пределах ошибки, перекрываются возрастными данными, полученными U-Pb-методом по бадделеиту. С учетом этого мы считаем более реалистичной оценку продолжительности Сетте-Дабанского магматизма в 30 млн лет, т.е. примерно от 1000 до 970 млн лет.

3. Методы исследований

Для проведения петрографических и палеомагнитных исследований в результате полевых работ было отобрано 165 ориентированных образцов долеритов из 6 отдельных силлов и одной, предположительно, палеозойской дайки. Для проведения теста контакта по двум профилям были отобраны 39 образцов вмещающих пород кандыкской свиты. Порода отбиралась как в непосредственной близости от контакта с интрузиями (0–3 м, с интервалом от 20 см), так и на удалении (до 20 м) от контакта.

Образцы отбирались сайтовым методом, где сайтом считалось каждое отдельное обнажение. Из каждого сайта вручную отбиралось по 15–30 штUFFов, ориенти-

рованных при помощи горного компаса. Образцы отбирались по профилю от экзоконтакта тела к центру. При этом учитывалось местное склонение магнитного поля согласно модели IGRF (International Geomagnetic Reference Field, 12-е поколение). Впоследствии из отобранных штуфов изготавливались ориентированные образцы для проведения лабораторных исследований. Все отобранные нами образцы были подвергнуты ступенчатой магнитной чистке по стандартной методике (Храмов и др., 1982) в Лаборатории главного геомагнитного поля и петромагнетизма Института физики Земли (ИФЗ РАН). Образцы подвергались температурной чистке до полного размагничивания (16 шагов, до 640 °С) или же до того момента, когда величина намагниченности становилась соизмерима с уровнем чувствительности магнитометра ($\sim 1 \times 10^{-7}$ А/м). Для размагничивания использовалась немагнитная печь MMTD-80 (Великобритания) с величиной некомпенсированного поля не более 5–10 нТл. Измерения остаточной намагниченности производились на магнитометре JR-6 (AGICO, Чехия) и криогенном (SQUID) магнитометре (2G Enterprises, США). Все лабораторные исследования проводились в помещении, экранированном от внешнего магнитного поля. Обработка измерений выполнялась в пакете программ Энкина (Enkin, 1994), использующего при выделении компонент намагниченности метод PCA (Kirschvink, 1980).

Комплекс петромагнитных параметров измерялся на вибрационном магнитометре конструкции Ю. К. Виноградова (ВТМ-Вин, ИФЗ РАН) и вибрационном магнитометре (VSM) PMC MicroMag 3900 (США). Обработка и анализ результатов измерения обращенных кривых первого порядка (FORC) проведены при помощи пакета программного обеспечения FORCinel (Harrison and Feinberg, 2008).

Состав рудных минералов определялся методами рудной микроскопии при помощи микроскопа Leica DM4500 P LED (камера Leica DFC450) РЦ СПбГУ «Рентгенодифракционные методы исследования».

Определение вещественного состава рудных минералов проводилось на сканирующем электронном микроскопе Hitachi TM3000 РЦ СПбГУ «Ресурсный центр микроскопии и микроанализа».

4. Результаты исследований

4.1. Петрография

По результатам петрографических исследований породы Сетте-Дабанского комплекса классифицируются как долериты или кварцевые долериты разной степени кристалличности с размером зерен от 0,2 до 5 мм (рис. 3, а, г). Главными породообразующими минералами являются основной плагиоклаз (27–45 %) и клинопироксен (авгит) (28–42 %). Второстепенные минералы представлены гиперстеном (3–8 %), калиевым полевым шпатом в микропегматитовых сростаниях с кварцем (3–16 %), биотитом (1–7 %), роговой обманкой (2–5 %), кварцем (до 4 %) и оливином (до 3 %). Степень вторичных изменений в рассмотренных образцах сильно варьирует, но в целом развитие наложенных процессов (преимущественно соссюритизации, серицитизации, хлоритизации и уралитизации) не получило широкого распространения.

Среди рудных минералов (5–17 %) особо отмечается наличие титаномагнетита и магнетита. В зернах титаномагнетита зачастую присутствуют структуры гетеро-

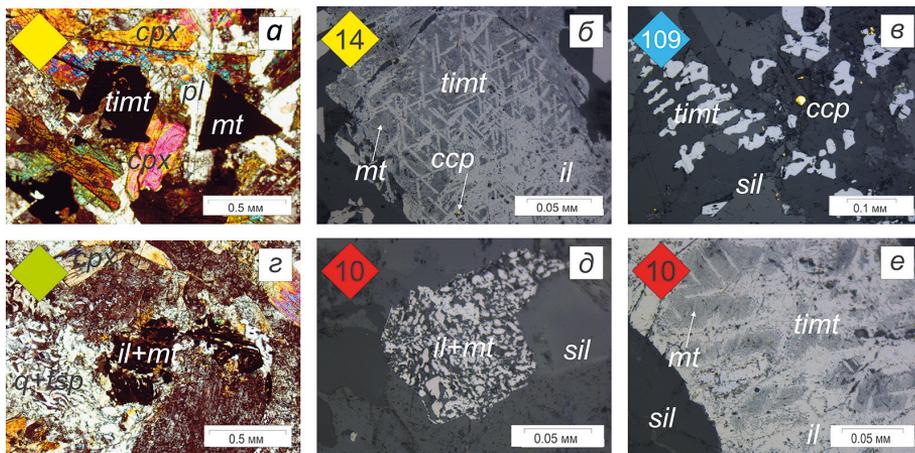


Рис. 3. Фотографии шлифов в проходящем свете с анализатором (увеличение $\times 5$): *a* — образец AC17-10 с габброофитовой структурой, *z* — образец AC17-13 с микропегматитовой структурой. Фотографии аншлифов в отраженном свете: *в* — скелетные выделения титаномagnetита, *б* и *е* — титаномagnetит, в котором матрица магнетита насыщена сложным узором lamелей ильменита, *д* — симплектит ильменита, магнетита

mt — магнетит, *il* — ильменит, *timt* — титаномagnetит, *ccp* — халькопирит, *sil* — силикатная масса, *pl* — плагиоклаз, *cpx* — клинопироксен, *q* — кварц, *fsp* — калиевый полевой шпат. В цветных ромбиках указан номер образца.

фазного окисления (ГФО), выраженные в распаде первичного зерна титаномagnetита на lamели ильменита и магнетита (рис. 3, *б*, *д*, *е*). Также отмечается наличие зерен титаномagnetита скелетной формы (рис. 3, *в*). Это свидетельствует о быстрой кристаллизации расплава, а наличие структур ГФО — о том, что присутствующий в них магнетит образовался в процессе первичного остывания расплава от 900 до 500 °C (Dunlop and Özdemir, 1997). Следовательно, такие зерна титаномagnetита и магнетита могут нести первичную термоостаточную намагниченность, отражающую направление геомагнитного поля во время формирования пород.

4.2. Магнитная минералогия

Исследованию петромагнитных параметров были подвержены от 2 до 12 образцов из каждого изученного интрузивного тела. Результаты проведенных исследований гистерезисных параметров образцов долеритов представлены на диаграмме Дзю — Данлопа (рис. 4) (Day et al., 1977; Dunlop, 2002a; 2002b). Большинство образцов располагаются в области однодоменных (SD) частиц около границы с областью псевдооднодоменных (PSD). При этом они попадают на кривую смешения однодоменных и многодоменных (MD) зерен (Dunlop, 2002a; 2002b). Для восточного и центрального силлов Аллаха-Юня характерно преобладание псевдооднодоменных (PSD) магнитных частиц. Петли магнитного гистерезиса для образцов, расположенных в области однодоменных частиц на диаграмме Дзю — Данлопа (обр. № 10 и 74, рис. 5) имеют замкнутые контуры и демонстрируют насыщение образцов в полях более 300 мТл (3 кЭ). Это свидетельствует о наличии в образцах в качестве основного магнитного минерала магнитомягкого ферромагнетика (титаномagnetита или магнетита), нахо-

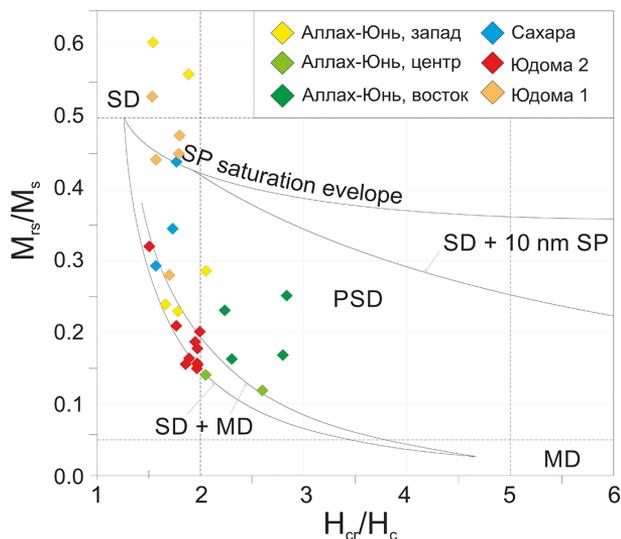


Рис. 4. Диаграмма Дзю по (Day et al., 1977)

Сплошные кривые соответствуют теоретическим линиям смешения магнетита из (Dunlop, 2002).

дещающегося преимущественно в однодоменном состоянии. Таким образом, магнитные минералы, содержащиеся в исследованных образцах долеритов Сетте-дабанского интрузивного комплекса, могут нести древний палеомагнитный сигнал и перспективны для проведения палеомагнитных исследований.

Анализ FORC-диаграмм дает более детальную информацию о коэрцитивных спектрах и взаимодействии магнитных частиц в образце, в частности позволяет отличать смесь одно- и многодоменных частиц от ансамбля истинно псевдооднодоменных зерен, а также подходит не только для определения минералов магнетит-титаномагнетитового ряда, но и для более магнито жестких образцов (Roberts et al., 2000; 2014).

