

ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА

УДК 550.384.5; 550.93; 551.83

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ОСТРОВА ЖАННЕТТЫ
(архипелаг Де-Лонга, Восточная Арктика)

А.И. Чернова^{1,2}, Д.В. Метелкин^{2,1}, Н.Ю. Матушкин^{1,2}, В.А. Верниковский^{1,2}, А.В. Травин^{3,2,4}

¹ Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

² Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

³ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

⁴ Томский государственный университет, 634050, Томск, просп. Ленина, 36, Россия

Приводится характеристика и обобщение геолого-структурных, изотопно-геохронологических и палеомагнитных данных, впервые полученных для территории о. Жаннетты в составе арх. Де-Лонга. До недавнего времени этот небольшой скальный выступ в Восточно-Сибирском море, открытый в конце позапрошлого века, фактически являлся белым пятном на геологической карте. Проведенные в 2013 г. полевые наблюдения и последующий лабораторный анализ собранной геологической коллекции показывают, что остров имеет вулканогенно-осадочный тип разреза, включающий многочисленные маломощные (до первых метров) дайки долеритов. Последние являются главным объектом настоящего исследования. Полученные $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопно-геохронологические данные свидетельствуют о том, что наиболее ранний этап внедрения даек соответствует эдиакарию (553.6 ± 10.3 млн лет). Позднее, по ранний карбон включительно, можно предполагать несколько тектонотермальных событий, повлиявших на сохранность изотопной системы в изученных долеритах. При этом, согласно палеомагнитным данным, возможен еще как минимум один этап формирования даек — в раннем ордовике, поскольку координаты их виртуальных геомагнитных полюсов практически не отличаются от ордовикского палеомагнитного полюса, установленного для карбонатных пород о. Котельный. Описаны основные петромагнитные характеристики изученных долеритов, магнитная минералогия, обосновывается первичная термоостаточная природа установленной характеристической компоненты, а также согласованность с имеющимися сведениями по палеомагнетизму, тектонике и палеогеографии Новосибирских островов.

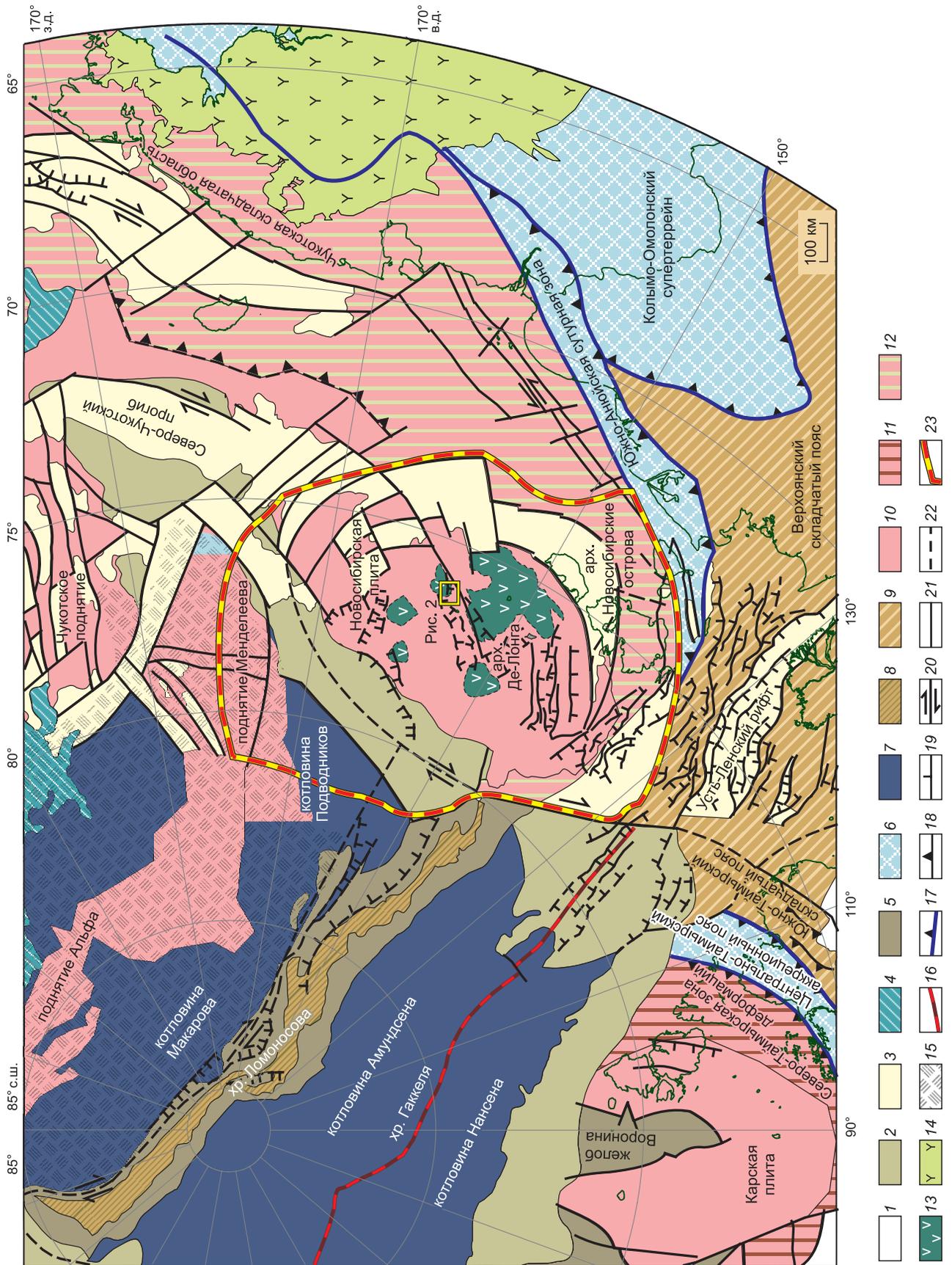
Палеомагнетизм, изотопная геохронология, о. Жаннетты, арх. Де-Лонга, Новосибирские острова, Арктика.

GEOLOGY AND PALEOMAGNETISM OF JEANNETTE ISLAND (*De Long Archipelago, Eastern Arctic*)

A.I. Chernova, D.V. Metelkin, N.Yu. Matushkin, V.A. Vernikovskiy, and A.V. Travin

New characteristics and generalized geostructural, isotope-geochronological, and paleomagnetic data are presented for the first time for the territory of Jeannette Island in the De Long Archipelago. Until recently, this small rock outcrop in the East Siberian Sea, discovered in the late 19th century, has been in effect a blank spot on the geological map. Field work made in 2013 and subsequent laboratory analysis of the obtained sample collection show that the island has a volcanosedimentary section including many thin (up to several meters) dolerite dikes. These dikes are the main target of the study. Newly obtained $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ isotope-geochronological data indicate that the earliest dike intrusion stage corresponds to the Ediacaran (553.6 ± 10.3 Ma). Several subsequent tectonothermal events can be inferred until and through the Early Carboniferous, which affected the stability of the isotope system in the dolerites. In addition, paleomagnetic data confirm at least one more stage of dike emplacement, in the Early Ordovician, as the coordinates of the virtual geomagnetic poles for the dikes are nearly identical to those of the Ordovician paleomagnetic pole determined for carbonate rocks of Kotelny Island. The study describes the main petromagnetic characteristics and magnetic mineralogy of the studied dolerites, validating the primary thermoremanent nature of the identified characteristic component. The results agree with available information on the paleomagnetism, tectonics, and paleogeography of the New Siberian Islands.

Paleomagnetism, isotope geochronology, Jeannette Island, De Long Archipelago, New Siberian Islands, Arctic



1 — чехол молодых платформ; 2 — современный континентальный склон; 3 — рифтогенные, синдвигтовые бассейны MZ-KZ; 4 — фрагменты каледонских орогенных поясов; 5 — трог и склоны с корой переходного типа; 6 — аккреционно-коллизонные комплексы; 7 — океанская кора; 8 — блоки, хребты с континентальной корой; 9 — чехол Сибирской платформы, деформированный в мезозое; 10–12 — литосферные плиты; 10 — с позднедокембрийским фундаментом, 11 — с позднедокембрийским фундаментом, подвергшиеся герцинским тектоническим деформациям, 12 — с позднедокембрийским фундаментом, подвергшиеся киммерийским тектоническим деформациям; 13 — базальты и бимодальные вулканические ассоциации внутриплитного типа (K_{1-N}); 14 — Охотско-Чукотский вулканогенно-тонический пояс (K_{1,2}); 15 — крупная магматическая провинция Альфа-Менделеева (щелочные базальты, 120–90 млн лет); 16 — активная ось спрединга; 17 — сутуры; 18 — надвиги, взбросы; 19 — сбросы; 20 — свдвиги; 21 — разломы неясной кинематики; 22 — предполагаемые разломы; 23 — предпологаемые контуры Новосибирского террейна.

ВВЕДЕНИЕ

Геологическое строение шельфа Восточной Арктики является сегодня одним из наиболее актуальных вопросов как для фундаментальной науки, так и для решения прикладных, в том числе геополитических задач [Лобковский и др., 2011; Добрецов, Конторович, 2013; Лаверов и др., 2013]. Группа островов Де-Лонга на крайнем северо-востоке арх. Новосибирские острова — один из немногих объектов, доступных для прямых геологических наблюдений в пределах этой территории. В составе островов Де-Лонга объединяют пять небольших по размерам островных поднятий: Беннетта, Жохова, Вилькицкого, Генриетты и Жаннетты. Почти все они остаются наименее изученными в Новосибирском архипелаге и Восточной Арктике в целом, хотя в последнее время проводится активное геолого-геофизическое изучение территории как островов, так и прилегающего шельфа. Нельзя не отметить достигнутые успехи в расшифровке тектонической эволюции, а также геологического строения данных геологических структур и в построении более обоснованных геодинамических моделей [Miller et al., 2006; Филатова, Хаин, 2010; Верниковский и др., 2013а; Кулаков и др., 2013; Кораго и др., 2014; Пяткова и др., 2015; Лобковский, 2016]. Объективные сложности исследований в этом регионе обусловлены, прежде всего, их труднодоступностью, суровыми климатическими условиями, которые позволяют проводить геологические маршруты только в узкий интервал времени, и малыми размерами самих островов с ограниченным количеством объектов, доступных для изучения. Самым малоизученным является о. Жаннетты, открытый в 1881 г. во время экспедиции американского полярного исследователя Джорджа Вашингтона Де-Лонга. До недавнего времени остров фактически представлял белое пятно на геологической карте. Единственным геологом, посетившим остров в 1933 г., был М.М. Ермолаев, оставивший только общие сведения о слагающих его породах. Согласно этим данным, на острове распространена псефитопсаммитовая толща, которую принято сопоставлять с вулканогенно-осадочными породами расположенного поблизости о. Генриетты [Виноградов и др., 1975]. Вместе с тем острова Де-Лонга, расположенные в зоне сочленения региональных тектонических элементов евразийского континента и погруженных подводных хребтов Северного Ледовитого океана (рис. 1), являются ключевым объектом для выяснения геологического строения и реконструкции тектонической эволюции континентального шельфа Восточной Арктики. Поэтому в сентябре 2013 г. ФГУП «ВСЕГЕИ» была организована экспедиция, одной из задач которой стало посещение о. Жаннетты. В состав этой экспедиции вошли авторы настоящей статьи. Результаты полевых наблюдений представлены в работе [Соболев и др., 2014]. В ходе кратковременного посещения острова удалось собрать уникальный каменный материал, предварительные результаты изучения которого раскрывают некоторые аспекты геологической истории острова в конце эдиакария—раннем палеозое [Матушкин и др., 2016; Жданова и др., 2016; Ershova et al., 2016]. В настоящей работе представлено обобщение всех полученных нами изотопно-геохронологических и палеомагнитных исследований долеритовых даек, распространенных в изученной части о. Жаннетты.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Остров Жаннетты — это небольшой по площади (около 3 км²) выступ на крайнем северо-востоке арх. Де-Лонга в 70 км восточнее о. Генриетты. Со всех сторон берега острова — непрерывные скалистые обрывы, более высокие и крутые в южной и юго-восточной части и более пологие в северной. Поверхность острова в субширотном сечении имеет двугорбый профиль с абсолютными отметками вершин 225 м на северо-западе и 351 м на северо-востоке, разделенных врезанной меридиональной промоиной, обращенной на север (рис. 2). Удлиненная в северо-западном направлении форма острова с более крутым береговым склоном на юге обусловлена пологим моноклиналильным за-

