

УДК 551.248.1

ПЕРВЫЕ ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ДАННЫЕ ДЛЯ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ НОВОСИБИРСКИХ ОСТРОВОВ (ВОСТОЧНО-СИБИРСКОЕ МОРЕ): К ВОПРОСУ ФОРМИРОВАНИЯ ЮЖНО-АНЮЙСКОЙ СУТУРЫ И ТЕКТОНИЧЕСКОЙ РЕКОНСТРУКЦИИ АРКТИДЫ

© 2014 г. Д. В. Метелкин***, В. А. Верниковский***, Т. Ю. Толмачева***,
Н. Ю. Матушкин***, А. И. Жданова***

**Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН
630090, г. Новосибирск, просп. Акад. Коптюга, 3
E-mail: metelkindv@ipgg.sbras.ru*

***Новосибирский государственный университет
630090, г. Новосибирск, ул. Пирогова, 2*

****Всероссийский научно-исследовательский геологический институт
199106, Санкт-Петербург, Средний просп., 74*

Поступила в редакцию 25.09.2013 г.

Архипелаг Новосибирские острова является ключевым элементом для расшифровки тектонической истории Арктики и понимания того, как основные геологические структуры Северо-Востока Азии выражены на шельфе морей Лаптевых и Восточно-Сибирского. Одним из дискуссионных вопросов является положение Южно-Аньюйской сутуры, которая принимается в качестве главной тектонической границы – шва между структурными ансамблями Сибирского и Арктического (Гиперборея или Арктида) палеоконтинентов. В настоящей работе мы представляем результаты палеогеографических (палеомагнитных и палеонтологических) исследований карбонатной толщи ордовика и силура на о-ве Котельный (архипелаг Анжу) и ордовикского терригенного разреза на о-ве Беннетта (архипелаг Де-Лонга). Возраст и фациальная принадлежность пород обоснована многочисленными находками фауны и литологическими наблюдениями. Новые авторские данные по конодонтам и ранее изученным фаунам ордовика и силура предполагают биогеографическое сходство шельфа Сибирского палеоконтинента и окраинного моря, занимавшего территорию Новосибирского архипелага в раннем палеозое. Рассчитанные палеошироты свидетельствуют о нахождении последнего в субтропической области, предположительно, северного полушария (30–45° с.ш.). Совпадение установленных палеомагнитных направлений и полюсов является свидетельством тектонического единства территорий Анжу и Де-Лонга. Сравнение восстановленной траектории кажущегося движения полюса с палеомагнитными данными для Сибири, Лаврентии и других континентальных массивов обосновывают нетрадиционную точку зрения о террейновой природе этого элемента классической Арктиды и позволяют предположить связь его тектонической истории с эволюцией Колымо-Омолонской аккреционно-коллизонной системы. Развивая эту идею, авторы предполагают, что следы тектонического шва в районе мыса Святой Нос и о-ва Б. Ляховский соответствуют Полоусненско-Колымской сутуре, а продолжение Южно-Аньюйской сутуры следует ожидать к востоку от о-вов Де-Лонга.

Ключевые слова: *Новосибирские о-ва, Котельный, Беннетта, Арктида, Южно-Аньюйская сutura, палеомагнитный полюс, палеотектонические реконструкции*

ВВЕДЕНИЕ

Данные о наличии докембрийских метаморфических комплексов среди основных структур Арктики позволили предполагать существование между кратами Лаврентии, Балтики и Сибири крупного континентального массива [12, 38, 39]. Распад этого массива, который, благодаря Л.П. Зоненшайну и Л.М. Натапову, все чаще называется Арктидой, и столкновение его фрагментов со смежными кратами привели к формированию разно-

возрастных коллизонных систем. Окончательное объединение названных кратов при закрытии Уральского палеоокеана [7, 11], формировании Карского (Таймыро-Североземельского) орогенного пояса [4] и обособлении между окраинами Сибири и Лаврентии океанского залива Палеопацифики (Южно-Аньюйский или Протоарктический океан) [11] предполагается к позднему карбону–ранней перми. За этим последовал переход к юрско-меловой стадии океанообразования в Арктике. Рифтогенез вдоль Гренландско-Элсмирской окраины привел к

заложению Амеразийской океанической котловины и отчленению крупного Чукотско-Аляскинского фрагмента бывшей Арктиды. Основная фаза спрединга продолжалась с готерива до сеномана, в интервале 136–100 млн. лет [40, 50]. В то же время на восточной (в современных координатах) окраине Сибири происходило закрытие Южно-Аньюского океана и приращение Чукотско-Аляскинского микроконтинента с образованием протяженной офиолитовой сутуры [31, 32, 64]. Предваряла это событие аккреционно-коллизонная стадия, связанная с формированием Колымо-Омолонского суперетерейна и его столкновением с Верхоянской окраиной Сибири [23].

Продолжение Южно-Аньюской сутуры на современном континентальном шельфе является предметом дискуссии [53]. Обычно ее (сутуру) предполагают в пределах архипелага Новосибирские острова. Большинство исследователей рассматривают структуру этого региона в составе Новосибирско-Чукотско-Бруксовской складчато-покровной системы, включая, таким образом, Новосибирский блок в состав Чукотско-Аляскинской микроплиты [37], однако в этом вопросе пока много неясного. Выдвигаются предположения о том, что в течение палеозоя Новосибирский фрагмент Арктиды целиком либо частично (острова Анжу) входил в состав Сибирской окраины.