Согласно (Roberts et al., 2014), диаграммы FORC для однодоменных (SD) образцов содержат гребневидное распределение вдоль оси B_c без вертикального распространения. С увеличением размера зерна наблюдается постепенное отклонение от горизонтального распределения для систем частиц SD. Для псевдооднодоменных (PSD) образцов характерны расхождение контура вдоль оси B_u , а также «структура бабочки».

На приведенных FORC-диаграммах (рис. 6) показаны представительные результаты измерений образцов из силлов рек Аллаx-Юнь и Юдома. Для каждого из образцов магнитоминералогический состав индивидуален. Так, для образца № 73 западного силла р. Аллаx-Юнь изолинии коэрцитивности замкнуты, демонстрируют форму «бабочки» и при этом в некоторой степени «вытянуты» вдоль оси взаимодействия (оси B_u). Пик коэрцитивности располагается в районе 20 мТл. Приведенные свойства указывают на то, что в рассматриваемом образце магнитный минерал представлен магнитомягкими псевдооднодоменными взаимодействующими частицами. Для образца № 62 силла р. Юдома отмечается замкнутость контуров изолиний коэрцитивности, которые также демонстрируют форму «бабоч-

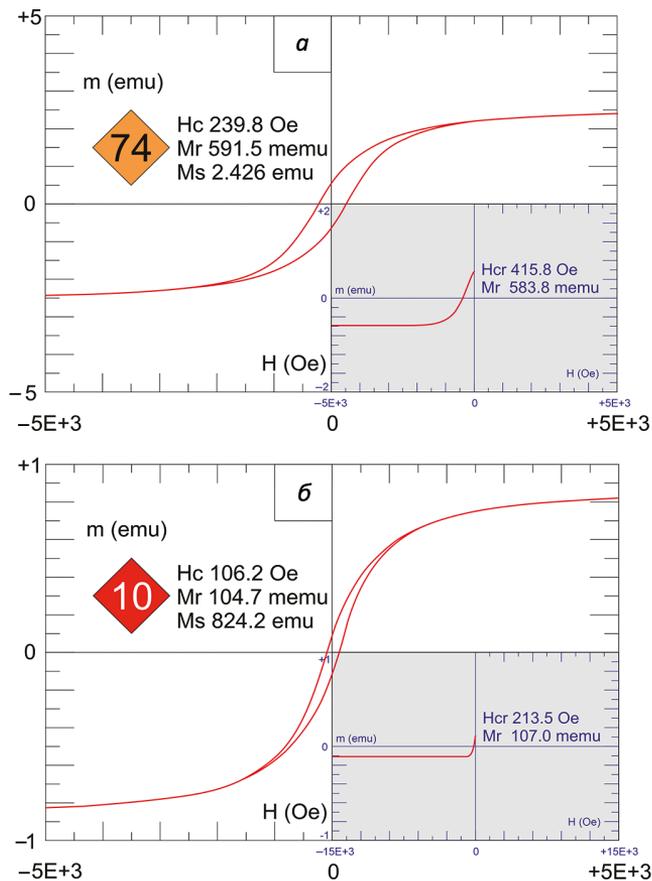


Рис. 5. Петли магнитного гистерезиса, приведенные без парамагнитной (а) и диамагнитной (б) корректировок
 В цветных ромбиках указан номер образца.

ки», однако отмечается значительная «вытянутость» их вдоль оси коэрцитивности (B_c). Максимум коэрцитивности располагается в области 40–45 мТл. Приведенные выше свойства характерны для наличия в образце магнитомягкого минерала, частицы которого находятся преимущественно в псевдооднодоменном состоянии с некоторой долей однодоменных частиц. Для образца № 68 того же силла, напротив, изолинии коэрцитивности имеют замкнутые контуры и вытянуты вдоль оси B_c характерным «гребневидным» распределением. При этом отмечается два отдельных пика коэрцитивности в районах 25–35 и 75–90 мТл. Подобная форма изолиний отвечает однодоменным магнитным частицам, а два пика коэрцитивности указывают на наличие двух различных популяций магнитомягкого минерала, например, магнетита и слабо окисленного магнетита (Roberts et al., 2014).

На температурных кривых намагниченности насыщения (M_s) наблюдается резкое уменьшение величины магнитного момента в районе температур 575–585 °С (рис. 7), что характерно для магнетита, чья точка Кюри равна ~580 °С. Кривые

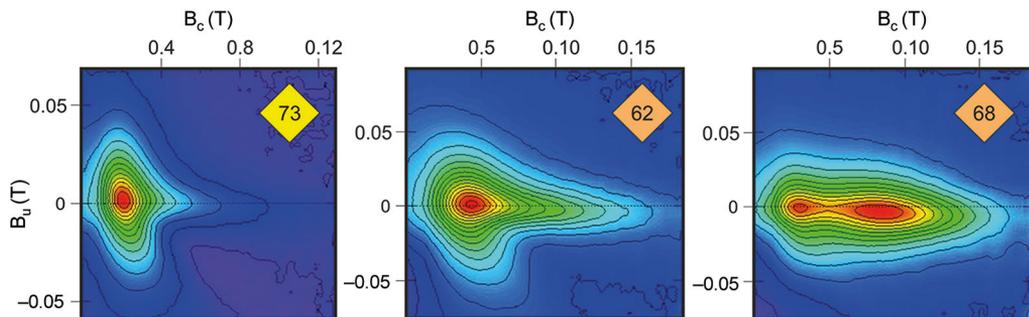


Рис. 6. Диаграммы обратных кривых первого рода (FORC) для образцов № 73 (PSD), 62 (PSD + SD) и 68 (SD) с двумя фазами магнетита

Фактор сглаживания (SF) = 3. В цветных ромбиках указан номер образца.

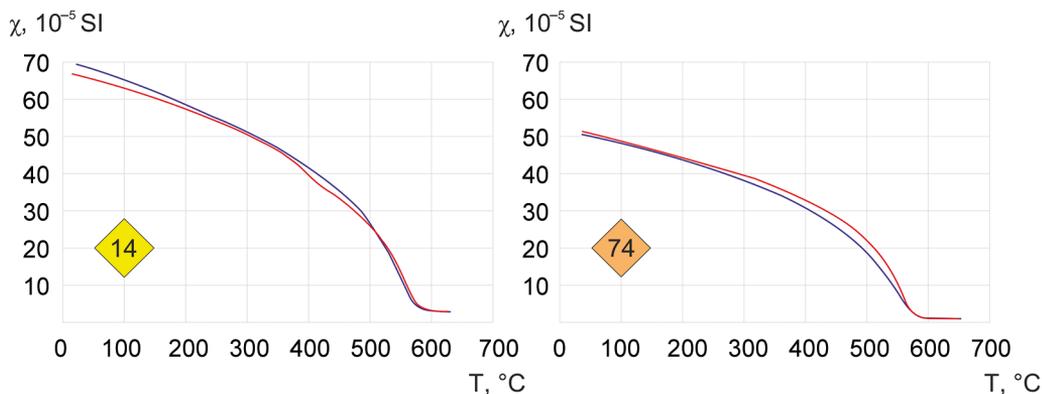


Рис. 7. Температурные кривые намагниченности насыщения (M_s) в интервале от 20 до 650 °C

Кривая нагрева показана красной линией, охлаждения — синей. В цветных ромбиках указан номер образца.

охлаждения практически идентичны кривым нагрева, а величина намагниченности насыщения по сравнению с исходным значением остается аналогичной. Следовательно, в результате нагрева в породе не происходит существенного изменения состава магнитных минералов.

Согласно данным рудной микроскопии и микрозондового анализа, основными рудными минералами в изученных образцах силлов являются титаномагнетит, магнетит и ильменит (табл. 1, рис. 8). Полученные результаты в целом подтверждают данные петромагнитных исследований и указывают на то, что основными минералами-носителями намагниченности в рассматриваемых породах выступают титаномагнетит и магнетит.

Таким образом, по результатам комплексного исследования петромагнитных параметров и шлифов из долеритов Сетте-Дабанского комплекса показано, что в изученных образцах основным магнитным минералом является преимущественно магнетит (титаномагнетит), находящийся в однодоменном и псевдооднодоменном состояниях. Подобные магнитные зерна могут нести стабильный древний палеомагнитный сигнал (Dunlop and Özdemir, 1997).

Таблица 1. Химический состав рудных минералов пород Сетте-Дабанского комплекса по результатам микронзондовых исследований образца AS17-10

Минерал	O, масс. %	Al, масс. %	Si, масс. %	Ti, масс. %	V, масс. %	Fe, масс. %	Сумма
Титаномагнетит	26.58	1.48	–	12.20	–	59.73	100
Титаномагнетит	26.73	1.43	–	10.83	1.49	59.52	100
Магнетит	22.27	–	–	–	–	77.73	100
Ильменит	32.27	–	0.75	32.04	–	34.93	100