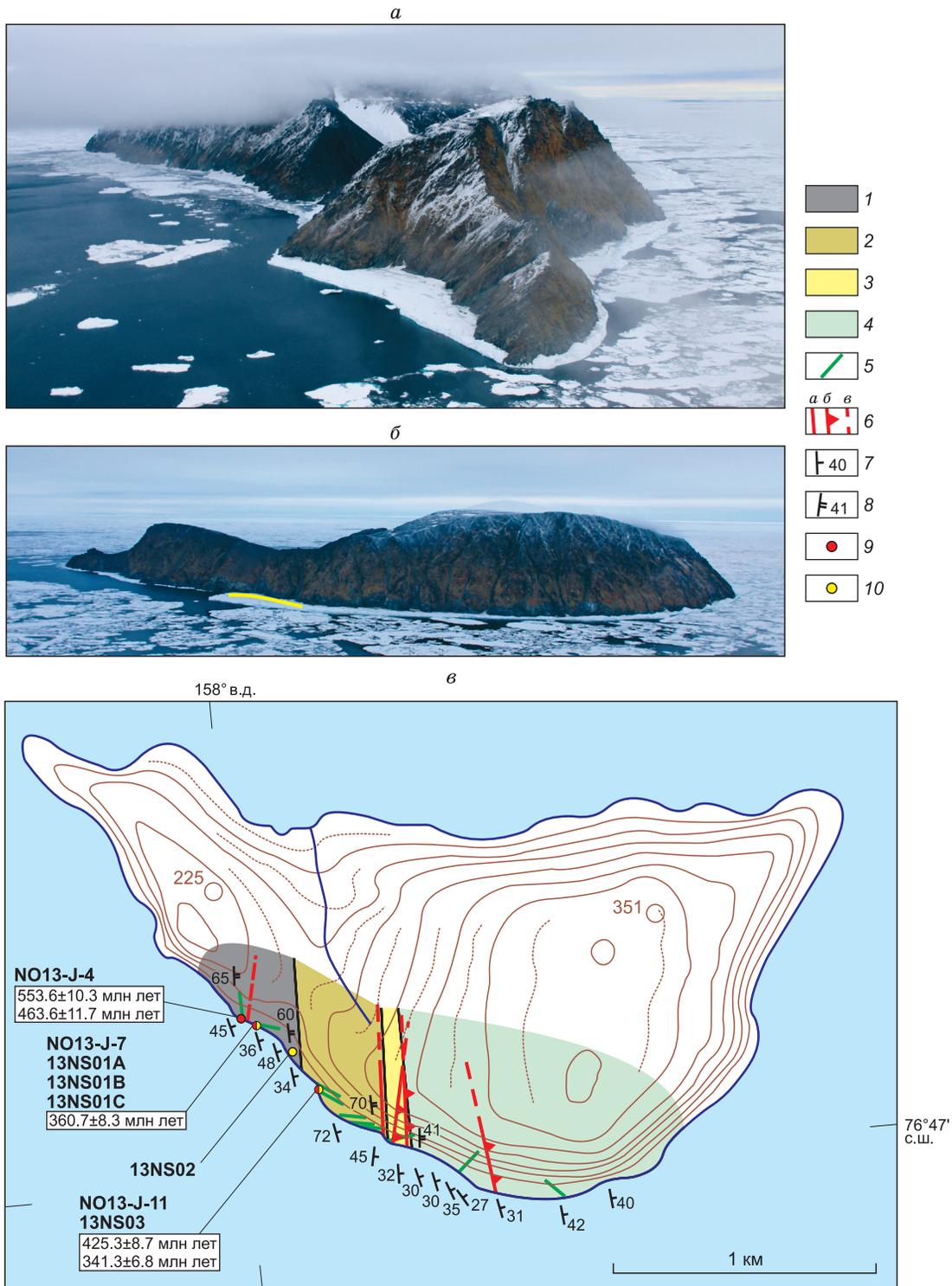


Рис. 2. Внешний вид и геологическое строение о. Жаннетты.

a — фото северо-западного берега, *б* — фото южного берега с обозначенной линией (желтая) маршрутов, *в* — геологическая схема по результатам исследования с использованием материалов [Соболев и др., 2014; Ershova et al., 2016]. Топография острова получена путем интерпретации цифровых моделей рельефа и космических снимков Landsat (Christoph Normann, www.imagico.de). Фото А.В. Прокопьева из [Соболев и др., 2014].

1 — первая пачка: тонкозернистые вулканогенно-обломочные турбидиты, песчаники, гравелиты, туфы; 2 — вторая пачка: преимущественно туфобрекчии; 3 — третья пачка: тонкозернистые вулканогенно-обломочные турбидиты и туфобрекчии; 4 — четвертая пачка: преимущественно грубозернистые вулканогенно-обломочные турбидиты; 5 — наиболее крупные дайки долеритов (мощность 1.0—1.5 м); 6 — разломы неясной кинематики (*a*), взбросонадвиговой кинематики (*б*) и предполагаемые (*в*); 7 — залегание слоистости; 8 — залегание кливажа; 9 — точки отбора проб на изотопно-геохронологические исследования; 10 — точки отбора проб на палеомагнитные исследования. На сносах указаны номера точек опробования, снизу полученные значения $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраста.

леганием формирующей его толщи с падением слоев на северо-восток. Значительная часть острова покрыта снегом и постоянным ледяным покровом. Наиболее открытый и протяженный разрез коренных выходов имеется вдоль юго-западного берега, где обнажена стратифицированная вулканогенно-осадочная толща, прорванная относительно маломощными дайками и силлами долеритов (см. рис. 2) [Соболев и др., 2014; Матушкин и др., 2016; Ershova et al., 2016].

В составе толщи выделено четыре литологически различные пачки [Соболев и др., 2014]. В основании разреза находится пачка преимущественно тонкозернистых вулканокластических турбидитов, представленных тонким чередованием аргиллитов, алевролитов, песчаников, реже гравелитов общей мощностью около 125 м. Отличительной чертой является присутствие в средней части пачки прослоя ярко-красных туфов мощностью около 6—7 м. Вторая пачка мощностью 160 м сложена туфобрекчиями и туфоконгломератами. Обломки представлены слабоокатанными и неокатанными вулканическими породами; матрикс песчаный от мелко- до крупнозернистой размерности. Выше залегает пачка тонкозернистых вулканокластических турбидитов с редкими прослоями туфоконгломератов, туфобрекчий мощностью 50 м. Венчает изученный разрез пачка грубозернистых турбидитов, для которых характерно ритмичное чередование гравелитов и крупнозернистых песчаников с линзами и прослоями конглобрекчий и туфоконгломератов. Мощность четвертой пачки составляет не менее 150 м.

Кроме описанных выше пород среди неокатанных или слабоокатанных крупных (до 0.5 м) обломков, которые, скорее всего, перенесены на небольшое расстояние от привершинной части острова к изученным обнажениям, находящимся ближе к урезу воды, также встречаются кварцевые и диоритовые порфириты.

На фоне генерального моноклинального залегания толщи под углом 35—45° на восток—северо-восток по азимуту 65—75° развиты разномасштабные, иногда подобные, складки шириной и амплитудой от первых метров до первых десятков метров, зачастую сопровождающиеся кливажем осевой плоскости западной вергентности. С ними редко ассоциируют мелкоамплитудные надвиги, подчеркивающие общее направление тектонического транспорта с востока на запад, в современных координатах. Морфология всех этих структурных элементов подчеркивает общее субширотное направление тектонического продольного сжатия в современных координатах. Наблюдаются мелкомасштабные сбросы, образование которых, судя по утонению слоев к плоскости сместителя, происходило в процессе литификации пород. Характерные осадочные текстуры включают градационную слоистость, текстуры взмучивания, деформации нелитифицированного осадка и другие, подчеркивающие их турбидитную природу [Соболев и др., 2014; Матушкин и др., 2016].

Таким образом, вещественные и структурно-текстурные особенности описанной толщи свидетельствуют о гидродинамически неспокойных условиях ее накопления и конседиментационной вулканической деятельности, что типично для осадочных бассейнов, ассоциирующих с конвергентными границами литосферных плит. Мы полагаем, что изученный вулканогенно-осадочный комплекс формировался в тылу активной субдукционной системы, реликты которой следует искать к востоку или северо-востоку от о. Жаннетты, в акватории Восточно-Сибирского моря [Соболев и др., 2014; Жданова и др., 2016].

Морфология описанных структурных элементов указывает на общее субширотное направление тектонического сжатия, связанного, вероятно, с этапом аккреции при закрытии предполагаемой субдукционной системы [Соболев и др., 2014; Матушкин и др., 2016].

Описанная вулканогенно-осадочная толща прорвана многочисленными маломощными (от нескольких сантиметров до 1.5 м) дайками основного состава [Матушкин и др., 2016]. Их становление в рамках нашей геодинамической модели может быть обусловлено режимом растяжения в тыловой части зоны субдукции. В таком случае возраст этих субвулканических интрузий не должен значительно отличаться от времени формирования вмещающих пород.

Основная часть даек приурочена к субвертикально ориентированной системе трещин. Вероятно, их внедрение по этим трещинам происходило одновременно или в несколько сближенных этапов, а затем весь описанный комплекс оказался наклонен и деформирован. В результате дайки разбиты малоамплитудными разломами со смещением, конформным слоистости вмещающих пород. Современные углы падения плоскостей трещиноватости, по которым развиты дайки, составляют 70—76°, азимут падения в пределах 25—35° [Матушкин и др., 2016]. Если деформации относительно мощных (более 1 м) даек практически незаметны и проявлены в общем наклоне тела, конформно с вмещающими породами, то относительно маломощные (0.25—0.50 м) дайки вовлечены в деформации существенно больше. Они часто изогнуты, нарушены малоамплитудными shear-зонами и разломами [Матушкин и др., 2016]. При этом подобные тела пространственно тяготеют к крайней северо-западной части изученного обнажения (см. рис. 2).

Таким образом, мы полагаем, что современное залегание даек имеет вторичный, приобретенный характер. Во время их внедрения вулканогенно-осадочная толща имела субгоризонтальное залегание и сами дайки были ориентированы преимущественно субвертикально.

Петрографические исследования позволяют сделать вывод, что дайки сложены долеритами с полнокристаллической, в основном офитовой, гипидиоморфно-зернистой структурой. Текстура массивная с элементами миндалекаменной. Породы преимущественно мезократовые и, несмотря на относительно слабую тектонизированность, претерпели многостадийную преимущественно низкотемпературную переработку. Породообразующие минералы представлены основным плагиоклазом и клинопироксеном (титан-авгит, диопсид), среди вторичных минералов широко распространены хлорит, эпидот и серпентин, реже мусковит, кальцит и пренит. Из числа магнитных минералов в шлифах диагностируются редкие зерна акцессорного магнетита.

Относительно крупных слабдеформированных даек вдоль изученного берегового обнажения более десятка, однако детально изучено только несколько из них. В том числе для обоснования геологического возраста долеритов были опробованы три дайки (см. рис. 2). Изотопные $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ исследования проводились в Аналитическом центре ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) методом ступенчатого прогрева [Травин и др., 2009].