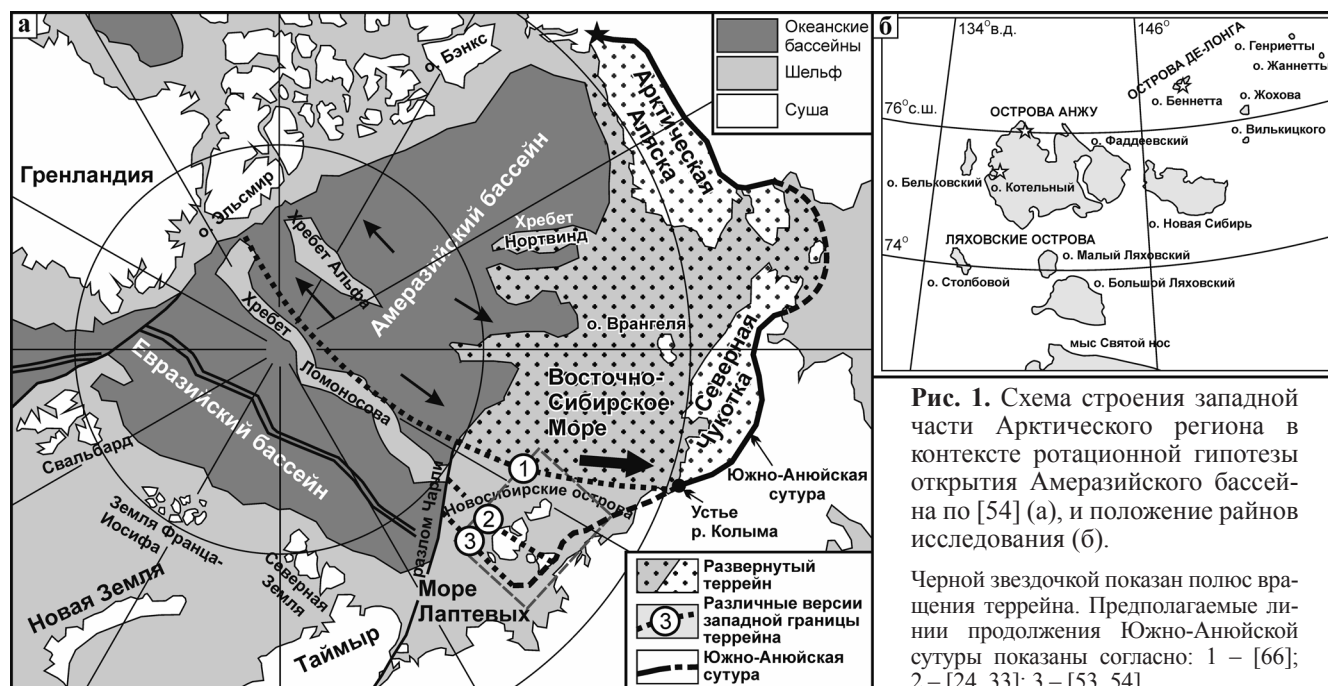
Первые результаты палеомагнитного изучения нижнего палеозоя Новосибирского архипелага кратко изложены в [6]. В настоящей работе мы представляем всю совокупность полученных геолого-геофизических фактов, которые обосновывают нетрадиционную точку зрения о террейно-

вой истории этого элемента классической Арктиды и позволяют предположить связь его тектонической истории с эволюцией Колымо-Омолонской аккреционно-коллизонной системы.

ГЕОЛОГИЯ РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ

Новосибирские о-ва разделяют шельфовые бассейны моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря и включают три группы о-вов: Ляховские, Анжу, и Де-Лонга (рис. 1). В традиционном представлении, большая часть крупных островов архипелага (о-ва Ляховские и Анжу) принадлежат Новосибирско-Чукотско-Бруксовской среднемеловой орогенной системе, которая представляет собой деформированный пассивный край Чукотско-Аляскинской плиты [37]. На юге о. Бол. Ляховского (мыс Шалаурова) установлены пиллоубазальты [10], которые принято сопоставлять с реликтами литосферы Южно-Аньюского палеоокеана. По имеющимся оценкам, возраст пород отвечает средней юре [14, 53]. Следы позднемезозойского тектонического шва обнаруживаются также на п-ве Святой Нос, где известны верхнеюрские вулканогенные комплексы, в составе которых преобладают базальты и андезиты, которые предлагается сопоставлять с образованиями широкой полосы Южно-Аньюского аккреционного клина в составе Аньюско-Святоносской островной дуги [15, 53].

Достоверные сведения о возрасте континентального основания Новосибирского блока отсутствуют. Как правило, его считают эпигренвилевским, как и весь фундамент Чукотско-Аляскинской плиты [2, 12]. Тем не менее, признаки



каледонской орогении отмечают в пределах северной части поднятия Де-Лонга. На о. Генриетты описаны ордовикские (?) вулканогенные турбидиты, андезибазальты и базальты известково-щелочной серии надсубдукционного генезиса [37]. Изометричная кольцевая структура Де-Лонга выделяется в виде обособленного куполовидного поднятия вулканической природы [8] и отделена от островов Анжу Новосибирским прогибом. Согласно классической схеме Н.С. Шатского, острова Де-Лонга представляют собой слабodeформированный край Гиперборейской (Чукотско-Аляскинской) плиты. Впоследствии в ряде работ за основной тектонический шов между Сибирью и Гипербореей принималась именно эта полоса, в том числе, в широко известной ротационной модели раскрытия Американо-Азиатской котловины [50, 56, 66]. Формирование радиальных грабенов (Новосибирского, Вилькицкого) обрамляющих купол Де-Лонга и образование самого сводового поднятия, согласно интерпретации сейсмического профиля, соответствует меловому периоду [9]. Такой же и чуть более молодой возраст имеют магматические породы, распространенные на о-вах Беннетта, Жохова, Вилькицкого [3, 36].

Палеозойская часть разреза, слагающая Новосибирские о-ва описывается в качестве типичного шельфа пассивной континентальной окраины. Наиболее полный разрез известен на о. Котельном, где выделены две зоны [8, 34]. В северо-восточной – Котельнической зоне стратиграфический интервал ордовика–нижнего и низов среднего девона сложен преимущественно известняками и доломитами. В юго-западной – Нерпалахской зоне среди карбонатов этого возраста присутствуют породы более глубоководных фаций. Выше в обеих зонах с угловым несогласием залегают среднедевонские карбонатные комплексы, нарастающие верхнедевонско-нижнекаменноугольными терригенными толщами [37]. В разрезах ордовика и силура о. Котельный установлена единая фациальная зональность, характерная для прибрежной части шельфа пассивной континентальной окраины [13] и выраженная в уменьшении мощностей и углублении бассейна в юго-западном направлении.

Объектом палеомагнитных исследований на о. Котельном стали известняки ордовика и силура в пределах обеих зон.