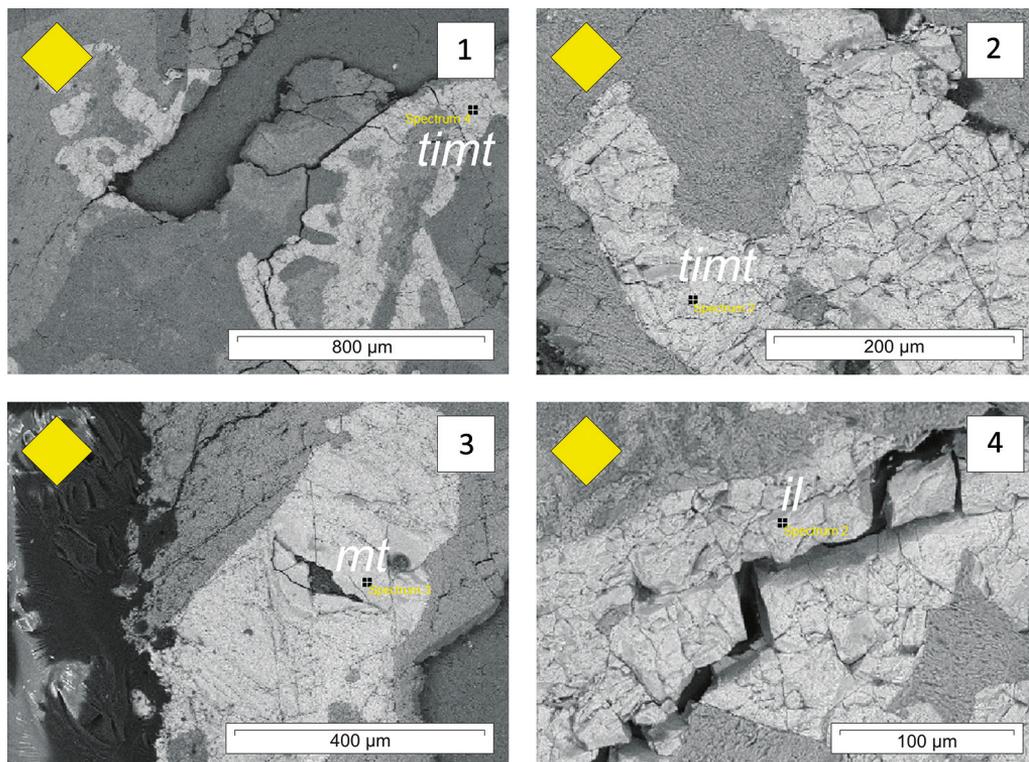


Рис. 8. Фотографии шлифов образцов долеритов Сетте-Дабанского комплекса с электронного микроскопа Hitachi TM3000

1, 2, 3, 4 — номера точек опробования образца AS17-10 (см. табл. 1); *mt* — магнетит, *ilm* — ильменит, *timt* — титаномагнетит.

4.3. Палеомагнетизм

В образцах силлов долеритов раннепротерозойского Сетте-Дабанского комплекса величина естественной остаточной намагниченности (ЕОН) варьирует от 4.06×10^{-3} до 8.55 А/м. В результате проведенного компонентного анализа в изученных образцах преимущественно выделяется одна или две компоненты намаг-

ниченности (рис. 9), хотя в некоторых случаях было выделено до трех компонент (рис. 9, обр. № 105).

На интервале 120–300 °С у большинства изученных тел выделяется низкотемпературная компонента (ЛТ) намагниченности, направление которой близко к направлению современного поля в районе работ, а также к направлению, пересчитанному на координаты района работ с меловых полюсов Сибирской платформы (рис. 10, табл. 2). В качестве полюсов для позднего мела (90–70 млн лет назад — время основного этапа Верхоянской орогении (Малышев и др., 2018)) нами использованы палеомагнитное определение по датированным интрузиям Минусинского прогиба (Метелкин и др., 2007) и полюс, рассчитанный по направлению вторичной компоненты намагниченности, выделенной в раннекембрийских породах северного Верхоянья и связываемой с Верхоянской орогенией (Павлов и др., 2004) (табл. 2). Обратим внимание, что в настоящее время проблема палеомагнитных определений мела Сибирской платформы стоит достаточно остро, поэтому нами лишь для оценки схожести полученных направлений компонент намагниченности были подобраны один надежно датированный полюс и полюс, связываемый с Верхоянским перемагничиванием. Из-за близости этих палеомагнитных направлений и направления современного геомагнитного поля в районе работ достаточно сложно дать однозначную оценку природе выделенной нами ЛТ-компоненты. Однако, скорее всего, в нашем случае в той или иной степени в ней проявились оба перемагничивающих события.

Высокотемпературная (НТ) характеристическая компонента намагниченности присутствует в значительной части образцов и имеет максимальные деблокирующие температуры около 580 °С, лежащие в области точки Кюри магнетита. Рассчитанное нами среднее направление характеристической компоненты для силлов, отобранных в долине р. Юдома, совпадает с направлением, полученным ранее по этим же телам (Pavlov et al., 2002). Среднее направление характеристической компоненты намагниченности, выделенной нами в других телах Сетте-Дабанского магматического комплекса, также близко к направлениям этой компоненты в силлах р. Юдомы (рис. 10, табл. 2).

В силле, обнажающемся в долине р. Сахары, в результате компонентного анализа нами была выделена среднетемпературная (МТ) компонента намагниченности. Она проявляется на интервале температур 300–460 °С. Палеомагнитный полюс, рассчитанный по среднему направлению данной компоненты в стратиграфической системе координат, располагается в районе приэкваториальных широт ($Plat = -1.3^\circ$, $Plong = 142.6^\circ$, $dp/dm = 3.7^\circ/5.8^\circ$) и сопоставляется с позднедевонским сегментом ТКМП Сибирской платформы, предложенным в работе (Torsvik et al., 2012). Надежно выделяющихся в среднетемпературном интервале компонент намагниченности со стабильными направлениями в других исследованных нами телах обнаружено не было.

Для обоснования первичности намагниченности в изученных силлах Сетте-Дабанского магматического комплекса нами был проведен тест контакта. Отметим, проведение данного теста существенно осложняется тем, что вмещающие породы формировались практически одновременно с внедрением силлов.

Для всех сайтов, в которых нами отобраны образцы вмещающих пород для проведения теста контакта, направление высокотемпературных компонент намаг-

- Горизонтальная проекция
- Вертикальная проекция

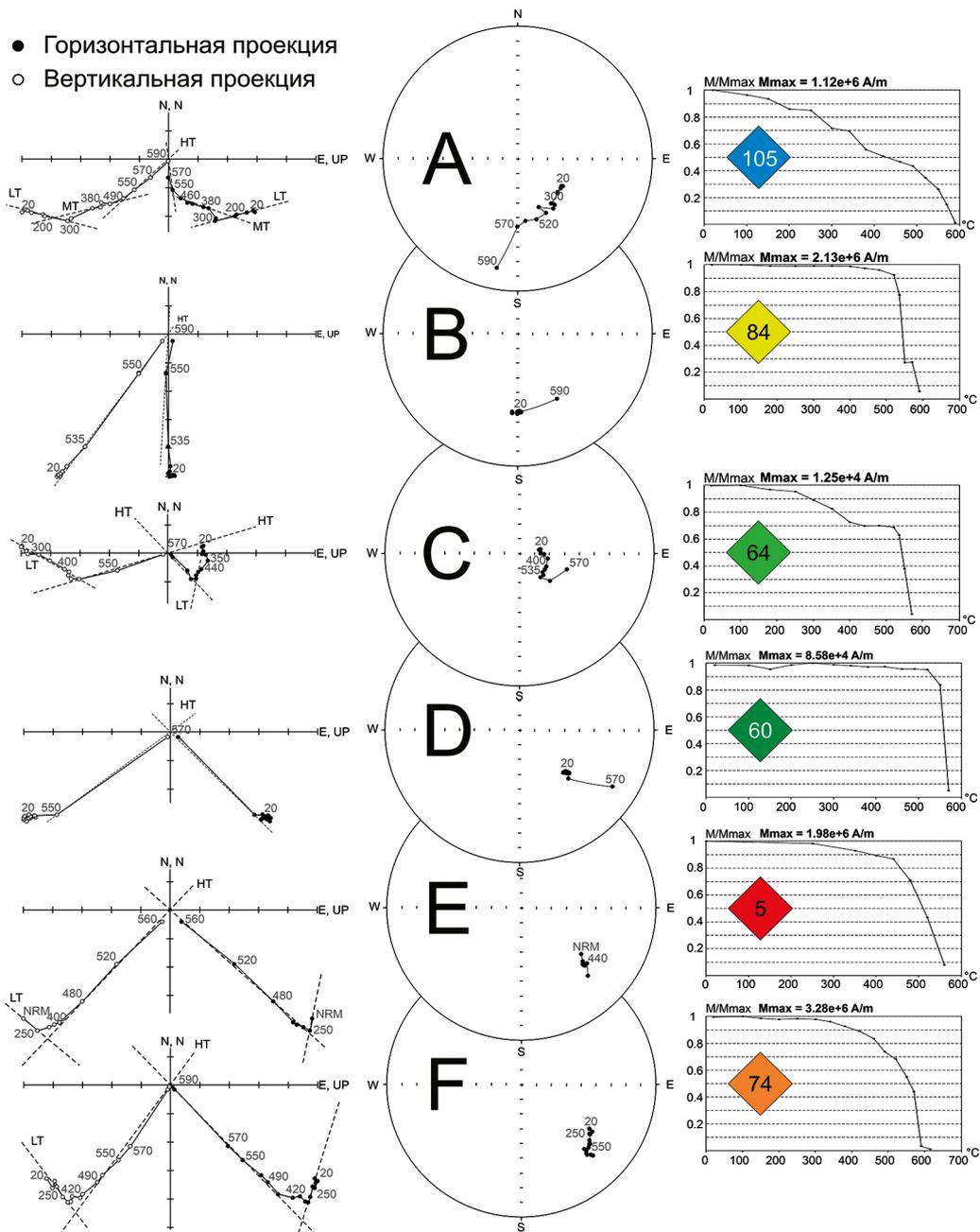


Рис. 9. Результаты магнитной чистки образцов Сетте-Дабанского комплекса: представительные диаграммы Зийдверельда, стереограммы и диаграммы размагничивания соответственно

Все диаграммы представлены для стратиграфической системы координат. Силлы, опробованные в долинах рек: А — Сахара, В — Аллах-Юнь, запад, С — Аллах-Юнь, центр, D — Аллах-Юнь, восток, Е — Юдома 2, F — Юдома 1.

HT — высокотемпературная компонента, LT, MT, НТ — низко-, средне-, высокотемпературная компонента намагниченности соответственно.