Дайка NO13-J-4 расположена в крайней западной части изученного обнажения и отличается от других подобных тел нехарактерным северо—северо-западным простиранием (рис. 3, а). Видимая мощность дайки около 1.5 м, она прорывает прослой, сложенный тонким чередованием зеленых и вишневых алевролитов первой пачки. Для долеритов этой дайки получены наиболее древние значения $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраста [Матушкин и др., 2016]. В спектре для пироксена выделена ступень (700 °C), характеризующаяся возрастом 553.6 ± 10.3 млн лет при 46 % выделенного ^{39}Ar и высоким отношением Са/К (рис. 4). Кроме того, установлено плато из четырех ступеней, соответствующее возрасту 463.3 ± 11.7 млн лет и характеризующееся 41 % выделенного ^{39}Ar и значительно меньшим отношением Са/К (2–18). Предполагая, что более древнее значение возраста соответствует аргону, выделяющемуся из реститовых участков пироксена, в меньшей степени подверженных наложенным изменениям, его можно считать максимально приближенным к возрасту становления дайки. Вероятно, более молодое значение возраста соответствует времени термального преобразования пород. В спектре для плагиоклаза этой же пробы установлено плато, характеризующееся возрастом 531.2 ± 5.6 млн лет, 39 % выделенного ^{39}Ar и высоким Са/К, что сопоставимо с возрастом по пироксену и подтверждает предположение о эдиакарском или вендском в Общей стратиграфической шкале России [Гражданкин, Маслов, 2015] возрасте дайки.

Поскольку коренное обнажение этой дайки недоступно для палеомагнитного опробования, данные исследования здесь не проводились.

Дайка NO13-J-7 мощностью около 2 м расположена в 50 м на юго-восток от предыдущей и прорывает слой вулканокластических гравелитов той же первой пачки (см. рис. 2). При этом не исключена возможность, что между этими фрагментами вулканогенно-осадочного разреза, включающего описанные дайки долеритов, присутствует малоамплитудный сброс. Возможно, северо-западное приподнятое крыло слагают в целом несколько более древние отложения, хотя облик и генезис вмещающей дайки толщи практически не различается.

В современном залегании дайка падает по азимуту 35° под углом 76° и имеет довольно сложное строение (см. рис. 3, б). Ее контакты непрямолинейные, имеются апофизы или ветки долеритов в раме и крупные ксенолиты вмещающих вулканокластических гравелитов в самой дайке. Экзоконтактовая зона, выраженная, прежде всего, изменением цвета вмещающих пород, достигает 15 см в ширину. Эндоконтактовая зона характеризуется наличием небольших ксенолитов вмещающих пород и также может составлять более 10 см.

В результате $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопных исследований по монофракции плагиоклаза из долеритов этой дайки получено плато со значением возраста 360.7 ± 8.3 млн лет (см. рис. 4). Этот возраст мы рассматриваем как отражение наиболее поздних тектонотермальных событий во франском веке девона. Палеомагнитная точка опробования в долеритах дайки — 13NS01А. Для обоснования возраста намагниченности дайки кроме долеритов из ее центральной части отобраны обожженные породы экзоконтакта (точка 13NS01В) и расположенные в нескольких метрах вмещающие песчаники (точка 13NS01С) без видимых преобразований, которые можно было бы связать с внедрением дайки.

Дайка 13NS02 расположена в 150 м юго-восточнее и опробована только для палеомагнитного анализа, изотопно-геохронологические исследования здесь не проводились (см. рис. 2). Дайка прорывает верхние слои первой пачки, варьирует по мощности от 0.5 до 1.5 м, разбита серией кливажных трещин без смещения ее фрагментов и падает по азимуту 40° под углом 72° (см. рис. 3, в, з).

Дайка NO13-J-11, соответствующая палеомагнитной точке 13NS03, расположена около 200 м на юго-восток и прорывает вулканомиктовые породы нижней части второй пачки (см. рис. 2). Это наиболее крупная из обнаруженных даек, ее мощность составляет около 2.0—2.5 м. Залегание и характерные структурные особенности аналогичны предыдущей интрузии (см. рис. 3, д).

По монофракции пироксена из долерита этой дайки определен возраст плато из трех ступеней — 425.3 ± 8.7 млн лет, при 85 % выделенного ^{39}Ar (см. рис. 4). Однако относительно низкое значение от-

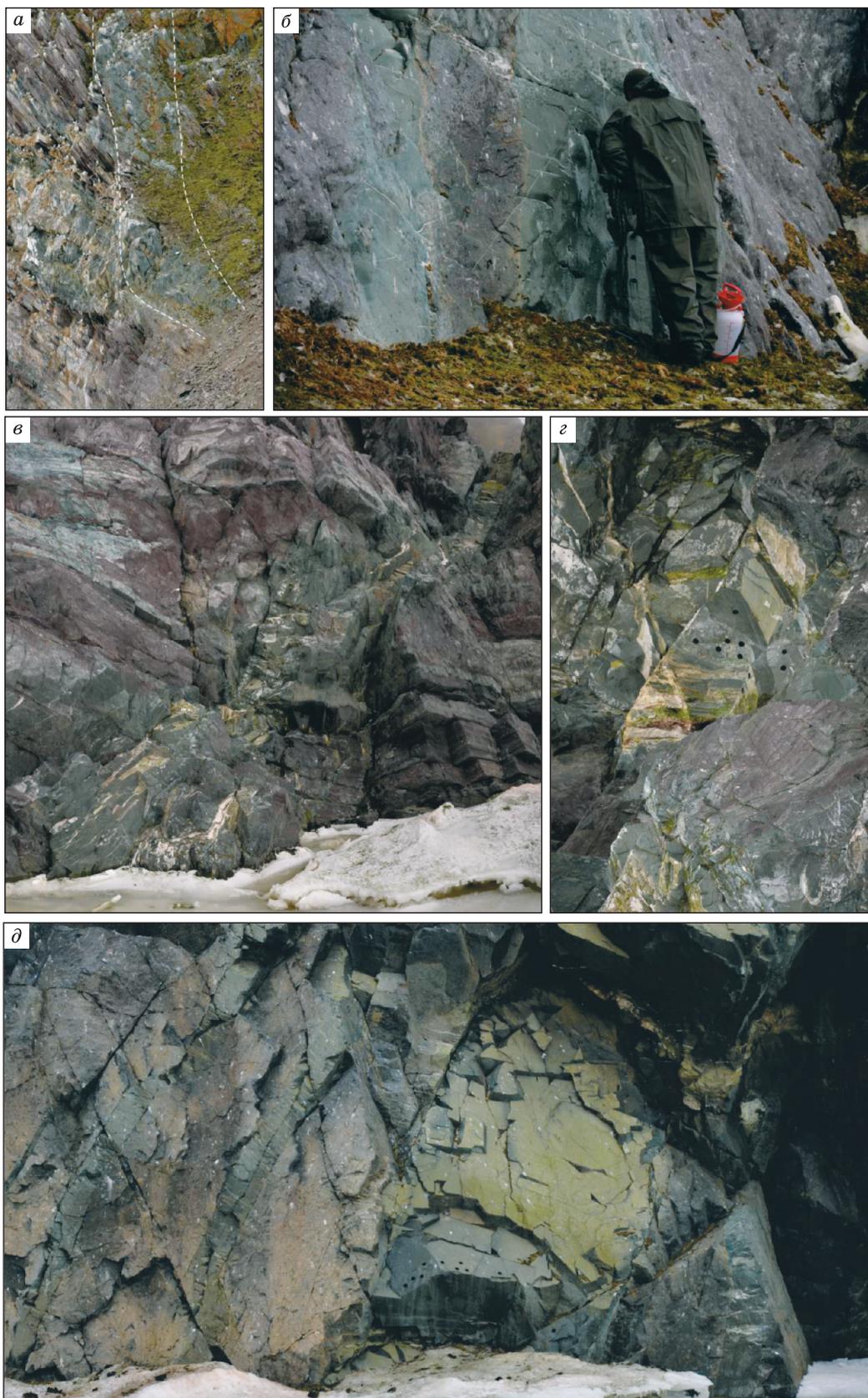


Рис. 3. Фото изученных даек юго-западного берега о. Жаннетты.

a — дайка NO13-J-4, примерные контуры, *б* — дайка NO13-J-7, отбор палеомагнитной пробы 13NS01, *в* — дайка, соответствующая палеомагнитной точке 13NS02, *г* — крупный план этой точки отбора, *д* — дайка NO13-J-11, палеомагнитная точка 13NS03. Фото Н.Ю. Матушкина.

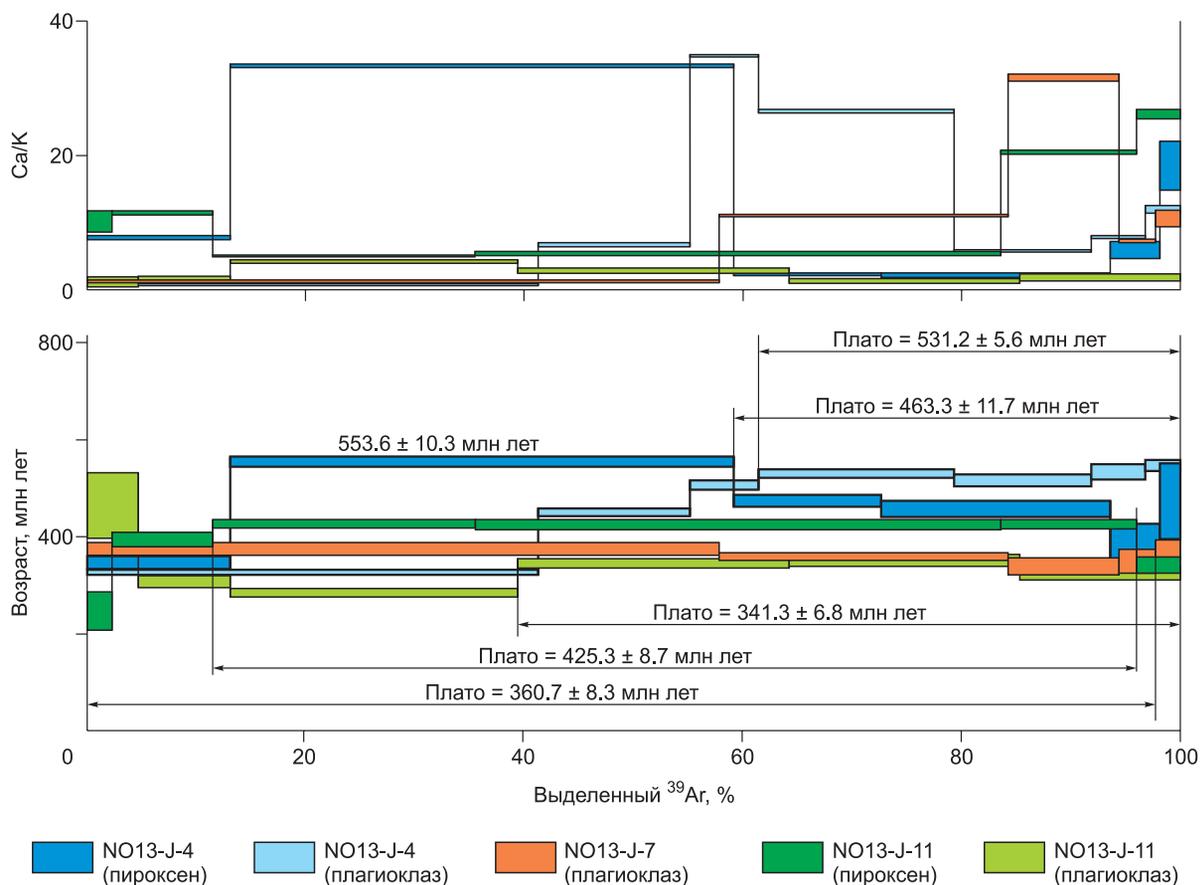


Рис. 4. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования долеритов о. Жаннетты методом ступенчатого прогрева.