В Котельнической зоне, в районе лагуны Анисий, по долине р. Гребеночная, опробованы самые древние части разреза, представленные здесь айанской свитой раннего ордовика. Свита, сложенная преимущественно светлоокрашенными доломитами с прослоями темно-серых тонкозернистых песчаников и алевролитов с карбонатным цементом и редкими горизонтами детритовых известняков, была изучена в нескольких небольших обнажениях, приуроченных к ядру пологой антиклинали (рис. 2). Для палеомагнитного анализа пригодными оказались два обнажения (точки 11ns07, 11ns08,

рис. 2). Ранее, при геолого-съёмочных работах в районе р. Гребеночная [13] были найдены остатки ангарелл (*Angarella cf. lopatini* Asatkin), трилобитов, редких брахиопод и остракод, на основании которых айанская свита отнесена к верхнему аргенигу (низам среднего ордовика). Нами обнаружен комплекс конодонтов, включающий *Semiacontiodus* sp. и *Drepanodus* sp. (рис. 3), которые указывают на позднетремадокский–раннефлоский (480–475 млн. лет) возраст опробованных доломитов. При интерпретации палеомагнитных данных мы принимаем верхнюю оценку возраста – 475 млн. лет.

На юго-западе о. Котельный, в Нерпалахской зоне, по р. Чокурка, изучен один из наиболее полных разрезов ордовика–силура (рис. 4). Отложения этого возраста образуют здесь две антиклинальные складки, в ядре которых обнажены средневерхнеордовикские малодиринг-айанская и терютехская свиты, а в крыльях – нижнесилурийские урасинская и никольская свиты. Для палеомагнитного анализа удалось опробовать два обнажения, приуроченные к кровле терютехской свиты (11ns01, 11ns02, рис. 4), и базальные слои урасинской свиты (11ns03, 11ns04, там же).

Изученная часть терютехской свиты сложена плотными тонкозернистыми, местами глинистыми известняками, которые переслаиваются с органическими разностями, насыщенными макрофауной – брахиоподами, кораллами, гастроподами, трилобитами. На основании богатого комплекса табулят, возраст свиты, по данным [13], считается ашгилским (верхняя часть катийского–хирнантский ярусы) (рис. 3). Отложения сопоставляют с нальчанской свитой Омудевских гор, интервалом слоев М-Q на Колыме, долборским и бурским горизонтами на Сибирской платформе. Нами в пределах свиты обнаружен комплекс конодонтов, включающий *Yaoxianognathus? tunguskaensis* (Moskalenko), *Paroistodus? cf. nowlani* Zhen, *Walliserodus* sp., *Belodina cf. B. compressa* (Branson and Mehl), *Panderodus ex gr. greenlandensis* (Armstrong), *Pseudobelodina? cf. repens* (Moskalenko) и *Pseudobelodina* sp. Конодонты, в целом, подтверждают верхнекатийский возраст пород, а различия таксономического состава комплексов в разных точках опробования в пределах свиты заключаются только в несколько различном соотношении видов. В соответствии с представленными данными, время формирования свиты отвечает интервалу 450–444 млн. лет.

Урасинская свита согласно перекрывает терютехскую и визуально отличается от нее более темной, вплоть до черной, окраской пород. В изученных обнажениях она сложена тонкоплитчатыми известняками, переслаиваемыми с известковистыми черными аргиллитами; при этом терригенные разности преобладают в низах разреза. Ранне- и среднеландоверийский возраст толщи (443–436 млн. лет) обоснован граптолитами, брахиоподами и редкими трилобитами [13].

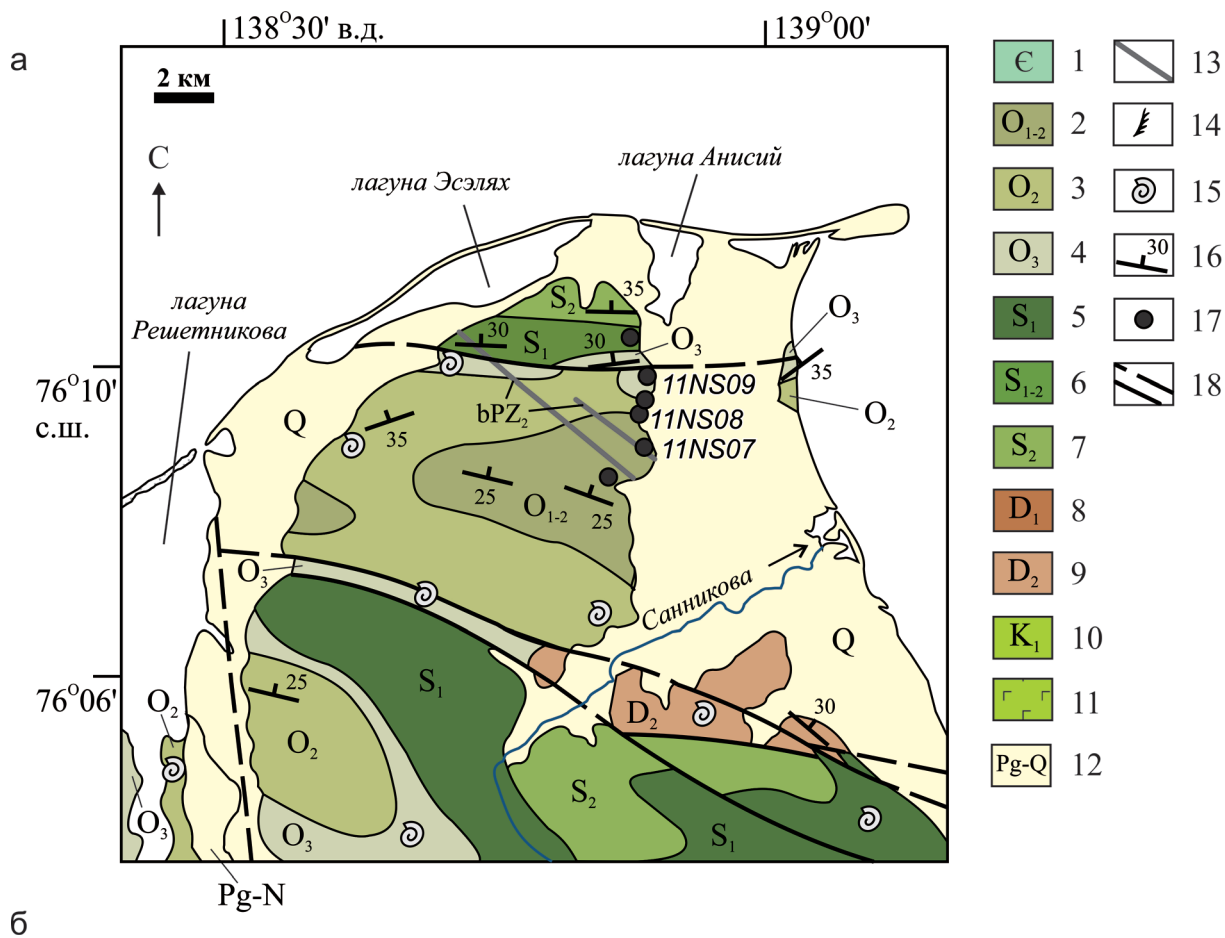


Рис. 2. Схема геологического строения района лагуны Анисий в Котельнической зоне о. Котельный (а) и фото обнажения в точке 11ns08, опробованного для палеомагнитных исследований (б).