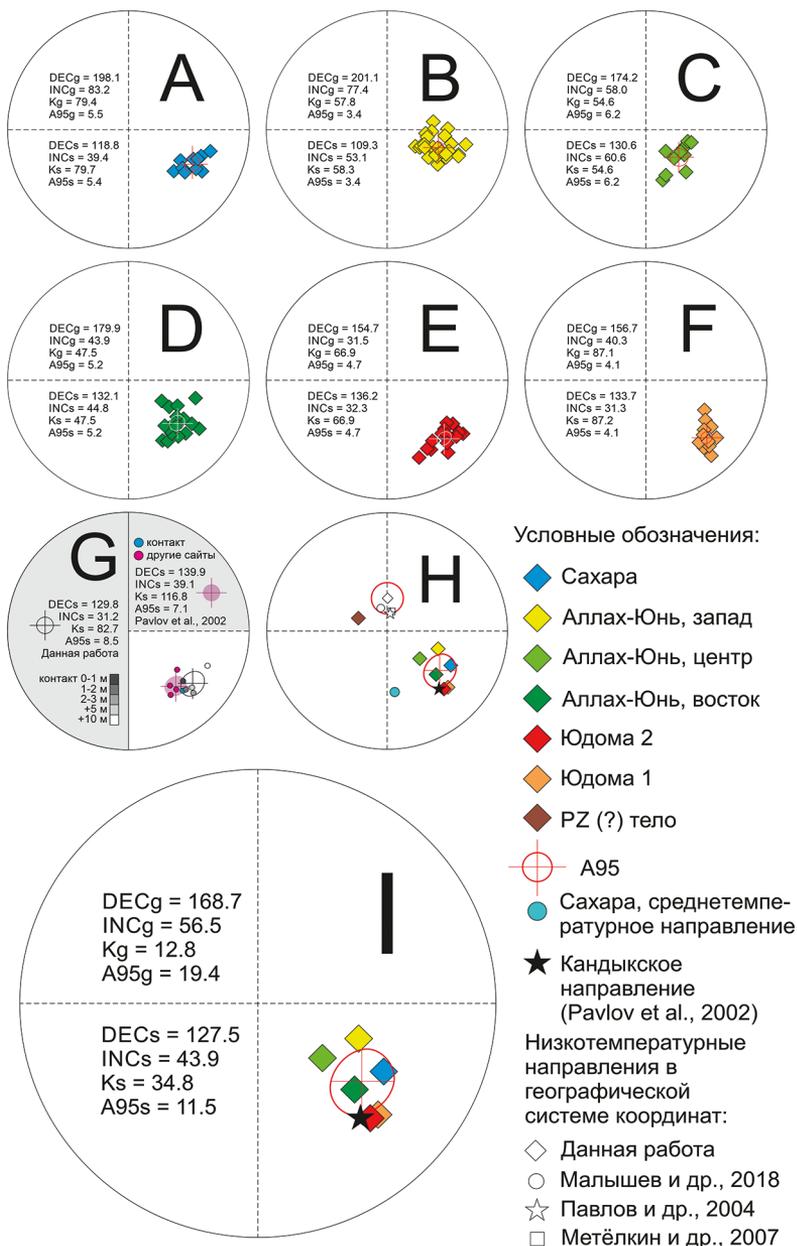


Рис. 10. Направление выделенных высокотемпературных компонент намагниченности в долинитах Сетте-Дабанского комплекса в стратиграфической системе координат

A-F — направления в изученных объектах долин рек (A — Сахара, B — Аллах-Юнь, запад, C — Аллах-Юнь, центр, D — Аллах-Юнь, восток, E — Юдома 2, F — Юдома 1); G — направление высокотемпературных компонент намагниченности во вмещающих породах, компоненты определены в данной работе и в работе (Pavlov et al., 2002); H — среднее направление высокотемпературной компоненты намагниченности для всех опробованных тел, направление среднетемпературной компоненты в силле р. Сахары, сравнение направлений низкотемпературных компонент намагниченности; I — среднее направление высокотемпературной компоненты намагниченности для всех опробованных тел Сетте-Дабанского интрузивного комплекса.

ниченности (там, где их удается выделить) в основном совпадает с направлением высокотемпературных компонент намагниченности в силлах (табл. 2). Однако для образцов кандыкской свиты, отобранных на расстоянии более 10 м от контакта, получено направление намагниченности, отличающееся от направления в силлах ($\gamma/\gamma_{\text{критический}} = 17.65^\circ/16.20^\circ$ (McFadden and McElhinny, 1990)) (табл. 2). Тест контакта в данном случае формально следует признать положительным. Отметим также, что в работе (Pavlov et al., 2002) для проведения теста контакта образцы вмещающих пород отбирались на значительно большем удалении от контакта с силлами, нежели в нашем случае, и в данной работе также говорится о положительном результате теста обжига (табл. 2, рис. 10).

Также на расстоянии 2 км от силла долеритов р. Сахары нами были отобраны образцы более молодой дайки, предположительно палеозойского возраста. Эта дайка прорывает отложения начарской свиты нижнего венда. По итогам магнитной чистки в образцах дайки была выделена древняя (характеристическая) компонента намагниченности, среднее направление которой (табл. 2) значительно отличается от направления в силлах Сетте-Дабанского комплекса (табл. 2, рис. 10). Учитывая данные, полученные также по рифейским осадочным породам Учуро-Майского региона (Pavlov et al., 2002), можно отметить, что в районе работ докембрийские разновозрастные геологические тела имеют различные направления характеристических компонент намагниченности. Этот факт косвенно служит на то, что изученные нами породы не подвергались полному региональному перемагничиванию и несут, скорее, первичный палеомагнитный сигнал. Отдельным косвенным указанием на первичность обсуждаемой компоненты намагниченности служит тот факт, что кучность ее среднего направления в доскладчатой (стратиграфической) системе координат значительно выше, нежели в современной (географической): $K_s = 34.8 > K_g = 12.8$ (табл. 2), что еще раз свидетельствует об отсутствии регионального перемагничивания во время и после основных процессов складкообразования.

5. Обсуждение результатов

Основной проблемой в изучении Сетте-Дабанских интрузий являлся довольно широкий временной интервал между известными изотопными датировками. Даже если не принимать во внимание значения с погрешностями в 40–70 млн лет, разница между самым древним (~1000 млн лет) и самым молодым (~950 млн лет) возрастами тел составляет около 50 млн лет. Такой крупный промежуток времени давал основания рассматривать объекты изучения по отдельности. Однако проведенные детальные геохимические исследования (Savelev et al., 2020) показали, что, несмотря на некоторые отличия в составе, все рассмотренные в данной работе тела являются частью единого комплекса, характеризующегося латеральной неоднородностью геохимического состава. Из этого следует, что изученные нами интрузии формировались в рамках общего магматического события. Значит, полученные по ним палеомагнитные направления можно использовать для расчета надежного палеомагнитного полюса для времени формирования Сетте-Дабанского интрузивного комплекса. При этом, учитывая имеющиеся неопределенности в геохронологических данных и результаты геохимических исследований силлов, мы оцениваем их реальный возраст как 1000–970 млн лет.

Таблица 2. Средние направления выделенных компонент намагниченности в силлах Сетте-Дабанского интрузивного комплекса

№	Объект, компонента	N	Dg, °	Ig, °	K	Alfa95, °	Ds, °	Is, °	K	Alfa95, °	
1	Lt	15	17.6	73.4	56.6	5.0	88.6	38.7	55.7	5.0	
	Mt	12	230.3	44.5	93.5	4.5	173.7	46.6	93.3	4.5	
	Ht	10	198.1	83.2	79.4	5.5	118.8	39.4	79.7	5.4	
2	Силл Запад, 35 образцов (N 60°12'32.7", E 136°53'31.4")										
	Lt	22	18.7	57.8	9.3	10.7	53.0	32.5	9.4	10.7	
3	Силл Центр, 33 образца (N 60°7'28.1", E 137°6'57.3")										
	Lt	19	326.8	63.0	16.9	8.4	6.7	53.9	16.9	8.4	
4	Силл Восток, 33 образца (N 60°7'48.1", E 137°10'3.1")										
	Lt	11	174.2	58.0	54.6	6.2	130.6	60.6	54.6	6.2	
5	Силл Юдома 2, 16 образцов (N 59°23'41.8", E 136°25'55.7")										
	Lt	12	18.3	71.0	14.3	11.9	38.6	44.3	14.3	11.9	
6	Силл Юдома 1, 15 образцов (N 59°23'34.6", E 136°25'40.7")										
	Lt	11	348.8	64.7	26.4	9.1	32.3	47.4	26.4	9.1	
	Итого										
	Lt	5	0.8	67.5	50.4	10.9	46.1	46.5	13.2	21.9	
Современное поле в районе работ		6	168.7	56.5	12.8	19.4	127.5	43.9	34.8	11.5	
Интрузии Минусинского прогиба (78 ± 4 млн лет)			345.1	73.9	-	-					
Перемагнитченные породы северного Верхоянья (~90–100 млн лет)			12.9	76.3	-	3.5				(Метелкин, 2007)	
Палеомагнитный полюс Сетте-Дабанского магматического комплекса			10.3	77.5	-	2.3				(Павлов и др., 2004)	
N = 6, Plat = 5.8°, Plong = 182.9°, dp/dm = 9.0°/14.4°											

Палеомагнитный полюс для кандыкского времени (Pavlov et al., 2002)										
N = 3, Plat = -3.1°, Plong = 176.7°, A95 = 4.3°										
Результаты теста контакта										
Интрузивное тело в двух километрах от силла р. Сахары, (N 60°42'18.5", E 137°2'21.0")										
Lt	8	309.0	65.1	18.5	13.2	326.6	72.5	18.5	13.2	
Mt	14	320.0	72.7	15.7	10.4	354.0	77.7	15.7	10.4	
Ht	10	287.8	58.9	36.9	8.1	293.3	68.5	36.8	8.1	
Контакт с телом YU1 (Юдома — маленький силл), 25 образцов										
Lt	21	339.5	80.6	10.6	10.3	53.6	57.0	10.6	10.3	
0–1 м от границы контакта										
Ht	4	163.0	45.9	13.2	26.2	133.6	38.4	13.2	26.3	
1–2 м от границы контакта										
Ht	5	159.2	39.7	148.9	6.3	136.0	32.0	150.3	6.3	
2–3 м от границы контакта										
Ht	5	153.4	35.9	95.5	7.9	134.5	26.1	95.3	7.9	
+5 м										
Ht	5	155.0	40.5	34.4	13.2	132.4	30.5	34.5	13.2	
+10 м										
Ht	5	136.3	49.1	32.3	13.7	114.3	29.7	32.3	13.7	
(Pavlov et al., 2002) (песчаники кандыкской свиты)										
1998	10	162.8	51.6	22.0	8.0	129.3	47.0	28.4	7.0	
108	7	165	44	62.3	6.7	141	37	73.0	6.2	
113	3	121	12	52.8	18.0	147	36	88.5	15.2	
125	10	140	53	6.0	18.1	143	42	6.1	18.1	

Примечание: N — количество образцов, Dg(s), Ig(s), K, Alpha95 — параметры статистики Фишера для географической (стратиграфической) системы координат. Обозначения цветом нумерации объектов соответствуют условным обозначениям на рисунках. Серым цветом выделены ячейки со значениями, которые были использованы при расчетах.