Приведены возрастные и Са/К спектры.

ношения Са/К для ступеней плато не позволяет уверенно утверждать, что полученное значение соответствует возрасту формирования образца. По плагиоклазу в данной пробе выделено плато, соответствующее возрасту 341.3 ± 6.8 млн лет. Поэтому полученные определения возраста мы связываем с наложенными тектонотермальными событиями в конце силура и начале карбона соответственно [Матушкин и др., 2016].

Таким образом, геологическое строение изученного разреза о. Жаннетты и изотопно-геохронологические исследования даек позволяют утверждать, что их формирование началось в конце докембрия — 553.6 ± 10.3 млн лет. В истории становления даек может быть несколько разорванных во времени этапов вплоть до ордовика. Деформации, связанный с ними прогрев пород и более поздние наложенные тектонотермальные события проявились в середине ордовика (463.3 ± 11.7 млн лет), конце силура (425.3 ± 8.7 млн лет), позднем девоне (360.7 ± 8.3 млн лет) и раннем карбоне (341.3 ± 6.8 млн лет). Распространенный на о. Жаннетты комплекс пород имеет много общего с позднедокембрийскими-раннепалеозойскими вулканогенно-осадочными и магматическими породами о. Генриетты, расположенном в 70 км северо-восточнее [Кораго и др., 2014; Чернова и др., 2017]. Мы полагаем, что в этом направлении простирался реконструируемый нами задуговой бассейн как наиболее дистальная часть континентальной окраины. Его проксимальная часть может соответствовать району о. Беннетта, где докембрийско-палеозойская вулканическая деятельность уже незаметна, а раннепалеозойская осадочная толща характеризуется более спокойными относительно глубоководными условиями [Данукалова и др., 2014; Metelkin et al., 2016].

РЕЗУЛЬТАТЫ ПЕТРОМАГНИТНЫХ И ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Всего изученная палеомагнитная коллекция включает 45 ориентированных образцов, отобранных при помощи портативного бура, в том числе 32 образца долеритов из трех описанных выше слабдеформированных даек, 8 из зоны горячего контакта и 5 образцов вмещающих пород, не имеющих признаков переработки в результате внедрения даек.

Основная часть петромагнитных и палеомагнитных экспериментов выполнена с использованием аппаратуры лаборатории геодинамики и палеомагнетизма ИНГГ СО РАН и лаборатории геодинамики и палеомагнетизма Центральной и Восточной Арктики НГУ, включающей высокоточные измерители нового поколения, в том числе криогенные магнитометры 2G Enterprises (США), со встроенной установкой для размагничивания образцов в переменном магнитном поле, а также магнитометр JR-6A (Чехия), каппа-бридж МФК1-FA (Чехия) и другую аппаратуру, размещенную в экранированном пространстве. Анализ выполнен в основном по стандартным методикам [Butler, 1992], включая детальную пошаговую температурную чистку (*T*-размагничивание) и/или чистку переменным полем (АF-размагничивание) в зависимости от носителей намагниченности до полного их размагничивания. Предваряющее чистку петромагнитное изучение включало в себя измерение величины естественной остаточной намагниченности (NRM), начальной магнитной восприимчивости (*k*), степени анизотропии начальной магнитной восприимчивости (*P_j*) и характера распределения максимальной (*k₁*), средней (*k₂*) и минимальной (*k₃*) осей эллипсоида анизотропии, а также коэрцитивных спектров и набора коэрцитивных параметров, используемых для оценки магнитной жесткости и доменного состояния магнитных частиц (*B_{cr}* — остаточная коэрцитивная сила, *B_c* — коэрцитивная сила, *J_{rs}* — остаточная намагниченность насыщения, *J_s* — намагниченность насыщения).

Результаты экспериментов обрабатывались и анализировались при помощи специализированных пакетов прикладных программ [Enkin, 1994; Torsvik, Smethurst, 1999], использующих для разделения компонент намагниченности стандартные приемы компонентного анализа, для анализа совокупности палеомагнитных направлений — стандартные статистические приемы анализа векторов на сфере [Butler, 1992].

Начальная магнитная восприимчивость и величина NRM изученных долеритов и обожженных вмещающих пород оказались достаточно высокими. Значения *k* в долеритах достигают 5500×10^{-6} ед. СИ, а в породах экзоконтакта в среднем 750×10^{-6} ед. СИ (рис. 5, а). Величина NRM варьирует от 5 до 40 мА/м в долеритах и от 4 до 10 мА/м в породах экзоконтакта. Необоженные вмещающие породы в 2—3 раза менее магнитные, значения *k* составляют $(200—250) \cdot 10^{-6}$ ед. СИ, а NRM 1—2 мА/м. При этом зависимость NRM от *k* близка к линейной, а значение расчетного отношения Кенигсбергера (*Q_n*) составляет около 0.1—0.3. Таким образом, основные петромагнитные характеристики свидетельствуют о зависимости намагниченности преимущественно только от концентрации магнитных частиц в образцах. Из представленного графика зависимости коэрцитивных параметров (см. рис. 5, б) видно, что фиксируемые приборами магнитные частицы в долеритах являются псевдооднородными, причем вариации *B_{cr}*/*B_c* и *J_{rs}*/*J_s* в изученных дайках незначительны. Это свидетельствует об однородном размере магнитных зерен, а значит близких условиях образования. Породы из зоны контакта дайки 13NS01A содержат многодоменные частицы или ансамбль разноразмерных зерен, что ожидаемо для грубозернистых осадочных пород. Измеренные коэрцитивные параметры свидетельствуют в пользу присутствия в

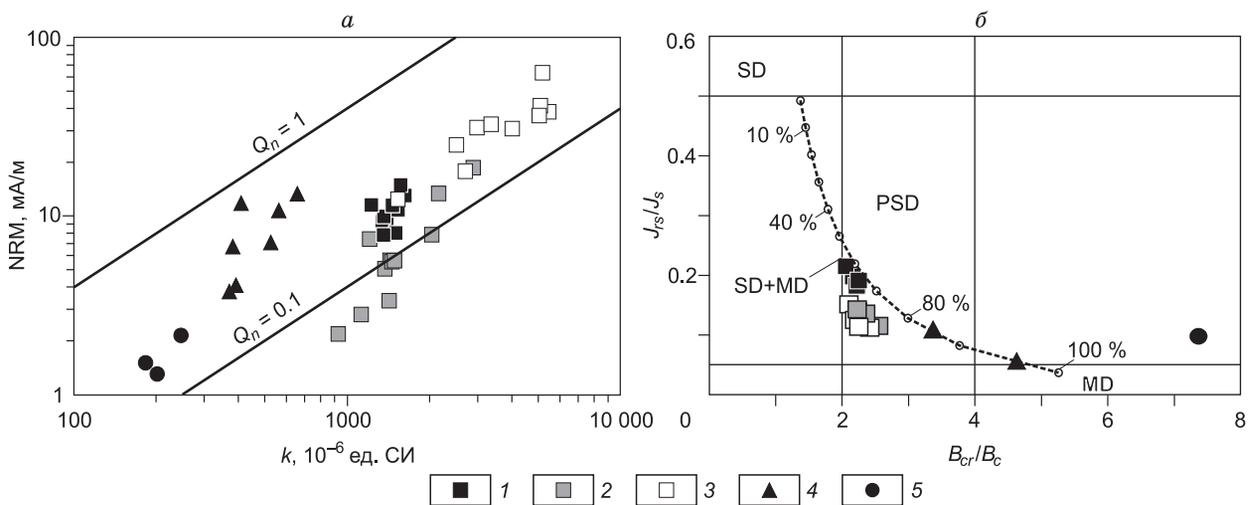


Рис. 5. Скалярные магнитные характеристики изученных пород.

а — распределение магнитной восприимчивости и естественной остаточной намагниченности; б — распределение коэрцитивных параметров на диаграмме Дея—Данлопа [Day et al., 1977; Dunlop, 2002], где MD — многодоменные, SD — однодоменные, PSD — псевдооднородные магнитные зерна. Кривая линия — теоретическая, построенная на смеси SD и MD зерен титаномагнетита; в процентах указано относительное содержание MD частиц. 1—3 — долериты: 1 — 13NS01A, 2 — 13NS02, 3 — 13NS03; 4 — песчаники экзоконтакта, 13NS01B, 5 — вмещающие песчаники, 13NS01C.

магнитной фракции магнитомягких минералов, вероятно, магнетита. В дайках 13NS02 и 13NS03 измеренная остаточная коэрцитивная сила составляет 23—28 мТл, а для коэрцитивных спектров характерно одномодальное распределение с максимумом на восходящей ветви спектра в области полей до ~ 30 мТл (рис. 6, а, б). В образцах дайки 13NS01А состав магнитной фракции несколько отличается. Здесь присутствуют более жесткие магнитные минералы, остаточная коэрцитивная сила варьирует от 34 до 47 мТл, а на коэрцитивных спектрах помимо низкокоэрцитивной и среднекоэрцитивной фиксируется высококоэрцитивная мода в области полей более 200 мТл (см. рис. 6, в, г).

В обожженных породах (13NS01В), судя по коэрцитивным спектрам, присутствуют как магнитомягкие минералы (магнетит?), так и магнитожесткие с модой в районе полей 400 мТл (см. рис. 6, д), а для неизменных песчаников (13NS01С) очевиден большой вклад высококоэрцитивного гематита (см. рис. 6, е). Таким образом, вмещающие вулканогенно-осадочные отложения характеризуются повышенным содержанием, вероятно, мелкозернистого гематита, который является типичным первичным минералом вулканокластических пород и обуславливает повышенную магнитную жесткость. Большой вклад магнетита в обожженных породах и снижение количества гематита может быть связано с проникновением в последние магматического расплава и увеличением концентрации магнетита. Долеритам при этом свойствен преимущественно однородный состав магнитных минералов, среди которых по коэрцитивным характеристикам можно предполагать магнетит или титаномагнетит, типичные для магматических пород основного состава.

Степень анизотропии магнитной восприимчивости (P_j) в долеритах невысокая — от 1.017 до 1.038, во вмещающих породах степень анизотропии также невелика и составляет 4—5 %, тогда как в обожженных породах P_j достигает уже 5—8 % (рис. 7, а). Низкие значения степени анизотропии P_j в долеритах (см. рис. 7, а) свидетельствуют о вероятной сохранности первичной магнитной текстуры [Hrouda, 1982; Butler, 1992]. Фактор формы $T > 0$ (см. рис. 7, б) указывает на преобладание в долеритах плоскостного типа анизотропии, а среднее значение плоскостной анизотропии $F = 1.018$ превышает среднее значение линейной анизотропии $L = 1.007$. Такая магнитная текстура для даек, несомненно, является первичной [Hrouda, 1982; Tarling, Hrouda, 1993]. На рис. 7, в-д показано распределение осей эллипсоида магнитной восприимчивости в дайках. На всех диаграммах прослеживается группировка минимальной оси k_3 в одном направлении — склонение D около 89—94°, наклонение I в пределах 13—30°. На рис. 7, е показано распределение осей в зоне обжига, направление для k_3 соответствует $D = 107.2^\circ$, $I = 17.5^\circ$. Оси k_1 и k_2 субпараллельны стенкам даек и лежат в плоскостях, перпендикулярных направлению k_3 . В зоне экзоконтакта наблюдается такое же распределение осей эллипсоида анизотропии, что подтверждает предположение о влиянии магматического расплава на состав и ориентировку магнитных частиц в обожженных песчаниках.