Здесь и на рис. 4, 5: 1 – отложения кембрия, 2–4 – отложения ордовика, 5–7 – отложения силура, 8–9 – отложения девона, 10 – отложения мела, 11 – меловые базальтовые покровы о-ва Беннетта, 12 – палеоген-четвертичные отложения, 13 – позд-непалеозойские дайки основного состава, 14–15 – находки фауны, 16 – элементы залегания слоистых толщ, 17 – точки наблюдения с пронумерованными пунктами палеомагнитных исследований, 18 – разломы достоверные и предполагаемые.

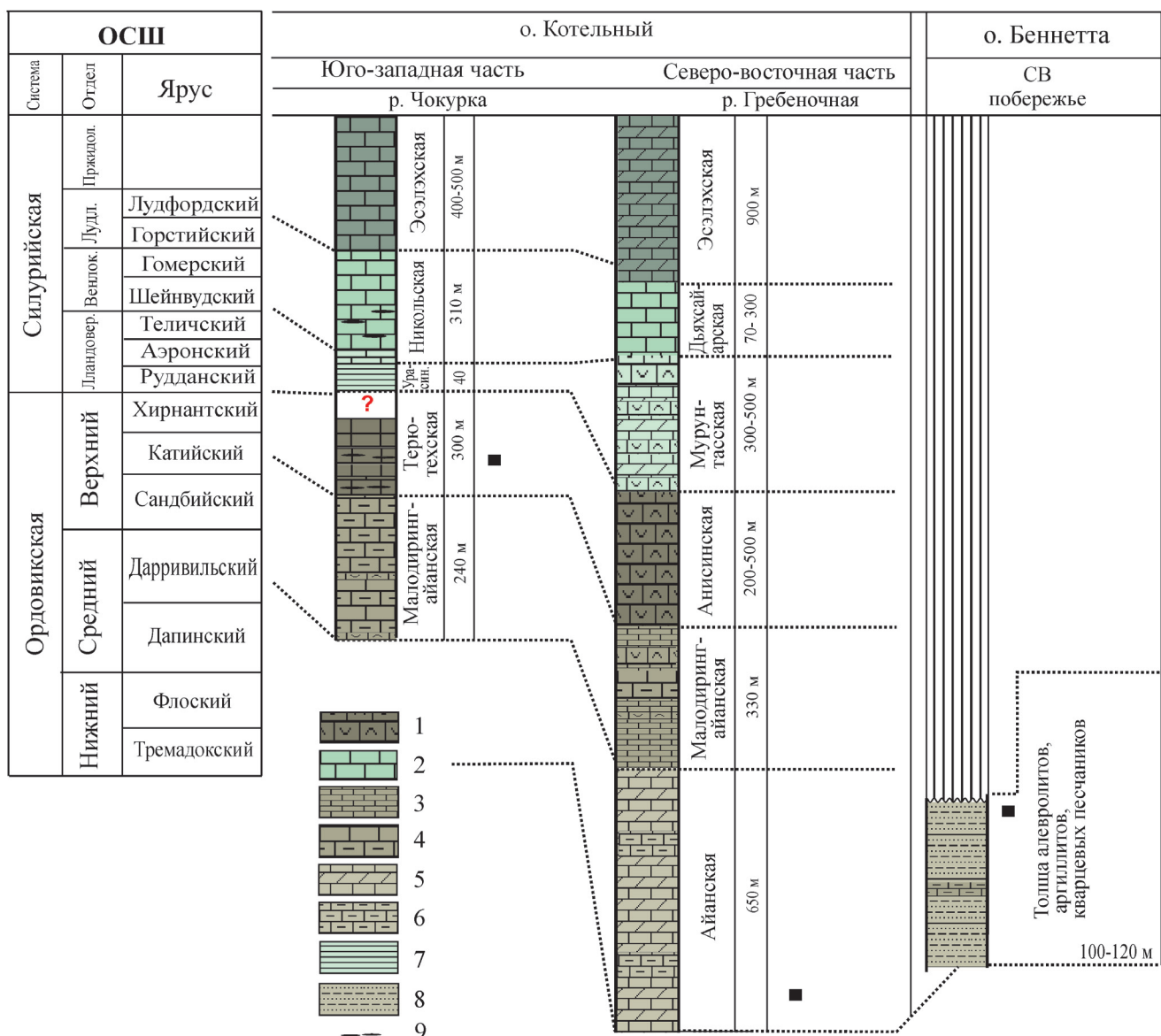


Рис. 3. Обобщенные разрезы ордовика и нижнего силура Новосибирских о-вов.