Палеомагнитные и петромагнитные данные дают основание считать, что полученные нами палеомагнитные направления для силлов являются первичными и отражают направление геомагнитного поля времени их образования. Это позволило с рассчитанного нами среднего направления для всех тел вычислить новый палеомагнитный полюс Сибирской платформы (табл. 2) на момент времени 1000–970 млн лет назад.

Обратим внимание, что полученные нами направления для силлов р. Юдома совпадают с направлениями, рассчитанными для этих же тел в работах (Павлов и др., 1992; Pavlov et al., 2002). Это выступает еще одним подтверждением данных, представленных в данных работах, а также поддерживает наши новые результаты. При этом в работах (Павлов и др., 1992; Pavlov et al., 2002) неоднократно указывалось на то, что палеомагнитная запись в силлах р. Юдомы может не осреднять вековые вариации магнитного поля и полученный по этим телам полюс может быть лишь виртуальным. В работе (Pavlov et al., 2002) ввиду близких возрастов формирования магматических тел Сетте-Дабанского интрузивного комплекса и вмещающих пород кандыкской свиты было предложено осреднить палеомагнитные направления для осадочных и магматических пород и рассчитать палеомагнитный полюс для кандыкского времени Сибирской платформы. В настоящей статье авторы вычисляют палеомагнитный полюс исключительно на основании данных, полученных для магматических тел Сетте-Дабанского комплекса. В случае дублирования опробованных магматических тел (после работы (Pavlov et al., 2002)) авторы принимают в расчет лишь свои данные. Тем не менее палеомагнитный полюс, предлагаемый в данной работе для интрузивных тел Сетте-Дабанского комплекса для интервала 1000–970 млн лет, совпадает в пределах погрешности с полюсом для кандыкского времени (1050–950 млн лет), предлагаемым в работе (Pavlov et al., 2002) ($\gamma/\gamma_{\text{критический}} = 10.84^\circ/16.67^\circ$ (McFadden and McElhinny, 1990)).

Отдельно обговорим, что несмотря на то что изученные в данной работе интрузивные тела Сетте-Дабанского комплекса в долинах рек Сахара, Аллах-Юнь и Юдома относятся к единому магматическому событию, их существенная взаимная удаленность (расстояние между самыми дальними изученными телами 100–150 км) и вариации в химическом составе указывают на то, что в целом время их кристаллизации может несколько варьировать, и значит магнитная запись в породах данных интрузивных тел, вероятно, может осреднять вариации геомагнитного поля. Так, палеомагнитные направления для силлов рек Сахара и Аллах-Юнь близки, но все же значимо отличаются от направления, выделенного в силлах р. Юдомы (рис. 10) ($\gamma/\gamma_{\text{критический}} = 15.1^\circ/6.1^\circ$ и $21.2^\circ/8.4^\circ$ соответственно (McFadden and McElhinny, 1990)). Это различие сложно объяснить возможными тектоническими вращениями, поскольку в данном регионе таковые сильно не проявлены (Pavlov et al., 2002). Более вероятно, что причиной отличий направлений послужило более длительное остывание интрузий на реках Сахара и Аллах-Юнь или же их немного более позднее/раннее внедрение относительно силлов р. Юдомы. Это позволяет считать, что, осредняя палеомагнитные направления, записанные во всех опробованных нами интрузивных телах Сетте-Дабанского магматического комплекса, мы, скорее всего, можем осреднить записи вариаций геомагнитного поля и получить надежный палеомагнитный полюс.

Рассчитанный нами палеомагнитный полюс для интрузивных тел Сетте-Дабанского магматического комплекса ($P_{\text{лат}} = 5.8^\circ$, $P_{\text{лонг}} = 182.9^\circ$, $dp/dm = 9.0^\circ/14.4^\circ$)

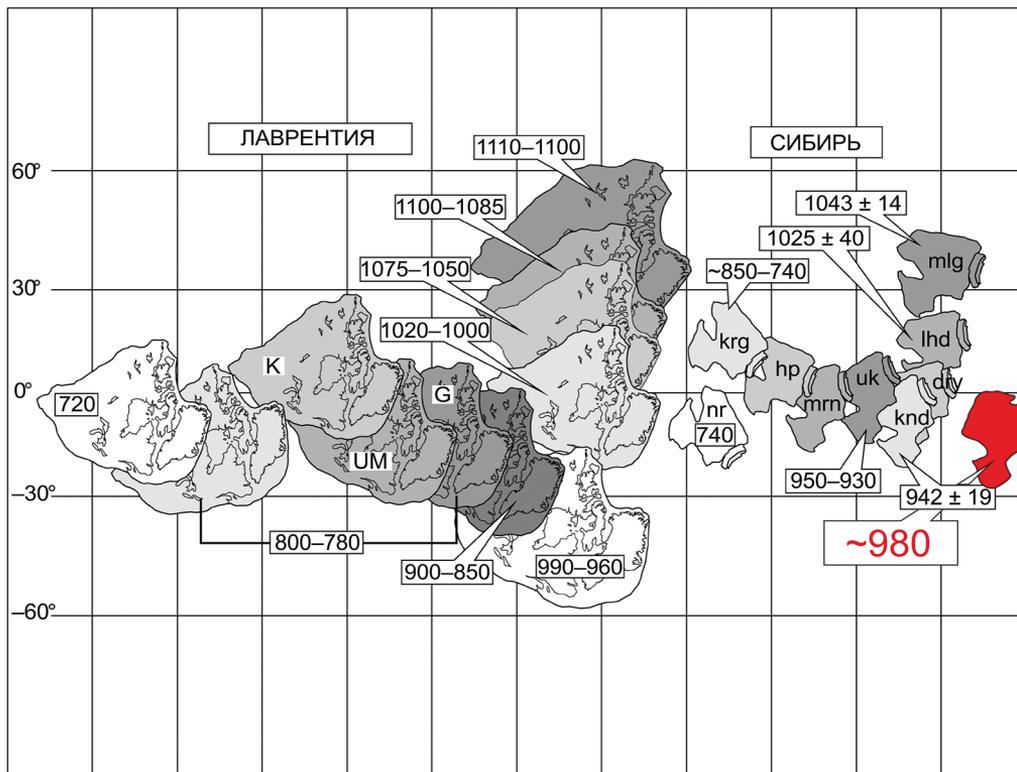


Рис. 11. Сравнение широтного дрейфа Сибирской платформы и Лаврентии на интервале 1100–720 млн лет (Pavlov et al., 2002) с положением Сибирской платформы на момент внедрения Сетте-Дабанского интрузивного комплекса

указывает на то, что Сибирь в интервале ~1000–970 млн лет располагалась в Северном полушарии в тропических широтах (~26° с. ш.) (рис. 11), что согласуется с палеоширотными реконструкциями для неопротерозоя Сибири, предлагаемыми в работе (Pavlov et al., 2015) на отрезок времени 1030–940 млн лет.

6. Заключение

В результате проведенных палеомагнитных и петромагнитных исследований предложен новый палеомагнитный полюс для интрузивных тел Сетте-Дабанского магматического комплекса, подтверждающий и уточняющий результаты работы (Pavlov et al., 2002).

Авторы благодарят О. Ю. Лебедеву, М. А. Калинина, Г. Г. Казакову (ВСЕГЕИ) и С. В. Малышева (СПбГУ) за помощь в отборе образцов, коллектив Лаборатории главного геомагнитного поля и петромагнетизма Института физики Земли РАН имени О. Ю. Шмидта за помощь в проведении анализов и обсуждении результатов, а также анонимных рецензентов за полезные рекомендации к содержанию статьи.

Комплекс петро- и палеомагнитных измерений проводился на базе Центра коллективного пользования «Петрофизика, геомеханика и палеомагнетизм» ИФЗ РАН.