Теоретически средняя и максимальная оси эллипсоида анизотропии магнитной восприимчивости должны быть ориентированы параллельно стенкам интрузивного тела [Tarling, Hrouda, 1993; DeFrates et al., 2006], причем распределение максимальной (k_1) и средней (k_2) осей эллипсоида зависит от направления и скорости течения магмы, а также от ее физико-химических особенностей [Ernst, 1990; Cadman, 1992; Tarling, Hrouda, 1993; Bates, Mushayandevvu, 1995]. Таким образом, если дайка внедрялась субвертикально, то ориентировка минимальной оси будет соответствовать палеогоризонтали. Ориентировка оси k_3 в изученных дайках практически совпадает с азимутальной ориентировкой вмещающей слоистой толщи, а углы наклона данной оси и вмещающих пород различаются не более чем на 5—10°. Как правило, максимальная ось в изученных образцах ориентирована субвертикально, а средняя располагается в плоскости дайки перпендикулярно ей (см. рис. 7, в, д, е). В обожженных породах наблюдается обратная закономерность для осей k_1 и k_2 (см. рис. 7, з), возможно, это связано с большим количеством гематита в составе обожженных песчаников (13NS01В). К сожалению, малое количество образцов вмещающих пород не позволяет дать обоснованного ответа об ориентировке осей эллипсоида магнитной восприимчивости в них. Тем не менее исследование анизотропии магнитной восприимчивости в дайках и вмещающих обожженных породах вполне четко указывает на то, что изученные дайки внедрялись в практически недеформированную вулканогенно-осадочную толщу, скорее всего, субсинхронно с ее накоплением и далее деформировались совместно.

Палеомагнитные эксперименты включили в себя размагничивание основной коллекции температурой (T -чистка) и некоторых дублей образцов переменным магнитным полем (H -чистка). Результаты магнитных чисток приведены на рис. 8. Их анализ свидетельствует о согласованном поведении вектора NRM при размагничивании долеритов и обожженных песчаников (таблица).

Низкотемпературная компонента, связанная с вязкой намагниченностью, разрушается при температурах до 240 °С и хорошо идентифицируется только в долеритах. От 240 до 400 °С происходит плавный поворот вектора, регулярная компонента в этом диапазоне не выявляется. Характеристическая компонента, направленная в центр координат, разрушается в интервале температур от 400 до 540 °С или немного выше и связана, судя по всему, с низкотитанистым титаномагнетитом и магнетитом, которые

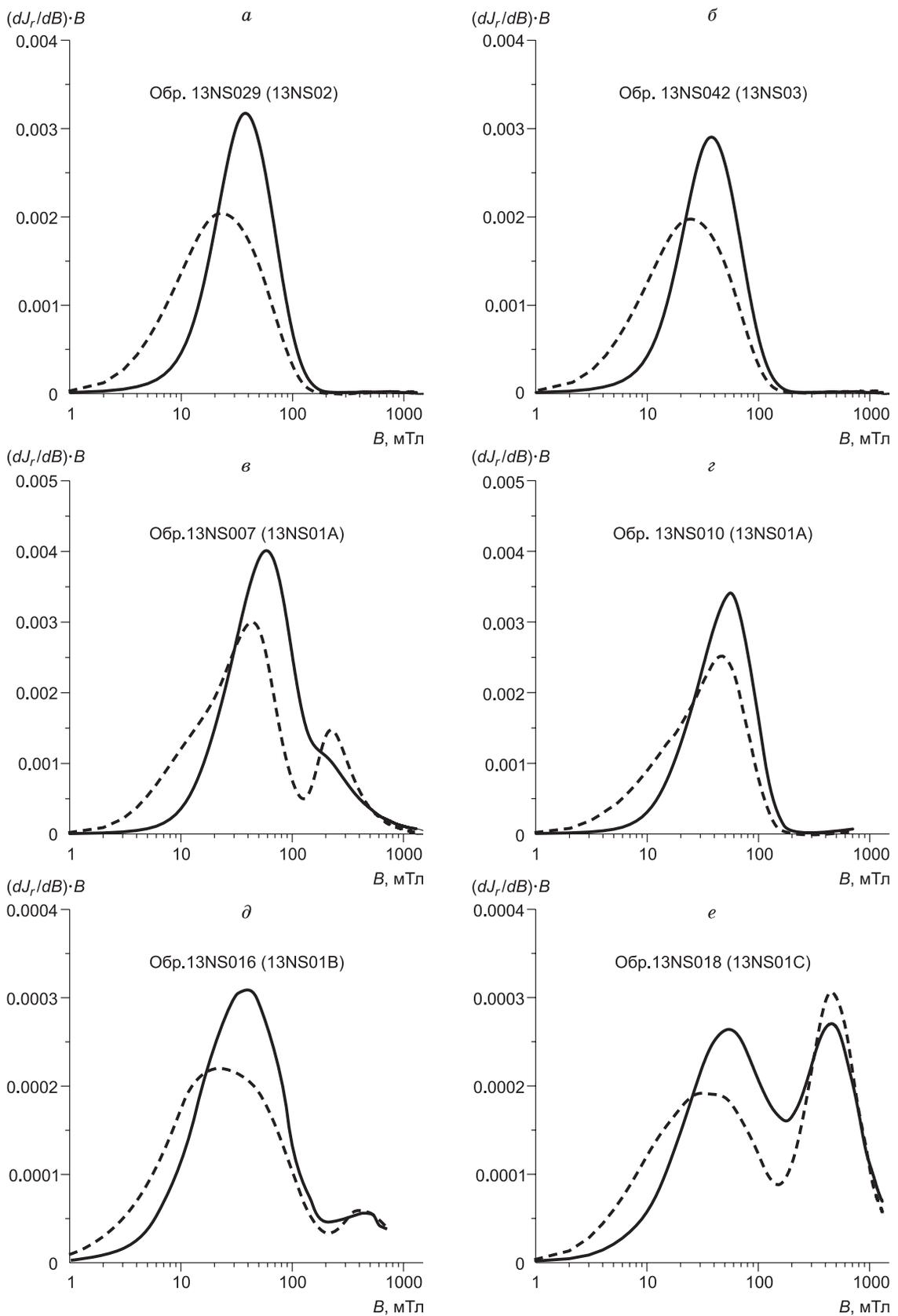


Рис. 6. Коэрцитивные спектры изученных пород.

a–г — долериты; *д* — обожженные породы экзоконтактовой части дайки; *е* — вмещающие необожженные породы. Сплошная и штриховая линии — восходящая и нисходящая ветви спектра соответственно.

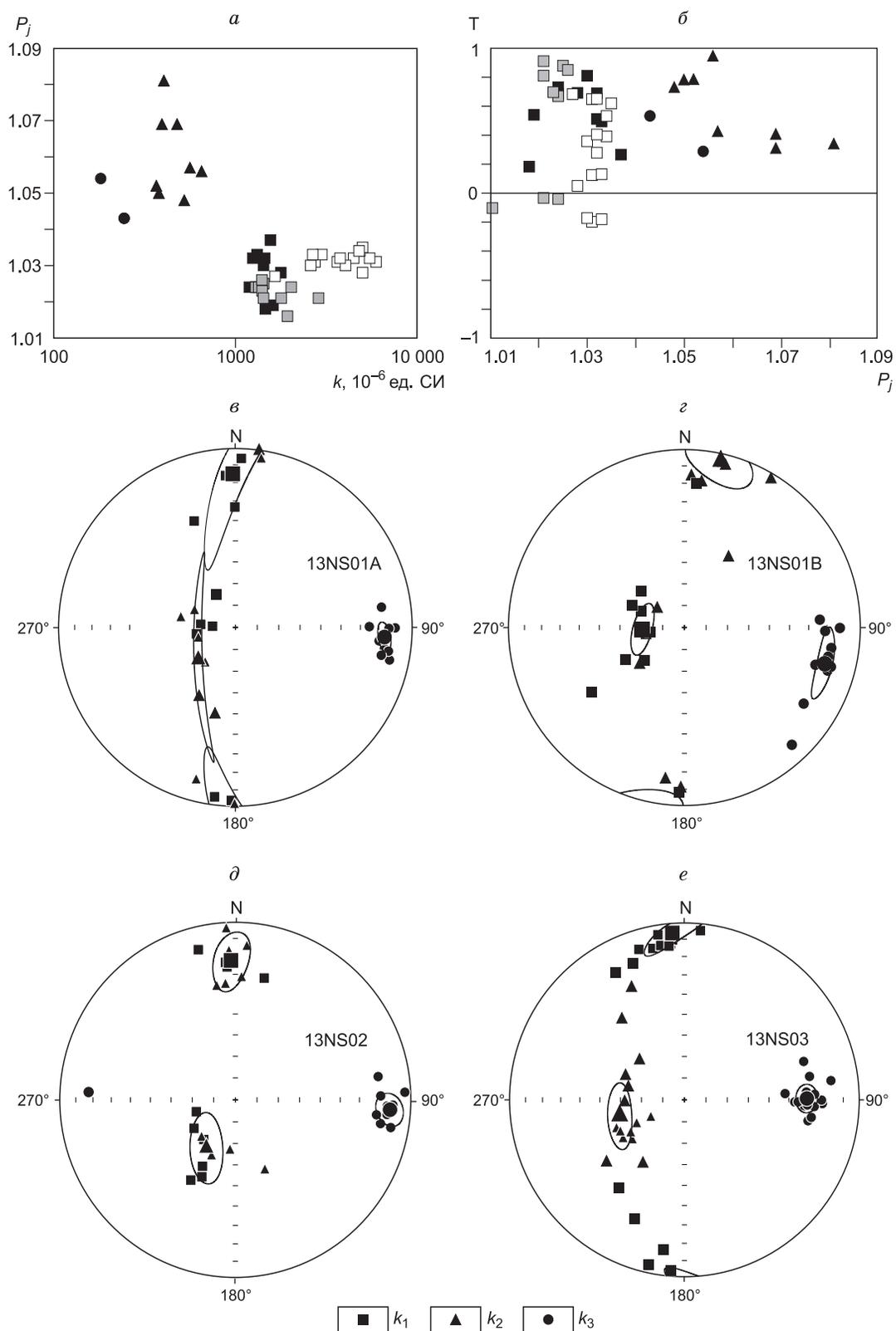


Рис. 7. Анизотропия магнитной восприимчивости (AMB) в изученных породах.

a — зависимость степени анизотропии P_j от магнитной восприимчивости k ; $б$ — степень анизотропии P_j и фактор формы T ; $в$ – $е$ — распределение минимальной (k_3), средней (k_2) и максимальной (k_1) осей AMB в долеритах (13NS01A, 13NS02, 13NS03) и обожженных песчаниках экзоконтакта (13NS01B) (в географических координатах). a , $б$ — усл. обозн. см. на рис. 5.

**Палеомагнитные направления, координаты палеомагнитных полюсов и палеошироты
по результатам изучения пород о. Жаннетты**

Объект, номер палеомагнитной точки, порода	n	Современные координаты		Древние координаты		K	α_{95}	Палеомагнитный полюс		dp/dm	ПШ
		D_g	I_g	D_s	I_s			Plat	Plong		
Дайка NO13-J-7, 13NS01A, долерит	11	327.6	52.4	349.3	58.9	45.0	6.9	52.6	351.7	10.3/7.7	39.7
Экзоконтакт дайки NO13-J-7, 13NS01B, обожженный песчаник	5	316.0	50.4	334.7	60.2	27.1	15.0	52.7	10.2	22.7/17.2	41.1
Среднее по дайке и экзоконтакту (13NS01AB)	16	323.9	51.6	344.9	59.5	37.5	6.1	53.0	357.7	9.2/6.9	40.3
Вмещающие отложения, 13NS01C, песчаник	5	301.3	9.2	311.8	32.0	37.9	12.6	25.8	30.3	14.2/8.0	17.4
Дайка 13NS02, долерит	9	299.6	40.4	346.1	56.2	61.8	6.6	49.5	355.3	9.5/6.8	36.8
Дайка NO13-J-11, 13NS03, долерит	9	305.7	40.7	342.5	52.3	39.4	8.3	45.4	359.2	11.4/7.8	32.9
Среднее по дайкам	(3)	—	—	344.4	56.0	468.7	5.7	49.2	357.4	$A_{95}=5.9$	36.5

Примечание. Географическое положение даек см. на рис. 2; n — количество векторов (образцов, точек опробования), использованных в статистике; D_g , D_s и I_g , I_s — палеомагнитные склонение и наклонение в град., K — параметр кучности, α_{95} (A_{95}) — радиус 95 %-го овала доверия для среднего направления (полюса), Plat — широта полюса в град. с. ш., Plong — долгота полюса в град. в. д., dp/dm — величины полуосей овала доверия для полюса; ПШ — палеоширота для объекта в град.