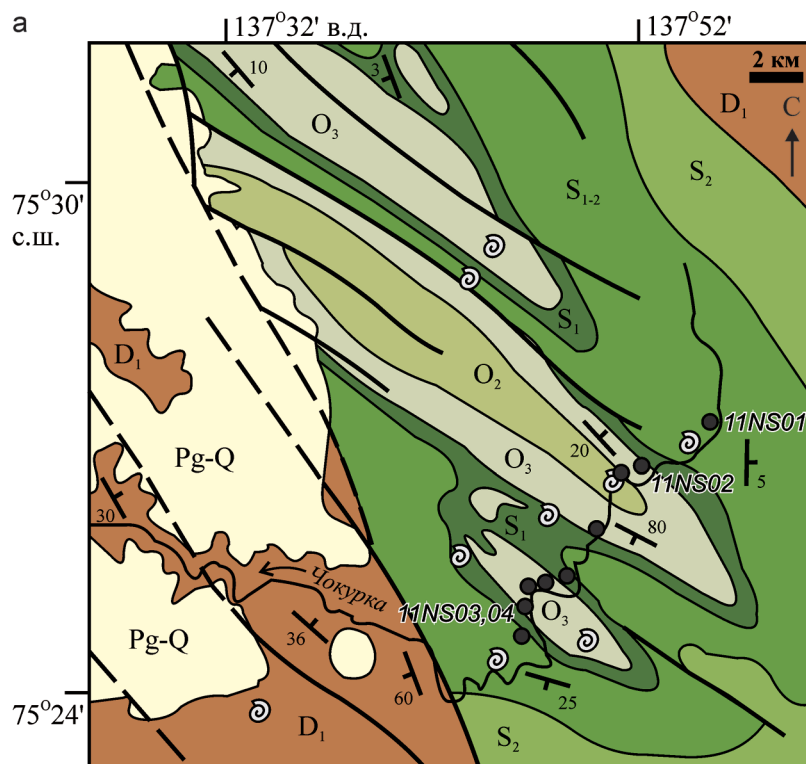
1 – биокластические известняки; 2 – преимущественно микритовые известняки; 3 – переслаивание известняков и алевролитов; 4 – переслаивание известняков и мергелей; 5 – преимущественно доломиты; 6 – мергели, глинистые известняки; 7 – аргиллиты, алевролиты; 8 – песчаники, алевролиты; 9 – линзы кремней. Квадратами отмечены точки отбора образцов на палеомагнитные исследования.

При интерпретации палеомагнитных данных, учитывая представленные оценки и стратиграфическое положение опробованных известняков терютехской и урасинской свит, мы принимаем их возраст равным 440 млн. лет.

На о. Беннетта в архипелаге Де-Лонга нижнепалеозойский комплекс представлен относительно глубоководными фациями с преобладанием турбидитов. В береговых обнажениях на юге бухты Павла Кеппена в трех точках (11ns10, 11ns11, 11ns12) нам удалось опробовать протяженное обнажение пологозалегающей циклично построенной толщи песчани-

ков, алевролитов и аргиллитов (рис. 5). Ритмы начинаются массивными серыми глинистыми песчаниками наиболее пригодными для палеомагнитного анализа, сменяются косослоистыми мелкозернистыми песчаниками и алевролитами и заканчиваются тонкослоистыми плитчатыми аргиллитами.

Для выделенных элементарных циклитов (циклов Боума) характерны сокращенные мощности и выпадение нижних элементов. Так, в разрезе наблюдаются буквально единичные прослои крупно- и среднезернистых песков с градиционной слоистостью. Основание потоков, как правило, представлено тон-



козернистыми песками с неявной градационной слоистостью. Тонкозернистые пески с массивными текстурами перекрываются косослоистыми песками, на которые в свою очередь налегают слоистые песчано-алевролитовые отложения плоского потока. Перекрываются песчаные породы значительно более тонким пелитовым материалом с ярко выраженными конседиментационными оползевыми текстурами. Такое строение типично для относительно приближенных к источнику сноса дистальных турбидитов.

Возраст отложений обоснован находками граптолитов, которые исключительно многочисленны в тонко-терригенных породах турбидитов. На юго-западном берегу полуострова Чернышева в средней части разреза Б.А. Клубовым были собраны граптолиты аренинского яруса. В северо-восточном обрыве этого полуострова и в береговых обнажениях бухты Павла Кеппена обнаружены граптолиты среднего ордовика (лланвирнского яруса) [30]. Новые сборы граптолитов (рис. 5) позволили уточнить возраст изученных толщ. Среди граптолитов Р.Ф. Соболевской определены следующие формы: *Pseudogoniograptus timidus* (Harris et Thomas), *Expansograptus* sp., *Cryptograptus schaeferi* Lapworth, *Glossograptus* sp., *Paraglossograptus tentaculatus* (J. Hall), *Diplograptus* sp., *Climacograptus* sp., *Eoglyptograptus* aff. *dentatus* (Brongniart), *Cryptograptus tricornis* (J. Hall), *Phyllograptus* aff. *anna* (J. Hall), *Glossograptus* aff. *hincksii* (Hopkinson). Все перечисленные таксоны являются видами широкого географического распространения и типичны для относительно глубоководных обстановок открытого моря. В целом, комплекс соответствует двум нижним зонам – *Expansograptus hirundo* и *Dydimograptus munchisoni* дарривильского яруса и соответствует интервалу 468–465 млн. лет.

Рис. 4. Схема геологического строения района р. Чокурка в Нерпалахской зоне о. Котельный (а) и фото обнажений терютехской свиты в точке 11ns01 (б) и уралинской свиты в точке 11ns03 (в), опробованных для палеомагнитных исследований.

Условные обозначения см. на рис. 2

При интерпретации палеомагнитной информации мы принимаем крайнюю оценку установленного возраста толщи – 465 млн. лет.