Литература

- Волкодав, И. Г., Старников, А. И., Ян-Жин-Шин, В. А. (1978). Стратиграфия уйской серии позднего докембрия Сетте-Дабана. В: В. В. Хоментовский, под ред., *Новое в стратиграфии и палеонтологии позднего докембрия восточных и северных районов Сибири*. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 12–21.
- Гаврильев, Н. Н. (1975). К литолого-геохимической характеристике усть-кирбинских отложений верхнего рифея Юдомо-Майского прогиба. В: В. Ф. Возин, под ред., *Стратиграфия, палеонтология и литология осадочных формаций Якутии*. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 184–191.
- Лебедева, О. Ю. (2012). *Рифейские, вендские и палеозойские долеритовые комплексы Южного Верхоянья*. Дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ.
- Лосев, А. Г., Лосева, С. Е., Стельмахова, Н. В. (1984). *Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1:200 000. Лист О-53-VI. Объяснительная записка*. Москва: ВСЕГЕИ.
- Мальшев, С. В., Худолей, А. К., Гласмахер, У. А., Казакова, Г. Г., Калинин, М. А. (2018). Определение этапов формирования юго-западной части Верхоянского складчато-надвигового пояса по данным трекового датирования апатита и циркона. *Геотектоника*, 6, 55–68.
- Метелкин, Д. В., Казанский, А. Ю., Брагин, В. Ю., Цельмович, В. А., Лавренчук, А. В., Кунгурцев, Л. В. (2007). Палеомагнетизм позднемеловых интрузий минусинского прогиба (Южная Сибирь). *Геология и геофизика*, 48 (2), 238–253.
- Неволин, Б. С., Потапов, С. В., Ставцев, А. Л. (1978). 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: В. В. Хоментовский, под ред., *Новое в стратиграфии и палеонтологии позднего докембрия восточных и северных районов Сибири*. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 21–63.
- Павлов, В. Э., Бураков, К. С., Цельмович, В. А. (1992). Палеомагнетизм верхнепротерозойских силлов Учуро-Майского района и оценка интенсивности геомагнитного поля в позднем рифее. *Физика Земли*, 1, 92–101.
- Павлов, В. Э., Галле, И., Шацилло, А. В., Водовозов, В. Ю. (2004). Палеомагнетизм нижнего кембрия долины нижнего течения р. Лена — новые ограничения на кривую кажущейся миграции полюса Сибирской платформы и аномальное поведение геомагнитного поля в начале фанерозоя. *Физика Земли*, (2), 28–49.
- Парфенов, Л. М., Кузьмин, М. И. (2001). *Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия)*. Москва: МАИК «Наука/Интерпериодика».
- Парфенов, Л. М., Прокопьев, А. В. (1993). Фронтальные надвиговые структуры Верхоянского пояса. *Геология и геофизика*, 34 (7), 23–34.
- Семихатов, М. А., Овчинникова, Г. В., Горохов, И. М., Кузнецов, А. Б., Васильева, И. М., Гороховский, В. М., Подковыров, В. Н. (2000). Изотопный возраст границы между средним и верхним рифеем: Pb-Pb геохронология карбонатных пород лахандинской серии, Восточная Сибирь. *Докл. РАН*, 372, 216–221.
- Семихатов, М. А., Серебряков, С. Н. (1983). *Сибирский гипостратотип рифея*. Москва: Наука (Труды ГИН, 367).
- Соболев, А. Е., Исправников, А. В. (1985). *Геологическое обоснование перспектив южной части Сетте-Дабанского региона на согласные месторождения свинца, цинка и меди (Хабаровский край)*. [отчет] Тема № 605 — договоры за 1982–1985 гг.
- Старников, А. И. (1989). *Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1:200 000. Лист Р-53-XXXV. Объяснительная записка*. Москва: Союзгеолфонд.
- Старников, А. И. (1990). *Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1:200 000. Лист О-53-V. Объяснительная записка*. Москва: ВСЕГЕИ.
- Старников, А. И., Филатов, А. В. (1998). *Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Лист Р-53-XXXVI. Объяснительная записка*. Москва: ВСЕГЕИ.

- Сухоруков, В. И. (1986). Опорные разрезы верхнего рифея хребта Улахан-Бам. В: В. В. Хоментовский, под ред., *Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Сибирская платформа и внешняя зона Алтае-Саянской складчатой области*. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 23–64.
- Сухоруков, В. И. (2002). *Геология верхнерифейских и вендских образований Сетте-Дабана (Якутия)*. Дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Якутск.
- Храмов, А. Н., Гончаров, Г. И., Комиссарова, Р. А., Писаревский, С. А., Погарская, И. А., Ржевский, Ю. С., Родионов, В. П., Слауцитайс, И. П. (1982). *Палеомагнитология*. Ленинград: Недра.
- Шенфильд, В. Ю. (1991). *Поздний докембрий Сибирской платформы*. Новосибирск: Наука (Труды ИГиГ, 790).
- Якшин, М. С., Исаков, А. В. (1991). Уйская серия Юдомо-Майского прогиба. В: В. В. Хоментовский, под ред., *Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Сибирская платформа и ее обрамление*. Новосибирск: ОИГГМ СО АН СССР, 65–82.
- Ян-Жин-Шин, В. А. (1977). *Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1:200 000. Лист Р-53-XXIX. Объяснительная записка*. Москва: ВСЕГЕИ.
- Ян-Жин-Шин, В. А. (1983). *Тектоника Сетте-Дабанского горст-антиклинория*. Якутск: ЯФСО АН СССР.
- Bogdanova, S. V., Pisarevsky, S. A. and Li, Z. X. (2009). Assembly and Breakup of Rodinia (Some Results of IGCP Project 440). *Stratigraphy and Geological Correlation*, 17 (3), 259–274. <https://doi.org/10.1134/S0869593809030022>
- Day, R., Fuller, M. and Schmidt, V. A. (1977). Hysteresis properties of titanomagnetites: grain-size and compositional dependence. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 13 (4), 260–267.
- Dunlop, D. J. (2002b) 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.*, 107 (B3), 2057. <https://doi.org/10.1029/2001JB000487>
- Dunlop, D. J. (2002a). 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.*, 107 (B3), 2056. <https://doi.org/10.1029/2001JB000486>
- Dunlop, D. J. and Özdemir, Ö. (1997). *Rock Magnetism. Fundamentals and Frontiers*. Cambridge, UK: Cambridge University Press (Cambridge Studies in Magnetism).
- Enkin, R. J. (1994). *A computer program package for analysis and presentation of paleomagnetic data*. Pacific Geoscience Centre. Geological Survey of Canada.
- Gladkochub, D. P., Donskaya, T. V., Stanevich, A. M., Pisarevsky, S. A., Zhang, S., Motova, Z. L., Mazukabzov, A. M. and Li, H. (2019). U-Pb detrital zircon geochronology and provenance of Neoproterozoic sedimentary rocks in southern Siberia: New insights into breakup of Rodinia and opening of Paleo-Asian Ocean. *Gondwana Research*, 65, 1–16. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2018.07.007>
- Harrison, R. J. and Feinberg, J. M. (2008). FORCinel: An improved algorithm for calculating first-order reversal curve distributions using locally weighted regression smoothing. *Geochemistry, Geophys. Geosystems*, 9 (5). <https://doi.org/10.1029/2008GC001987>
- Khudoley, A. K. and Guriev, G. A. (2003). Influence of syn-sedimentary faults on orogenic structure: examples from the Neoproterozoic — Mesozoic east Siberian passive margin. *Tectonophysics*, 365, 23–43.
- Khudoley, A. K., Kropachev, A. P., Tkachenko, V. I., Rublev, A. G., Sergeev, S. A., Matukov, D. I. and Lyahnitskaya, O. Yu. (2007). Meso-to-Neoproterozoic evolution of the Siberian craton and adjacent microcontinents: an overview with constraints for Laurentian connection. In: P. K. Link, R. S. Lewis, ed., *Proterozoic Geology of Western America and Siberia*, 86, 209–226.
- Khudoley, A., Chamberlain, K., Ershova, V., Sears, J., Prokoviev, A., MacLean, J., Kazakova, G., Malyshev, S., Molchanov, A., Kullerud, K., Toro, J., Miller, E., Veselovskiy, R., Li, A. and Chipley, D. (2015). Proterozoic supercontinental restorations: Constraints from provenance studies of Mesoproterozoic to Cambrian clastic rocks, eastern Siberian Craton. *Precambrian Research*, 259, 78–94. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2014.10.003>
- Kirschvink, J. L. (1980). The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data. *Astron. Soc.*, 62, 699–718.
- Li, Z. X., Bogdanova, S. V., Collins, A. S., Davidson, A., De Waele, B., Ernst, R. E., Fitzsimons, I. C. W., Fuck, R. A., Gladkochub, D. P., Jacobs, J., Karlstrom, K. E., Lu, S., Natapov, L. M., Pease, V., Pisarevsky, S. A., Thrane, K. and Vernikovskiy, V. (2008). Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: A synthesis. *Precambrian Research*, 160 (1–2), 179–210. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2007.04.021>

- McFadden, P.L. and McElhinny, M. W. (1990). Classification of the reversal test in palaeomagnetism. *Geophysical Journal International*, 103 (3), 725–729. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1990.tb05683.x>
- Metelkin, D. V., Vernikovskiy, V. A. and Kazansky, A. Yu. (2007). Neoproterozoic evolution of Rodinia: Constraints from new paleomagnetic data on the western margin of the Siberian craton. *Russian Geology and Geophysics*, 48 (1), 32–45. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2006.12.004>
- Metelkin, D. V., Vernikovskiy, V. A. and Matushkin, N. Yu. (2015). Arctida between Rodinia and Pangea. *Precambrian Research*, 259, 114–129. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2014.09.013>
- Pavlov, V. E., Gallet, Y., Petrov, P. Yu., Zhuravlev, D. Z. and Shatsillo, A. V. (2002). The Ui Group and Late Riphean Sills in the Uchur–Maya Area: Isotope and Paleomagnetic Data and the Problem of the Rodinia Supercontinent. *Geotectonics*, 36, 278–292.
- Pavlov, V. E., Shatsillo, A. V. and Petrov, P. Yu. (2015). Paleomagnetism of the upper Riphean deposits in the Turukhansk and Olenek uplifts and Uda Pre-Sayan region and the neoproterozoic drift of the Siberian Platform. *Izv., Phys. Solid Earth*, 51, 716–747. <https://doi.org/10.1134/S1069351315050092>
- Pisarevskiy, S. A., Gladkochub, D. P., Konstantinov, K. M., Mazukabzov, A. M., Stanevich, A. M., Murphy, J. B., Tait, J. A., Donskaya, T. V. and Konstantinov, I. K. (2013). Paleomagnetism of Cryogenian Kitoi mafic dykes in South Siberia: Implications for Neoproterozoic paleogeography. *Precambrian Research*, 231, 372–382. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2013.04.007>
- Pisarevskiy, S. A., Natapov, L. M., Donskaya, T. V., Gladkochub, D. P. and Vernikovskiy, V. A. (2008). Proterozoic Siberia: A promontory of Rodinia. *Precambrian Research*, 160 (1–2), 66–76. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2007.04.016>
- Rainbird, R. H., Stern, R. A., Khudoley, A. K., Kropachev, A. P., Heaman, L. M. and Sukhorukov, V. I. (1998). U–Pb geochronology of sandstone and gabbro from southeast Siberia and its bearing on the Laurentia — Siberia connection. *Earth and Planetary Science Letters*, 164, 409–420.
- Roberts, A. P., Heslop, D., Zhao, X. and Pike, C. R. (2014). Understanding fine magnetic particle systems through use of first-order reversal curve diagrams. *Rev. Geophys.*, 52, 557–602. <https://doi.org/10.1002/2014RG000462>
- Roberts, A. P., Pike, C. R. and Verosub, K. L. (2000). First-order reversal curve diagrams: A new tool for characterizing the magnetic properties of natural samples. *J. Geophys. Res.*, 105 (B12), 28461–28475. <https://doi.org/10.1029/2000JB900326>
- Savelev, A. D., Malyshev, S. V., Savatenkov, V. M., Ignatov, D. D. and Kuz’kina, A. D. (2020). Meso-Neoproterozoic Mafic Sills along the South-Eastern margin of the Siberian Craton, SE Yakutia: Petrogenesis, Tectonic and Geochemical features. *Minerals*, 10 (9), 805. <https://doi.org/10.3390/min10090805>
- Torsvik, T. H., Van der Voo, R., Preeden, U., Mac Niocaill, C., Steinberger, B., Doubrovine, P. V., van Hinsbergen, D. J. J., Domeier, M., Gaina, C., Tohver, E., Meert, J. G., McCausland, P. J. A. and Cocks, L. R. M. (2012). Phanerozoic polar wander, palaeogeography and dynamics. *Earth-Science Reviews*, 114 (3–4), 325–368. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2012.06.007>