являются наиболее распространенными магнитными минералами, образующимися во время кристаллизации магматических пород основного состава, и обладают приведенными выше коэрцитивными характеристиками. При более высоких температурах намагниченность частично сохраняется лишь иногда, чаще в обожженных песчаниках. Вероятно, эту компоненту можно связать с незначительным количеством вторичного гематита, образованного в приповерхностных окислительных условиях, однако направления вектора распределены нерегулярно.

В необожженных вмещающих песчаниках, напротив, намагниченность, как правило, сохраняется вплоть до 680 °С, а наличие гематита как определяющего магнитного минерала установлено по результатам изучения коэрцитивных характеристик. Рост намагниченности, фиксируемый на графике NRM(T) при нагреве от 260 °С, вызван разрушением вязкой или лабораторной вязкой компоненты, направленной в противоположную сторону относительно высокотемпературной гематитовой компоненты. На соответствующих ортогональных диаграммах это отражено резким поворотом проекции вектора остаточной намагниченности (см. рис. 8). Направление стабильной гематитовой компоненты заметно отличается от ChRM долеритов и обожженных песчаников (см. таблицу).

Для оценки возраста ChRM долеритов использован тест отжига. Средние направления в дайке и породах экзоконтакта не различаются (угловое расстояние γ составляет 7.5° при критическом $\gamma_c = 13.2^\circ$) и их 95 %-е овалы перекрываются (рис. 9). При этом направление регулярной компоненты в необожженных вмещающих песчаниках статистически значимо отличается от направления в долеритах ($\gamma = 36.7^\circ$, $\gamma_c = 12.4^\circ$). Соответственно, тест отжига указывает на первичную природу ChRM долеритов.

Поскольку дайки по нашим структурным наблюдениям [Матушкин и др., 2016] и результатам изучения анизотропии магнитной восприимчивости наклонены вместе с вмещающими породами, есть основания для постановки теста складки. Хотя элементы залегания для тестируемой выборки из трех средних направлений близкие, кучности в географической $K_g = 51.5$ и в стратиграфической $K_s = 326.0$ системах координат различаются существенно, но отношение $K_s/K_g = 6.33$ немного ниже критического значения на 95 %-м уровне 6.39 [McElhinny, 1964]. Тем не менее симуляционный параметрический тест складки в модификации [Watson, Enkin, 1993] показывает, что максимум кучности соответствует 92.2 ± 31.5 % распрямления складки (см. рис. 9). Соответственно, намагниченность в долеритах, скорее всего, приобретена до смятия вмещающей их толщи в складку.

Таким образом, петромагнитные характеристики, присутствие первичных магнитных минералов и результаты положительных палеомагнитных тестов обжига и складки дают основания предполагать хорошую сохранность палеомагнитного сигнала и первичную, термоостаточную природу намагниченности. По выделенным палеомагнитным направлениям для трех сайтов были рассчитаны виртуальные геомагнитные полюсы, которые имеют близкие координаты, а средний палеомагнитный полюс имеет небольшой радиус 95%-го овала доверия $A_{95} = 5.9$ и его координаты приведены в таблице.

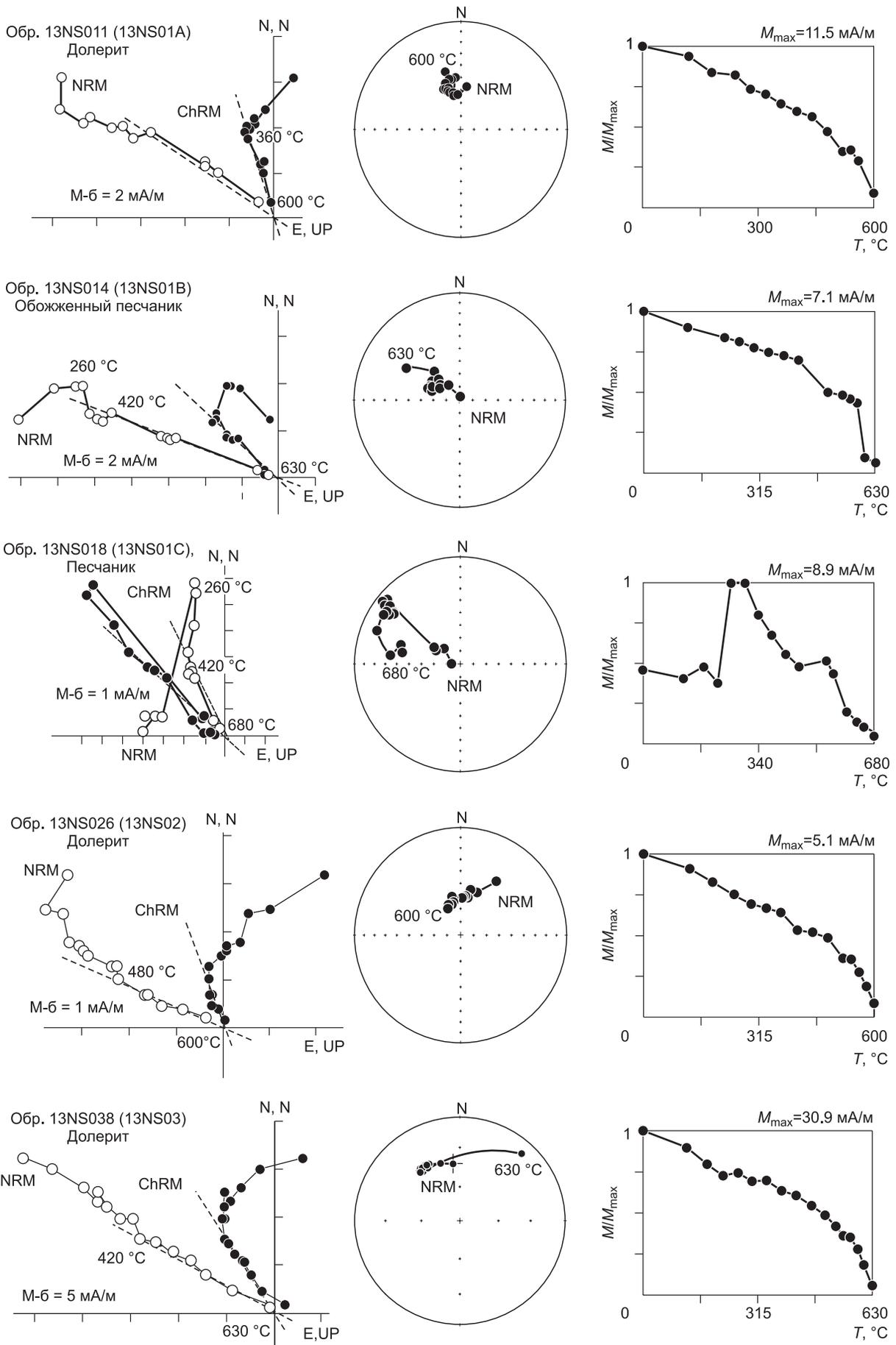


Рис. 8. Характерные ортогональные диаграммы, стереограммы и соответствующие графики зависимости величины намагниченности от температуры по результатам температурного размагничивания.

На ортогональных диаграммах темные точки отвечают проекции вектора на горизонтальную плоскость, светлые — на вертикальную плоскость; на стереограммах — темные точки соответствуют проекции вектора на нижнюю полусферу, светлые — на верхнюю полусферу; система координат стратиграфическая.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученный по долеритам о. Жаннетты средний палеомагнитный полюс располагается крайне близко к раннеордовикскому (475 млн лет) полюсу, рассчитанному для карбонатных пород о. Котельный (группа островов Анжу), и достраивает наиболее раннюю часть ордовикско-силурийского участка траектории кажущегося движения полюса (ТКДП) Новосибирского террейна (см. рис. 10, таблицу) [Верниковский и др., 2013б, Metelkin et al., 2016]. Такая близость предполагает, соответственно, позднекембрийско-раннеордовикский возраст намагниченности долеритов. Если же допустить, что все изученные дайки внедрялись одновременно, то возраст намагниченности, учитывая положительный тест обжига, должен соответствовать наиболее древней $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ оценке в дайке (553.6 ± 10.3 млн лет), поскольку только в ней получен возраст, который можно интерпретировать как наиболее близкий ко времени внедрения [Жданова и др., 2016; Матушкин и др., 2016]. В таком случае следует считать, что Новосибирский террейн, в отличие от большинства окружающих его континентальных массивов с позднего эдиакария по ранний ордовик, практически не двигался. Однако полученный для вулканогенно-осадочной последовательности о. Генриетты раннекембрийский полюс находится на значительном расстоянии к юго-западу (см. рис. 10) [Чернова и др., 2017]. Исходя из принципа минимальных пере-

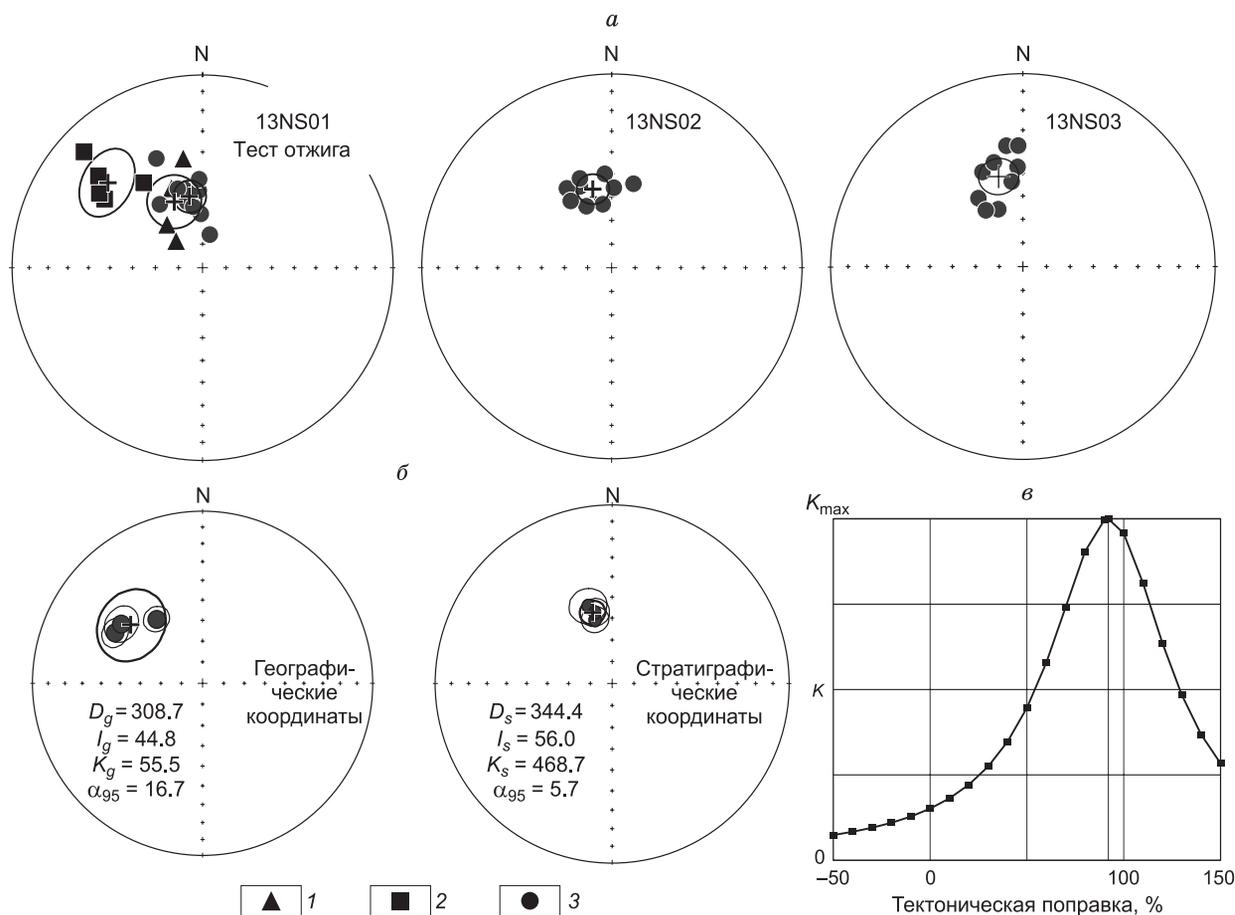


Рис. 9. Распределение характеристических компонент в древней системе координат (а) и среднесайтовых компонент в географической и стратиграфической системах координат (б); график изменения кучности распределения при пропорциональном распрямлении складки (в).