РЕЗУЛЬТАТЫ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

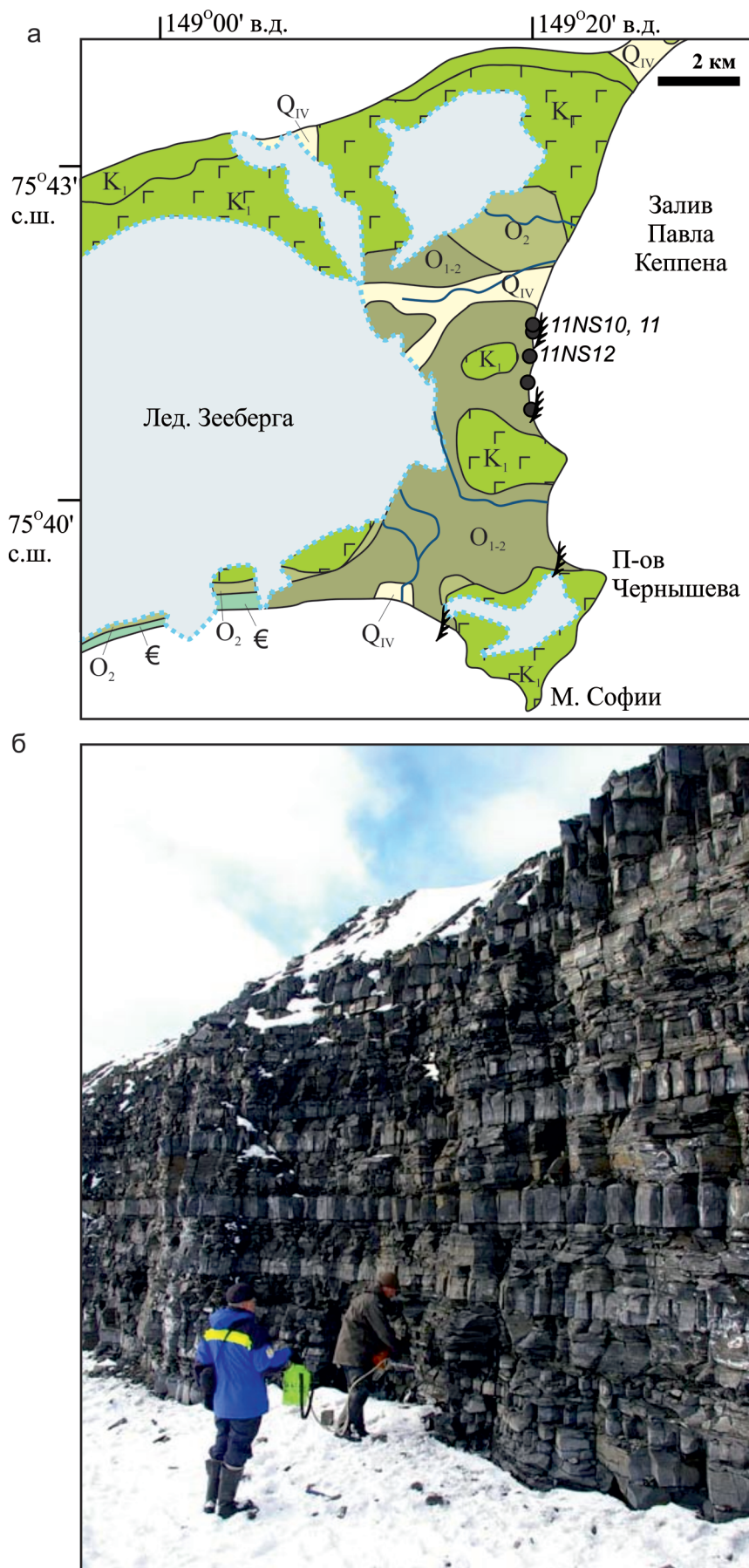
Лабораторные палеомагнитные эксперименты выполнены по стандартной методике [42] на аппаратуре палеомагнитного центра в лаборатории геодинамики и палеомагнетизма ИНГГ СО РАН (г. Новосибирск). Аппаратурный комплекс включает измерители нового поколения, в том числе криогенный магнитометр 2G Enterprise (США), со встроенной установкой для размагничивания, размещенный в экранированной комнате, на котором выполнена основная часть измерений. В основу определения компонентного состава намагниченности положено пошаговое размагничивание переменным магнитным полем для карбонатных пород о-ва Котельный и нагревом для песчаников о-ва Беннетта. Результаты экспериментов обработаны с использованием специализированных программ, использующих для разделения компонент намагниченности обычные приемы [51, 61]. Для анализа совокупности палеомагнитных направлений использованы стандартные статистические методики анализа векторов на сфере [42]. Для датирования установленных компонент намагниченности применены различные модификации теста складки [46, 70].

О. Котельный, Котельническая зона, нижний ордовик

Петромагнитные параметры изученных доломитов айанской сви-

Рис. 5. Схема геологического строения северо-восточного побережья о. Беннетта (а) и фото обнажения толщи Кеппен в точке 11ns10, опробованного для палеомагнитных исследований (б).

Условные обозначения см. на рис. 2



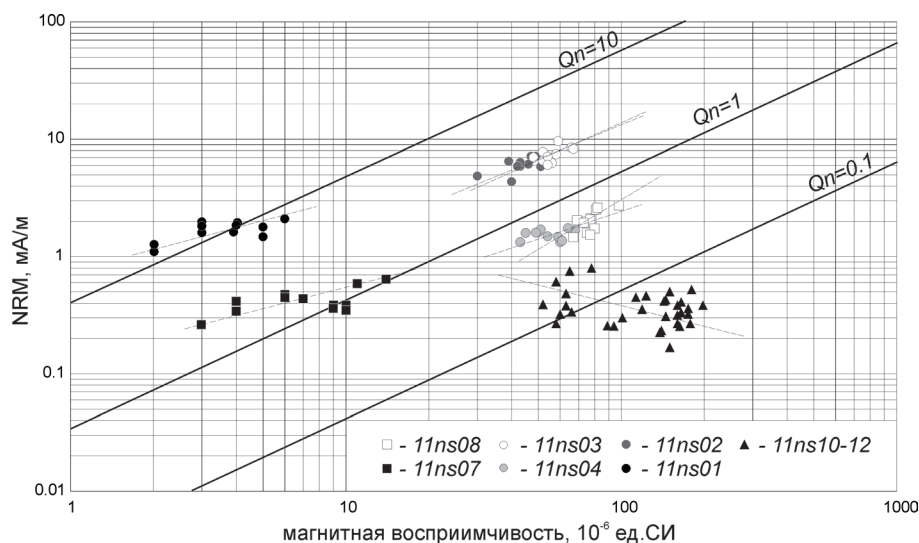


Рис. 6. Скалярные магнитные характеристики изученных пород.

Обозначения у символов соответствуют номерам изученных обнажений, пояснения в тексте.