Статья поступила в редакцию 25 апреля 2021 г.
Статья рекомендована к печати 19 октября 2021 г.

Контактная информация:

Савельев Александр Дмитриевич — aleksandr.d.savelev@gmail.com
Пазухина Анна Александровна — aapazukhina@gmail.com
Пасенко Александр Михайлович — pasenkoal@ya.ru

Paleomagnetism of the Sette-Daban Meso-Neoproterozoic magmatic complex of the southeastern margin of the Siberian platform*

A. D. Savelev¹, A. A. Pazukhina¹, A. M. Pasenko²

¹ St. Petersburg State University,

7–9, Universitetskaya nab., St. Petersburg, 199034, Russian Federation

² Schmidt Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences,

10, Bolshaya Gruzinskaya ul., Moscow, 123242, Russian Federation

For citation: Savelev, A. D., Pazukhina, A. A., Pasenko, A. M. (2021). Paleomagnetism of the Sette-Daban Meso-Neoproterozoic magmatic complex of the southeastern margin of the Siberian platform. *Vestnik of Saint Petersburg University. Earth Sciences*, 66 (4), 638–664.

<https://doi.org/10.21638/spbu07.2021.401> (In Russian)

The interval of ~1000 to ~900 Ma is one of the key ones in the history of the evolution of the Siberian platform. At this time, the formation of the Neoproterozoic supercontinent Rodinia took place, which undoubtedly found its reflection in the geological annals of Siberia. A reflection of the kinematics of the Siberian platform is its apparent pole wander path, the development of which will help to clarify the geodynamics of the platform at the beginning of the Neoproterozoic. However, within the Siberian platform there are few known objects of this age that are suitable for performing paleomagnetic determinations. The consequence of this is a very limited number of existing reliable poles, obtained either from sedimentary rocks with very imprecise age limits, or from rocks of the Yenisei Ridge and Taimyr with an ambiguous structural position. This paper presents the results of paleomagnetic studies of the Proterozoic igneous rocks of the Sette-Daban complex of the southern Verkhoyansk region, the formation of which took place ~1000–970 Ma. Detailed thermal magnetic cleaning made it possible to reveal the high-temperature characteristic component in a significant number of the samples. It has maximum unblocking temperatures of about 580 °C, lying in the region of the Curie point of magnetite. The average direction of the characteristic component for the sills sampled in the valley of the Yudoma coincides with the direction obtained earlier on the same bodies. The calculated paleomagnetic pole for the intrusive bodies of the Sette-Daban magmatic complex (Plat = 5.8°, Plong = 182.9°, dp/dm = 9.0°/14.4°) confirms and refines the previously obtained pole for the rocks of this complex, and also indicates that Siberia in the range of ~1000–970 Ma was located in the northern hemisphere in tropical latitudes (~26 °N). The analysis of the available geochronological and geochemical data, coupled with new paleomagnetic data, made it possible to clarify the age of the Sette-Daban magmatic event and limit it within ~1000–970 Ma.

Keywords: paleomagnetism, Siberian platform, mesoproterozoic, neoproterozoic, magmatism, paleomagnetic pole.

References

- Bogdanova, S. V., Pisarevsky, S. A. and Li, Z. X. (2009). Assembly and Breakup of Rodinia (Some Results of IGCP Project 440). *Stratigraphy and Geological Correlation*, 17 (3), 259–274. <https://doi.org/10.1134/S0869593809030022>
- Day, R., Fuller, M. and Schmidt, V. A. (1977). Hysteresis properties of titanomagnetites: grain-size and compositional dependence. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 13 (4), 260–267.
- Dunlop, D. J. (2002b) 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.*, 107 (B3), 2057. <https://doi.org/10.1029/2001JB000487>

* The studies were supported by the Russian Science Foundation (grant No. 19-77-10048) and government assignment of the Schmidt Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences.

- Dunlop, D.J. (2002a). 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.*, 107 (B3), 2056. <https://doi.org/10.1029/2001JB000486>
- Dunlop, D.J. and Özdemir, Ö. (1997). *Rock Magnetism. Fundamentals and Frontiers*. Cambridge, UK: Cambridge University Press (Cambridge Studies in Magnetism).
- Enkin, R. J. (1994). *A computer program package for analysis and presentation of paleomagnetic data*. Pacific Geoscience Centre. Geological Survey of Canada.
- Gavriliev, N.N. (1975). On the lithological and geochemical characteristics of the Ust-Kirbinsk deposits of the Upper Riphean of the Yudoma-May trough. In: V.F.Vozin, ed., *Stratigraphy, paleontology and lithology of sedimentary formations in Yakutia*. Yakutsk: Yakut Branch of the Siberian Branch of the USSR Academy of Sciences Publ., 184–191. (In Russian)
- Gladkochub, D.P., Donskaya, T.V., Stanevich, A.M., Pisarevsky, S.A., Zhang, S., Motova, Z.L., Mazukabzov, A.M. and Li, H. (2019). U-Pb detrital zircon geochronology and provenance of Neoproterozoic sedimentary rocks in southern Siberia: New insights into breakup of Rodinia and opening of Paleo-Asian Ocean. *Gondwana Research*, 65, 1–16. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2018.07.007>
- Harrison, R.J. and Feinberg, J.M. (2008). FORCinel: An improved algorithm for calculating first-order reversal curve distributions using locally weighted regression smoothing. *Geochemistry, Geophys. Geosystems*, 9 (5). <https://doi.org/10.1029/2008GC001987>
- Khranov, A.N., Goncharov, G.I., Komissarova, R.A., Pisarevskii, S.A., Pogarskaia, I.A., Rzhenskii, Iu. S., Rodionov, V.P. and Slautsitais, I.P. (1982). *Paleomagnetology*. Leningrad: Nedra Publ. (In Russian)
- Khudoley, A.K. and Guriev, G.A. (2003). Influence of syn-sedimentary faults on orogenic structure: examples from the Neoproterozoic — Mesozoic east Siberian passive margin. *Tectonophysics*, 365, 23–43.
- Khudoley, A.K., Kropachev, A.P., Tkachenko, V.I., Rublev, A.G., Sergeev, S.A., Matukov, D.I. and Lyahnitskaya, O.Yu. (2007). Meso-to-Neoproterozoic evolution of the Siberian craton and adjacent microcontinents: an overview with constraints for Laurentian connection. In: P.K.Link, R.S.Lewis, ed., *Proterozoic Geology of Western America and Siberia*, 86, 209–226.
- Khudoley, A., Chamberlain, K., Ershova, V., Sears, J., Prokopiev, A., MacLean, J., Kazakova, G., Malyshev, S., Molchanov, A., Kullerud, K., Toro, J., Miller, E., Veselovskiy, R., Li, A. and Chipley, D. (2015). Proterozoic supercontinental restorations: Constraints from provenance studies of Mesoproterozoic to Cambrian clastic rocks, eastern Siberian Craton. *Precambrian Research*, 259, 78–94. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2014.10.003>
- Kirschvink, J.L. (1980). The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data. *Astron. Soc.*, 62, 699–718.
- Lebedeva, O.Yu. (2012). *Riphean, Vendian and Paleozoic dolerite complexes of the South Verkhoyansk region*. PhD thesis. St. Petersburg: Russian Geological Research Institute (VSEGEI) Publ. (In Russian)
- Li, Z.X., Bogdanova, S.V., Collins, A.S., Davidson, A., De Waele, B., Ernst, R.E., Fitzsimons, I.C.W., Fuck, R.A., Gladkochub, D.P., Jacobs, J., Karlstrom, K.E., Lu, S., Natapov, L.M., Pease, V., Pisarevsky, S.A., Thrane, K. and Vernikovskiy, V. (2008). Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: A synthesis. *Precambrian Research*, 160 (1–2), 179–210. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2007.04.021>
- Losev, A.G., Loseva, S.E. and Stelmakhova, N.V. (1984). *State Geological Map of the USSR. Scale 1:200 000. Sheet O-53-VI. Explanatory letter*. Moscow: Russian Geological Research Institute Publ. (In Russian)
- Malyshev, S.V., Khudoley, A.K., Glasmacher, U.A., Kazakova, G.G. and Kalinin, M.A. (2018). Determination of the stages of formation of the southwestern part of the Verkhoyansk fold-thrust belt based on the track dating of apatite and zircon. *Geotectonics*, 6, 55–68. (In Russian)
- McFadden, P.L. and McElhinny, M.W. (1990). Classification of the reversal test in palaeomagnetism. *Geophysical Journal International*, 103 (3), 725–729. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1990.tb05683.x>
- Metelkin, D.V., Kazansky, A.Yu., Bragin, V.Yu., Tselmovich, V.A., Lavrenchuk, A.V. and Kungurtsev, L.V. (2007). Paleomagnetism of Late Cretaceous intrusions of the Minusinsk trough (Southern Siberia). *Geology and Geophysics*, 48 (2), 238–253. (In Russian)
- Metelkin, D.V., Vernikovskiy, V.A. and Kazansky, A.Yu. (2007). Neoproterozoic evolution of Rodinia: Constraints from new paleomagnetic data on the western margin of the Siberian craton. *Russian Geology and Geophysics*, 48 (1), 32–45. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2006.12.004>
- Metelkin, D.V., Vernikovskiy, V.A. and Matushkin, N.Yu. (2015). Arctida between Rodinia and Pangea. *Precambrian Research*, 259, 114–129. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2014.09.013>