а: 1 — песчаники экзоконтакта, 2 — вмещающие породы, 3 — долериты.

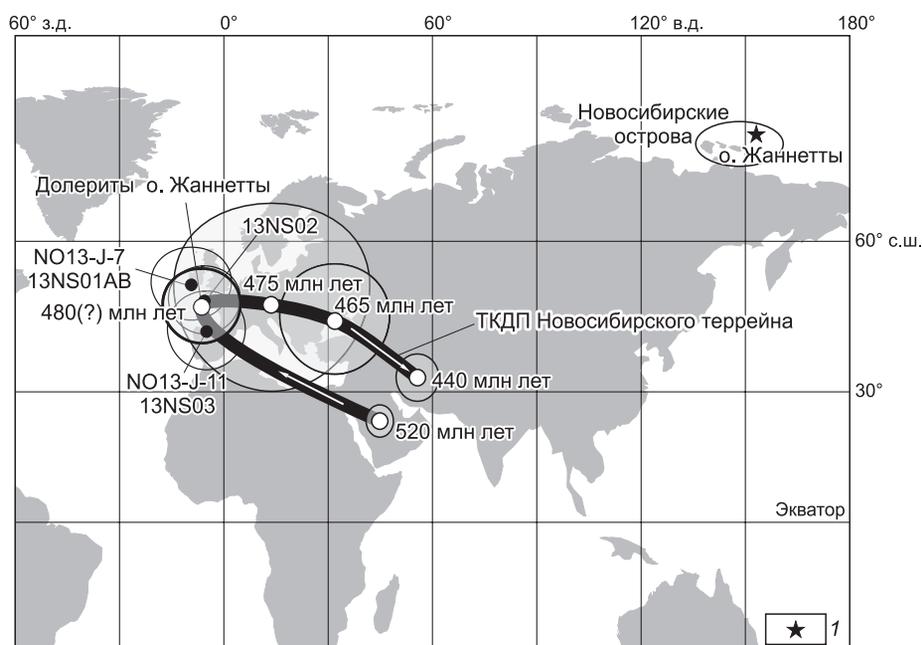


Рис. 10. Положение рассчитанных виртуальных геомагнитных полюсов в сравнении с траекторией кажущегося движения полюса Новосибирского террейна, по [Metelkin et al., 2016] с дополнениями [Чернова и др., 2017].

l — положение объекта исследования.

мещений дрейф террейна, вызвавший сначала кажущееся смещение полюса более чем на 20° на юго-запад, а затем обратно, маловероятно. Поэтому учитывая, что дайка NO13-J-4 палеомагнитными данными не охарактеризована, а эдиакарский возраст остальных даек не подтверждается имеющимися палеомагнитными определениями, следует предполагать, что внедрение интрузий о. Жаннетты проходило как минимум в два этапа. Первый этап мы оцениваем, исходя из $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ определения по дайке NO13-J-4, как позднеэдиакарский, соответственно, вмещающие эту дайку турбидиты подошвенной части первой пачки должны быть не моложе 553.6 ± 10.3 млн лет.

Второй этап становления даек мы датируем по совокупности признаков как раннеордовикский — около 480 млн лет назад. Во-первых, эта цифра рассчитывается исходя из кинематики кажущегося смещения палеомагнитных полюсов (см. рис. 10). Во-вторых, подтверждается присутствием в прослоях туфов и различных вулканомиктовых обломочных пород, вмещающих дайку, зерен детритовых цирконов с возрастом до 485 млн лет [Ershova et al., 2016]. Как отмечалось ранее, формирование дайкового комплекса и накопление вулканогенно-осадочной толщи о. Жаннетты происходило субсинхронно. Данный факт также указывает на возможность расчленения выделенной ранее первой пачки, несмотря на монотонность изученного разреза, поскольку дайка NO13-J-7 находится в ее кровле, а NO13-J-4 — в подошве (см. рис. 2). Эти интервалы выделенной пачки, как минимум, разделены малоамплитудным разломом и могут иметь различный возраст.

Наконец, имеющиеся наиболее древние $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ оценки наложенных термальных событий в долеритах дайки NO13-J-11 (463.3 ± 11.7 млн лет) и базальтах расположенного вблизи о. Генриетты (470.4 ± 7.8 млн лет) [Чернова и др., 2017] немногим моложе предполагаемого внедрения даек второго этапа. Вероятно, эти цифры соответствуют аккреционно-коллизийным событиям, обусловившим закрытие субдукционной системы, с тыловой частью которой мы связываем изученный вулканогенно-осадочный разрез, и его деформацию. Положительный тест складки свидетельствует, что дайки внедрились в недеформированную толщу, т. е. до начала этих событий.

Распространение раннеордовикских магматических пород, которые можно связать с обстановкой активной континентальной окраины, предполагается в пределах подводного поднятия Менделеева, к северо-востоку от о. Жаннетты (см. рис. 1). Для долеритов и базальтов, поднятых с хребта, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом получены сходные возрастные оценки — 471.5 ± 18.1 млн лет и 466.9 ± 3.3 млн лет [Верниковский и др., 2014]. Данных о строении поднятия Менделеева пока мало, тем не менее большинство геолого-геофизических признаков свидетельствуют о распространении здесь довольно мощного палеозой-

ско-мезозойского стратифицированного комплекса, залегающего на кристаллическом фундаменте раннедокембрийского (карельского) возраста [Кабаньков и др., 2004, 2008; Вержбицкий и др., 2013; Морозов и др., 2013]. Это предполагает вполне очевидную аналогию с Новосибирскими островами, общее геологическое строение которых сходное [Косько, 1977; Вольнов и др., 1999; Дорофеев и др., 1999]. По крайней мере, южная часть поднятия Менделеева может быть составным элементом Новосибирского террейна, незначительно сдвинутым при раскрытии океанских котловин Арктики (см. рис. 1) [Рекант, Гусев, 2016; Шипилов, 2016].

Таким образом, полученные геолого-структурные, изотопно-геохронологические и палеомагнитные данные указывают на то, что в структурах Восточной Арктики в интервале поздний эдиакарий—ранний ордовик имеются признаки активного тектонического события, сопровождавшегося субдукционным магматизмом. Вероятно, сама субдукционная система была ориентирована вдоль восточной—северо-восточной (в современных координатах) окраины Новосибирского террейна, вулканогенно-осадочные породы о. Генриетты и о. Жаннетты формировались в тылу реконструируемой активной окраины, затронутой соответствующим магматизмом, тогда как кембрийско-ордовикские разрезы в юго-западной части арх. Де-Лонга, известные на о. Беннетта, накапливались уже на значительном расстоянии и их разрезы не содержат признаков активной вулканической и магматической деятельности. Еще дальше на запад—юго-запад в пределах Анжу фациальная обстановка окраинного моря в то время сменялась на мелководную с характерным преимущественно карбонатным осадконакоплением.

Геологическое строение о. Жаннетты отвечает осадочному бассейну, наиболее приближенному к фронту субдукционной системы. Нижняя часть изученного вулканогенно-осадочного разреза сформировалась в конце докембрия и была пронизана дайками раннего (эдиакарского) этапа магматизма. Вероятно, этому этапу была субсинхронна вулканическая деятельность, проявления которой сейчас вскрыты на соседнем о. Генриетты, где возраст вулканогенно-осадочного комплекса, согласно изотопно-геохронологическим исследованиям базальтов, долеритов, субщелочных порфиритов и детритовых цирконов в подстилающих отложениях, восстанавливается как позднедокембрийско-среднекембрийский [Кораго и др., 2014; Ershova et al., 2016; Чернова и др., 2017]. Верхняя часть разреза на о. Жаннетты сформирована не позднее раннего ордовика. Около 480 млн лет назад в эту, еще недеформированную толщу, по вертикально-ориентированной системе синседиментационных трещин внедрилась очередная серия даек. Вероятно, практическое сразу после этого, 470—460 млн лет назад, субдукционная система прекратила свое существование, а позднедокембрийско-раннеордовикская толща о. Жаннетты вместе с дайками смята в складки.

Региональные тектонотермальные события в пределах островов Де-Лонга отмечаются и позднее — в конце силура и начале карбона [Матушкин и др., 2016], однако обсуждение причин этих событий выходит за рамки настоящего исследования, так как в обнажениях островов Де-Лонга породы данного возраста неизвестны, и для реконструкции позднепалеозойской истории архипелага в рамках существующих геодинамических и тектонических моделей эволюции Восточной Арктики пока недостаточно данных.

ВЫВОДЫ

1. Изученный вулканогенно-осадочный комплекс о. Жаннетты сформировался в тылу активной субдукционной системы, реликты которой следует искать к востоку или северо-востоку от о. Жаннетты, в акватории Восточно-Сибирского моря. Отсюда следует, что структуры примыкающего с востока в современной системе Чукотско-Аляскинского континентального массива в позднем докембрии—раннем палеозое не могли быть ориентированы к Де-Лонга в той конфигурации, что сегодня.

2. Совокупность изотопно-геохронологических и имеющихся сегодня палеомагнитных данных указывает на вероятность нескольких этапов формирования многочисленных даек, прорывающих осадочно-вулканогенный комплекс о. Жаннетты. Кроме раннего эдиакарского этапа 553.6 ± 10.3 млн лет мы восстанавливаем раннеордовикский — около 480 млн лет назад. Позднее, по ранний карбон включительно, можно предполагать несколько тектонотермальных событий, повлиявших на сохранность изотопной системы в изученных долеритах.

3. Полученный набор структурных, петромагнитных и палеомагнитных данных позволяет утверждать, что внедрение ордовикских даек проходило по системе субвертикальных трещин в недеформированную субгоризонтально залегающую толщу. Лишь затем весь описанный комплекс пород был деформирован, а дайки наклонены. Наиболее вероятной причиной деформаций могло быть аккреционно-коллизийное событие, вызвавшее закрытие субдукционной системы, с тыловой частью которой мы связываем позднедокембрийско-раннепалеозойский разрез о. Жаннетты. Наиболее вероятный возраст этого события, судя по $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ данным и резкому изменению направления кажущегося дрейфа палеомагнитных полюсов, мы относим к позднему ордовику, практически сразу после этапа становления даек.

Работа выполнена при поддержке РФФ (проект 14-37-00030), РФФИ (проекты 15-05-01428, 16-05-00523) и Минобрнауки РФ (проект 5.2324.2017/ПЧ). В части $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопных исследований работа выполнялась в рамках государственного задания (проект 0330-2016-00). Является вкладом в IGCР-648.