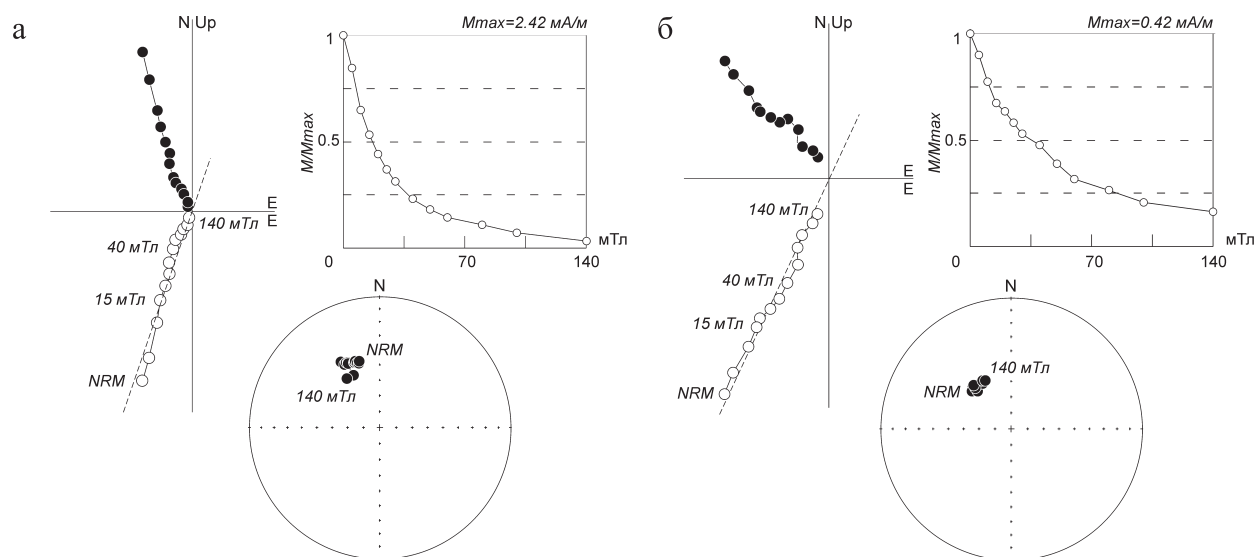


Рис. 7. Характерные ортогональные диаграммы, соответствующие графики $NRM(H)$ и стереограммы по результатам ступенчатого размагничивания переменным магнитным полем нижнеордовикских доломитов айанской свиты Котельнической зоны о-ва Котельный.

а – образец 11ns112 из обнажения 11ns08, б – образец 11ns093 из обнажения 11ns07. Здесь и далее на ортогональных диаграммах темные точки отвечают проекции вектора на горизонтальную плоскость, светлые – на вертикальную плоскость; темные точки на стереограммах соответствуют проекции вектора на нижнюю полусферу; система координат стратиграфическая.

ты в разных обнажениях несколько отличаются друг от друга. Для точки 11ns08 (верхняя часть разреза) величина естественной остаточной намагниченности (NRM) принимает значения от 1.5 до 3 мА/м. Магнитная восприимчивость (χ) незначительно варьирует около 10^{-4} ед. СИ. Для точки 11ns07 (нижняя часть разреза) значения NRM и χ ниже почти на порядок. На диаграмме NRM/χ точки этих значений

образуют соответствующие дискретные группы, вытянутые вдоль линии $Qn = 1$ (рис. 6). Несмотря на определенное различие между точками опробования, общее распределение типично для осадочных пород, обладающих ориентационной намагниченностью. Вариации NRM и χ при равном их отношении отражают зависимость измеренных параметров от концентрации магнитных зерен [19]. Это,

Таблица 1. Палеомагнитные направления и координаты виртуальных геомагнитных полюсов осадочных пород ордовика–раннего силура о-вов Котельный и Беннетта (Новосибирские острова)

Точка отбора, порода, возраст	n/N	Соврем. коорд.		Древн. коорд.		k	α_{95}	VG Pole		ППШ	
		D (°)	I (°)	D (°)	I (°)			PLat	PLong		
											PLong
о. Котельный											
11ns03, известняк, урасинская св., S ₁	11/11	182.9	83.1	272.8	55.8	87.8	4.9	35.7	55.6	7.0/5.0	36.3 ± 5.9
11ns04, известняк, урасинская св. S ₁	10/11	195.9	79.3	266.8	53.4	87.2	5.2	31.9	60.4	7.2/5.0	34.0 ± 6.0
11ns02, известняк терюхская св., O ₃	12/12	122.2	87.9	278.7	52.0	302.2	2.5	33.6	48.7	3.4/2.3	32.6 ± 2.8
11ns01, известняк терюхская св., O ₃	10/11	231.8	71.3	269.7	53.9	102.2	4.8	33.1	53.9	6.7/4.7	34.4 ± 5.6
среднее, известняк, терюхская и урасинская св., 435 млн. лет		208.3	81.5			87.0	9.9				
				272.0	53.9	558.5	3.9	33.7	55.7	A ₉₅ = 5.1	34.4 ± 4.6
11ns08, доломит, айанская св., O ₁	11/12	273.1	66.3	320.7	58.2	24.6	9.4	48.9	7.5	13.9/10.3	38.9 ± 11.9
11ns07, доломит айанская св., O ₁	12/13	335.1	87.5	310.2	59.8	82.7	4.8	48.6	20.0	7.2/5.5	40.7 ± 6.3
среднее, доломит, айанская св.		278.3	77.5			25.7	51.4				
475 млн. лет				315.6	59.1	414.0	12.3	48.9	13.8	A ₉₅ = 18.1	39.9 ± 15.9
о. Беннетта											
11ns10, песчаник, толща Кеппен, O ₂	8/11	299.8	52.3	307.8	56.3	27.7	10.7	44.2	31.0	15.4/11.1	36.9 ± 13.1
11ns11, песчаник, толща Кеппен, O ₂	9/11	301.8	47.8	312.4	52.6	40.4	8.2	41.5	24.8	11.3/7.8	33.2 ± 9.4
11ns12, песчаник, толща Кеппен, O ₂	8/11	292.0	61.9	301.4	63.1	11.3	17.2	50.2	41.1	28.2/22.2	44.6 ± 25.0
среднее, песчаник, толща Кеппен		298.5	54.1			109.3	11.9				
465 млн. лет				307.7	57.4	178.4	9.3	45.5	31.9	A ₉₅ = 11.0	38.0 ± 11.6
Примечание. n/N — количество единичных векторов, использованное в статистике, к общему количеству изученных образцов; D — склонение, I — наклонение, k — кучность, α_{95}											

Примечание. n/N – количество единичных векторов, использованное в статистике, к общему количеству изученных образцов; D – склонение, I – наклонение, k – кучность, α_{95} – радиус 95%-го овала доверия; VG Pole – координаты виртуального геомагнитного полюса: PLat – широта, PLong – долгота, dp/dm – полуоси овала доверия, средний полюс рассчитан как среднее по выборке VG Pole, где A_{95} – соответствует радиусу 95%-го овала доверия; ППШ – палеоширота для реконструируемого блока в градусах с.ш.