- Nevolin, B. S., Potapov, S. V. and Stavtsev, A. L. (1978). Upper Proterozoic (Riphean) and Lower Cambrian of the southeastern margin of the Siberian platform, the Yudoma-May trough and the Okhotsk middle massif. Stratigraphy of the Ui Group of the Late Precambrian Sette-Daban. In: V. V. Khomentovsky, ed., *New in the stratigraphy and paleontology of the Late Precambrian of the eastern and northern regions of Siberia*. Novosibirsk: Institute of Geology and Geophysics of the Siberian Branch of the USSR Academy of Sciences Publ., 21–63. (In Russian)
- Parfenov, L. M. and Kuzmin, M. I. (2001). *Tectonics, geodynamics and metallogeny of the territory of the Republic of Sakha (Yakutia)*. Moscow: MAIK "Nauka/Interperiodica" Publ. (In Russian)
- Parfenov, L. M. and Prokopiev, A. V. (1993). Frontal thrust structures of the Verkhoyansk belt. *Geology and Geophysics*, 34 (7), 23–34. (In Russian)
- Pavlov, V. E., Burakov, K. S. and Tselmovich, V. A. (1992). Paleomagnetism of the Upper Proterozoic sills of the Uchur-Maisky region and an estimate of the intensity of the geomagnetic field in the Late Riphean. *Physics of the Earth*, 1, 92–101. (In Russian)
- Pavlov, V. E., Galle, I., Shatsillo, A. V. and Vodovozov, V. Yu. (2004). Paleomagnetism of the Lower Cambrian of the valley of the lower reaches of the river Lena — new restrictions on the curve of the apparent migration of the pole of the Siberian platform and anomalous behavior of the geomagnetic field at the beginning of the Phanerozoic. *Physics of the Earth*, 2, 28–49. (In Russian)
- Pavlov, V. E., Gallet, Y., Petrov, P. Yu., Zhuravlev, D. Z. and Shatsillo, A. V. (2002). The Ui Group and Late Riphean Sills in the Uchur-Maya Area: Isotope and Paleomagnetic Data and the Problem of the Rodinia Supercontinent. *Geotectonics*, 36, 278–292. (In Russian)
- Pavlov, V. E., Shatsillo, A. V. and Petrov, P. Yu. (2015). Paleomagnetism of the upper Riphean deposits in the Turukhansk and Olenek uplifts and Uda Pre-Sayan region and the neoproterozoic drift of the Siberian Platform. *Izv., Phys. Solid Earth*, 51, 716–747. <https://doi.org/10.1134/S1069351315050092>
- Pisarevsky, S. A., Gladkochub, D. P., Konstantinov, K. M., Mazukabzov, A. M., Stanevich, A. M., Murphy, J. B., Tait, J. A., Donskaya, T. V. and Konstantinov, I. K. (2013). Paleomagnetism of Cryogenian Kitoi mafic dykes in South Siberia: Implications for Neoproterozoic paleogeography. *Precambrian Research*, 231, 372–382. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2013.04.007>
- Pisarevsky, S. A., Natapov, L. M., Donskaya, T. V., Gladkochub, D. P. and Vernikovskiy, V. A. (2008). Proterozoic Siberia: A promontory of Rodinia. *Precambrian Research*, 160 (1–2), 66–76. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2007.04.016>
- Rainbird, R. H., Stern, R. A., Khudoley, A. K., Kropachev, A. P., Heaman, L. M. and Sukhorukov, V. I. (1998). U-Pb geochronology of sandstone and gabbro from southeast Siberia and its bearing on the Laurentia — Siberia connection. *Earth and Planetary Science Letters*, 164, 409–420.
- Roberts, A. P., Heslop, D., Zhao, X. and Pike, C. R. (2014). Understanding fine magnetic particle systems through use of first-order reversal curve diagrams. *Rev. Geophys.*, 52, 557–602. <https://doi.org/10.1002/2014RG000462>
- Roberts, A. P., Pike, C. R. and Verosub, K. L. (2000). First-order reversal curve diagrams: A new tool for characterizing the magnetic properties of natural samples. *J. Geophys. Res.*, 105 (B12), 28461–28475. <https://doi.org/10.1029/2000JB900326>
- Savelev, A. D., Malyshev, S. V., Savatenkov, V. M., Ignatov, D. D. and Kuz'kina, A. D. (2020). Meso-Neoproterozoic Mafic Sills along the South-Eastern margin of the Siberian Craton, SE Yakutia: Petrogenesis, Tectonic and Geochemical features. *Minerals*, 10 (9), 805. <https://doi.org/10.3390/min10090805>
- Semikhatov, M. A. and Serebryakov, S. N. (1983). *Siberian Riphean hypostratotype*. Moscow: Nauka Publ. (Proceedings of the Geological Institute, 367). (In Russian)
- Semikhatov, M. A., Ovchinnikova, G. V., Gorokhov, I. M., Kuznetsov, A. B., Vasilieva, I. M., Gorokhovskiy, V. M. and Podkovyrov, V. N. (2000). Isotopic age of the boundary between the Middle and Upper Riphean: Pb-Pb geochronology of carbonate rocks of the Lakhanda Group, Eastern Siberia. *Doklady Earth Sciences*, 372, 625–629.
- Shenfil, V. Yu. (1991). *Late Precambrian of the Siberian Platform*. Novosibirsk: Nauka Publ. (Proceedings of the Institute of Geology and Geophysics, 790). (In Russian)
- Sobolev, A. E. and Ispravnikov, A. V. (1985). *Geological substantiation of the prospects of the southern part of the Sette-Daban region for consonant deposits of lead, zinc and copper (Khabarovsk Territory)*. [report] Subject No. 605 — contracts for 1982–1985. (In Russian)
- Starnikov, A. I. (1989). *State Geological Map of the USSR. Scale 1:200 000. Sheet P-53-XXXV. Explanatory letter*. Moscow: Soyuzgeolfond Publ. (In Russian)

- Starnikov, A. I. (1990). *State Geological Map of the USSR. Scale 1:200 000. Sheet O-53-V. Explanatory letter*. Moscow: Russian Geological Research Institute (VSEGEI) Publ. (In Russian)
- Starnikov, A. I. and Filatov, A. V. (1998). *State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1:200 000. Sheet P-53-XXXVI. Explanatory letter*. Moscow: Russian Geological Research Institute (VSEGEI) Publ. (In Russian)
- Sukhorukov, V. I. (1986). Support sections of the Upper Riphean of the Ulakhan-Bam ridge. In: V. V. Khomentovsky, ed., *Late Precambrian and Early Paleozoic of Siberia. Siberian platform and outer zone of the Altai-Sayan folded area*. Novosibirsk: Institute of Geology and Geophysics of the Siberian Branch of the USSR Academy of Sciences Publ., 23–64. (In Russian)
- Sukhorukov, V. I. (2002). *Geology of the Upper Riphean and Vendian formations of Sette-Daban (Yakutia)*. PhD thesis. Yakutsk. (In Russian)
- Torsvik, T. H., Van der Voo, R., Preeden, U., Mac Niocaill, C., Steinberger, B., Doubrovine, P. V., van Hinsbergen, D. J. J., Domeier, M., Gaina, C., Tohver, E., Meert, J. G., McCausland, P. J. A. and Cocks, L. R. M. (2012). Phanerozoic polar wander, palaeogeography and dynamics. *Earth-Science Reviews*, 114 (3–4), 325–368. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2012.06.007>
- Volkodav, I. G., Starnikov, A. I. and Yan-Zhin-Shin, V. A. (1978). Stratigraphy of the Ui Group of the Late Precambrian Sette-Daban. In: V. V. Khomentovsky, ed., *New in the stratigraphy and paleontology of the Late Precambrian of the eastern and northern regions of Siberia*. Novosibirsk: Institute of Geology and Geophysics of the Siberian Branch of the USSR Academy of Sciences Publ., 12–21. (In Russian)
- Yakshin, M. S. and Isakov, A. V. (1991). Uiskaya series of the Yudoma-Maya trough. In: V. V. Khomentovsky, ed., *Late Precambrian and Early Paleozoic of Siberia. Siberian platform and its framing*. Novosibirsk: Joint Institute of Geology, Geophysics and Mineralogy of the Siberian Branch of the USSR Academy of Sciences Publ., 65–82. (In Russian)
- Yan-Zhin-Shin, V. A. (1977). *State Geological Map of the USSR. Scale 1:200 000. Sheet P-53-XXIX. Explanatory letter*. Moscow: Russian Geological Research Institute (VSEGEI) Publ. (In Russian)
- Yan-Zhin-Shin, V. A. (1983). *Tectonics of the Sette-Daban horst-anticlinorium*. Yakutsk: Yakut Branch of the Siberian Branch of the USSR Academy of Sciences Publ. (In Russian)

Received: April 25, 2021

Accepted: October 19, 2021

Contact information:

Aleksandr D. Savelev — aleksandr.d.savelev@gmail.com

Anna A. Pazukhina — aapazukhina@gmail.com

Aleksandr M. Pasenko — pasenkoal@ya.ru