ЛИТЕРАТУРА

Вержицкий Е.В., Лобковский Л.И., Бяков А.Ф., Кононов М.В. Генезис и возраст хребтов Альфа-Менделеева и Ломоносова (Амеразийский бассейн) // *Океанология*, 2013, т. 53, № 1, с. 98—108.

Верниковский В.А., Добрецов Н.Л., Метелкин Д.В., Матушкин Н.Ю., Кулаков И.Ю. Проблемы тектоники и тектонической эволюции Арктики // *Геология и геофизика*, 2013а, т. 54 (8), с. 1083—1107.

Верниковский В.А., Метелкин Д.В., Толмачева Т.Ю., Малышев Н.А., Петров О.В., Соболев Н.Н., Матушкин Н.Ю. К проблеме палеотектонических реконструкций в Арктике и тектонического единства террейна Новосибирских островов: новые палеомагнитные и палеонтологические данные // *ДАН*, 2013б, т. 451, № 4, с. 423—429.

Верниковский В.А., Морозов А.Ф., Петров О.В., Травин А.В., Кашубин С.Н., Шокальский С.П., Шевченко С.С., Петров Е.О. Новые данные о возрасте долеритов и базальтов поднятия Менделеева: к проблеме континентальной коры в Северном Ледовитом океане // *ДАН*, 2014, т. 454, № 4, с. 431—435.

Виноградов В.А., Каменева Г.И., Явщик Г.П. О гиперборейской платформе в свете новых данных по геологическому строению острова Генриетты // *Тектоника Арктики*. Л., НИИГА, 1975, вып. 1, с. 21—25.

Вольнов Д.А., Иваненко Г.В., Косько М.К., Лопатин Б.Г. Геологическая карта Российской Федерации. М-б 1:1 000 000 (новая серия). Лист S-53-55 (Новосибирские острова). Объяснительная записка. СПб., ВСЕГЕИ, 1999, 207 с.

Гражданкин Д.В., Маслов А.В. Место венда в Международной стратиграфической шкале // *Геология и геофизика*, 2015, т. 56 (4), с. 703—717.

Данукалова М.К., Кузьмичев А.Б., Коровников И.В. Кембрий острова Беннетта (Новосибирские острова) // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*, 2014, т. 22, № 4, с. 3—28.

Добрецов Н.Л., Конторович А.Э. Проблемы геологии и нефтегазоносности Арктики (вместо предисловия) // *Геология и геофизика*, 2013, т. 54 (8), с. 967—971.

Дорофеев В.К., Благовещенский М.Г., Смирнов А.Н., Ушаков В.И. Новосибирские острова. Геологическое строение и минералогия. СПб., ВНИИОкеангеология, 1999, 130 с.

Жданова А.И., Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Матушкин Н.Ю. Первые палеомагнитные данные по долеритам о. Жаннетты (Новосибирские острова, Арктика) // *ДАН*, 2016, т. 468, № 6, с. 667—670.

Кабаньков В.Я., Андреева И.А., Иванов В.Н., Петрова В.И. О геотектонической природе системы Центрально-Арктических морфоструктур и геологическое значение донных осадков в ее определении // *Геотектоника*, 2004, № 6, с. 33—48.

Кабаньков В.Я., Андреева И.А., Крупская В.В., Каминский Д.В., Разуваева Е.И. Новые данные о составе и происхождении донных осадков южной части поднятия Менделеева (Северный Ледовитый океан) // *ДАН*, 2008, т. 419, № 5, с. 653—655.

Кораго Е.А., Верниковский В.А., Соболев Н.Н., Ларионов А.Н., Сергеев С.А., Столбов Н.М., Проскурнин В.Ф., Соболев П.С., Метелкин Д.В., Матушкин Н.Ю., Травин А.В. Возраст фундамента островов Де-Лонга (архипелаг Новосибирские острова): новые геохронологические данные // *ДАН*, 2014, т. 457, № 3, с. 315—322.

Косько М.К. Структурно-фациальная зональность ордовик-среднедевонского карбонатного комплекса островов Анжу // *Тектоника Арктики. Складчатый фундамент шельфовых седиментационных бассейнов* / Ред. Д.А. Вольнов. Л., НИИГА, 1977, с. 56—87.

Кулаков И.Ю., Гайна К., Добрецов Н.Л., Василевский А.Н., Бушенкова Н.А. Реконструкции перемещений плит в Арктическом регионе на основе комплексного анализа гравитационных, магнитных и сейсмических аномалий // *Геология и геофизика*, 2013, т. 54 (8), с. 1108—1125.

Лаверов Н.П., Лобковский Л.И., Кононов М.В., Добрецов Н.Л., Верниковский В.А., Соколов С.Д., Шипилов Э.В. Геодинамическая модель развития Арктического бассейна и примыкающих территорий для мезозоя и кайнозоя и внешняя граница континентального шельфа России // *Геотектоника*, 2013, № 1, с. 3—35.

Лобковский Л.И. Тектоника деформируемых литосферных плит и модель региональной геодинамики применительно к Арктике и Северо-Восточной Азии // Геология и геофизика, 2016, т. 57, № 3, с. 476—495.

Лобковский Л.И., Вержбицкий В.Е., Кононов М.В., Шрейдер А.А., Гарагаш И.А., Соколов С.Д., Тучкова М.И., Котелкин В.Д., Верниковский В.А. Геодинамическая модель эволюции Арктического региона в позднем мезозое—кайнозое и проблема внешней границы континентального шельфа России // Арктика. Экология и экономика, 2011, № 1, с. 104—115.

Матушкин Н.Ю., Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Травин А.В., Жданова А.И. Геология и возраст основного магматизма на о. Жаннетты (архипелаг Де-Лонга) — значение для палеотектонических реконструкций в Арктике // ДАН, 2016, т. 467, № 1, с. 61—66.

Морозов А.Ф., Петров О.В., Шокальский С.П., Кашубин С.Н., Кременецкий А.А., Шкаатов М.Ю., Каминский В.Д., Гусев Е.А., Грикуров Г.Э., Рекант П.В., Шевченко С.С., Сергеев С.А., Шатов В.В. Новые геологические данные, обосновывающие континентальную природу области Центрально-Арктических поднятий // Региональная геология и металлогения, 2013, № 53, с. 34—55.

Пяткова М.Н., Виноградов В.А., Трухалев А.И., Погребницкий Ю.Е., Бондаренко С.А., Горячев Ю.В., Гусев Е.А., Зинченко А.Г., Зыков Е.А., Медведева М.А., Супруненко О.И., Черных А.А., Шустова Н.В. Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1:1 000 000 (третье поколение). Серии Лаптево-Сибироморская и Океанская. Лист Т-57-60, о. Генриетты. Объяснительная записка. СПб., Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2015, 68 с. + 4 вкл.

Рекант П.В., Гусев Е.А. Структура и история формирования осадочного чехла рифтовой зоны хребта Гаккеля (Северный Ледовитый океан) // Геология и геофизика, 2016, т. 57 (9), с. 1634—1640.

Соболев Н.Н., Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Матушкин Н.Ю., Прокопьев А.В., Ершова В.Б., Шманяк А.В., Петров Е.О. Первые сведения о геологии о. Жаннетты (архипелаг Де-Лонга, Новосибирские острова) // ДАН, 2014, т. 459, № 5, с. 595—600.

Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г., Хромых С.В., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б. Термохронология чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геохимия, 2009, т. 11, с. 1181—1199.

Филатова Н.И., Хаин В.Е. Кратон Арктида и неопротерозойские-мезозойские орогенные пояса Циркумполярного региона // Геотектоника, 2010, № 3, с. 3—29.

Чернова А.И., Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Матушкин Н.Ю., Травин А.В. Палеомагнетизм и геохронология вулканогенно-осадочных пород о. Генриетты (архипелаг Де-Лонга, Северный Ледовитый океан) // ДАН, 2017, т. 475, № 4, с. 423—427.

Шипилов Э.В. Базальтоидный магматизм и сдвиговая тектоника Арктической континентальной окраины Евразии в приложении к начальному этапу геодинамической эволюции Американо-Северного бассейна // Геология и геофизика, 2016, т. 57 (9), с. 1634—1640.

Bates M.P., Mushayandebvu M.F. Magnetic fabric in the Umvimeela Dyke, satellite of the Great Dyke, Zimbabwe // Tectonophysics, 1995, v. 242, p. 241—254.

Butler R.F. Paleomagnetism: magnetic domains to geologic terranes. Boston, Blackwell Sci. Publ., 1992, 319 p.

Cadman A.C., Park R.G., Tarney J., Halls H.C. Significance of anisotropy of magnetic susceptibility fabrics in Proterozoic mafic dikes, Hopedale Block, Labrador // Tectonophysics, 1992, v. 207, p. 303—314.

Day R., Fuller M.D., Schmidt V.A. Hysteresis properties of titanomagnetites: grain size and composition dependence // Phys. Earth Planet. Inter., 1977, № 13, p. 260—267.

DeFrates J., Malone D.H., Craddock J.P. Anisotropic magnetic susceptibility (AMS) analysis of basalt dikes at Cathedral Cliffs, WY: Implications for Heart Mountain faulting // J. Struct. Geol., 2006, v. 28, № 1, p. 9—18.

Dunlop D.J. Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms vs. Hcr/Hc) 1. Theoretical curves and tests using titanomagnetite data // J. Geophys. Res., 2002, v. 107, 2057, doi 10.1029/2001JB000487.

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. Magma flow directions in two mafic Proterozoic dike swarms of the Canadian Shield: as estimated using anisotropy of magnetic susceptibility // Mafic dikes and emplacement mechanisms / Eds. A.J. Parker, P.C. Rickwood, D.H. Tucker. Balkema, Rotterdam, 1990, p. 231—235.

Ershova V.B., Lorenz H., Prokopiev A.V., Soboлев N.N., Khudoley A.K., Petrov E.O., Estrada S., Sergeev S., Larionov A., Thomsen T.B. The De Long Islands: A missing link in unraveling the Paleozoic paleogeography of the Arctic // Gondwana Res., 2016, v. 35, p. 305—322. doi: 10.1016/j.gr.2015.05.016

- Hrouda F.** Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics // *Surv. Geophys.*, 1982, v. 5, p. 37—82.
- McElhinny M.W.** Statistical significance of the fold test in paleomagnetism // *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 1964, v. 8, p. 338—340.
- Metelkin D.V., Vernikovskiy V.A., Tolmacheva T.Yu., Matushkin N.Yu., Zhdanova A.I., Pisarevsky S.A.** First paleomagnetic data for the New Siberian Islands: Implications for Arctic paleogeography // *Gondwana Res.*, 2016, v. 37, p. 308—323.
- Miller E.L., Jaime T., Gehrels G., Amato J.M., Prokopiev A., Tuchkova M.I., Akinin V.A., Dumitru T.A., Moore T.E., Cecil M.P.** New insights into Arctic paleogeography and tectonics from U-Pb detrital zircon geochronology // *Tectonics*, 2006, v. 25, TC3013, doi:10.1029/2005TC001830.
- Tarling D.H., Hrouda F.** The magnetic anisotropy of rocks. London, Chapman & Hall, 1993, 217 p.
- Torsvik T.H., Smethurst M.A.** Plate tectonic modelling: virtual reality with GMAP // *Comput. Geosci.*, 1999, v. 25, p. 395—402.
- Watson G.S., Enkin R.J.** The fold test in paleomagnetism as a parameter estimation problem // *Geophys. Res. Lett.*, 1993, v. 20, p. 2135—2137.

*Рекомендована к печати 11 марта 2017 г.
Н.Л. Добрецовым*

*Поступила в редакцию
14 февраля 2017 г.*