в свою очередь, свидетельствует о потенциальной сохранности первичной палеомагнитной информации.

По результатам ступенчатого размагничивания мы определяем только одну стабильную компоненту – характеристическую (ChRM). В ходе размагничивания типичным является постепенный спад величины NRM. Однако характер размагничивания для двух опробованных обнажений также несколько разнится (рис. 7).

Для точки 11ns08 значение медианного разрушающего поля (MDF) около 15 мТл. В интервале от 5 до 50 мТл вектор незначительно разворачивается, а при дальнейшем воздействии переменным полем устремляется к центру координат ортогональной диаграммы (рис. 7а). В полях амплитудой выше 100 мТл разрушается до 90% NRM. Направление среднекоэрцитивной (5–50 мТл) компоненты в пределах ошибки определения не отличается от средней ChRM.

Для точки 11ns07 свойственен более жесткий носитель намагниченности. Значения MDF в два раза выше – около 30 мТл. При максимальном (в настоящем эксперименте) разрушающем поле в 140 мТл разрушается менее 90% суммарной NRM. Тем не менее, на ортогональной диаграмме четко видна тенденция к смещению проекции вектора по прямой, направленной в центр координат (рис. 7б). В некоторых образцах можно заметить присутствие среднекоэрцитивной компоненты, направление которой незначительно отличается от ChRM.

Таким образом, в карбонатных породах нижнего ордовика Котельнической зоны отмечается присутствие регулярной высококоэрцитивной компоненты намагниченности (табл. 1), которая, вероятно, связана с незначительной аллотигенной примесью магнитного материала (магнетита, гематита и т.п.). Мы предполагаем, что сохранившаяся ChRM имеет ориентационную природу и отвечает направлению магнитного поля в момент формирования пород – 475 млн. лет назад. Об этом свидетельствует значение кучности (k), которое более чем на порядок выше в древней системе координат, по сравнению с современной (см. табл. 1). Поскольку изучено только два обнажения, что недостаточно для корректной оценки на уровне средних по обнажениям, тест складки поставлен по совокупности единичных векторов. Отношение кучности тестируемой выборки ($n = 23$) в древней и современной системах координат $ks/kg = 39.1/22.6$. При пропорциональном распрямлении складки [70] максимум кучности достигается на уровне 84.7%. Корреляционный тест складки положительный [46], коэффициент корреляции ($DC\ Slope: 0.851 \pm 0.293$) близок к 1.

О. Котельный, Нерпалахская зона, верхний ордовик–лландовери

На диаграмме NRM/ χ точки значений этого отношения образуют три дискретные группы (рис. 6). Основные различия вновь между точками опробования, тогда как характер вариаций петромагнитных параметров в пределах изученных обнажений соответствует представлениям об ориентационной природе NRM: точки значений отношения NRM/ χ образуют тренды субпараллельные линиям равного Q_n . Наименьшая величина магнитной восприимчивости – $(2-6) \times 10^{-6}$ ед. СИ – наблюдается для известняков позднего ордовика терютехской свиты, опробованных в обнажении 11ns01, при этом естественная остаточная намагниченность пород относительно высокая – около 2 мА/м, значение Q_n около 10. Для верхней части позднеордовикского разреза (обнажение 11ns04) при близких значениях NRM, магнитная восприимчивость на порядок выше – $((4-7) \times 10^{-5}$ ед. СИ) и Q_n чуть меньше 1. Для известняков обнажения 11ns02, расположенных стратиграфически ниже, χ имеет такие же значения, а NRM существенно выше (4–8 мА/м), соответственно, Q_n – около 5. Сходные петромагнитные параметры типичны для раннесилурийских известняков урасинской свиты (обнажение 11ns03).

Несмотря на петромагнитные различия, по поведению вектора NRM в ходе размагничивания переменным магнитным полем, все изученные известняки весьма однородны. Значение MDF составляет от 20 до 30 мТл. Более 90% NRM разрушается в полях амплитудой выше 100 мТл. Ортогональные диаграммы имеют ясно выраженный однокомпонентный вид (рис. 8). В полях амплитудой до 15 мТл часто можно заметить присутствие вязкой или лабораторной вязкой компоненты.

С учетом ошибки определения, установленная регулярная ChRM отличается от стабильной раннеордовикской компоненты более чем на 25° по склонению (табл. 1). Судя по распределению значений Q_n , намагниченность известняков также в основном обусловлена присутствием аллотигенных зерен магнитных минералов. Согласно симуляционному параметрическому тесту складки [70], максимальная кучность достигается в древней системе координат, при $101.1\% \pm 22.0\%$ распрямлении складки. Корреляционный тест [46] положительный ($DC\ Slope: 1.029 \pm 0.515$). На этом основании, мы предполагаем, что формирование ChRM соответствует возрасту пород – 440 млн. лет.

О. Беннетта, средний ордовик

Петромагнитные параметры глинистых песчаников толщи Кеппен на о-ве Беннетта, в отличие от известняков о-ва Котельный, имеют другой тип вариации. Точки значений отношения NRM/ χ образуют

“облако” в правой нижней части диаграммы (рис. 6). Таким образом для них характерны сравнительно высокая магнитная восприимчивость – около 10^{-4} ед СИ и низкая NRM – от 0.1 до 0.8 мА/м. Соответственно Q_n меняется от 0.05 до 0.5. Низкие значения Q_n и облачное распределение с плохо выраженным трендом в крест линий равного Q_n заставляет предполагать химическую природу намагниченности, связанную с образованными на месте аутигенными магнитными минералами. Вероятно присутствие и аллотигенных обломков, однако связанная с ними ориентационная намагниченность уступает по силе химической.

Компонентный состав NRM изучен по результатам температурного размагничивания (рис. 9), поскольку содержащиеся в породе минералы обладают относительно высокой магнитной жесткостью. В самом начале эксперимента до температур 320–360°C наблюдается резкий спад величины намагниченности, иногда до практически полного размагничивания. Половина суммарной NRM разрушается при нагреве около 280°C. Судя по деблокирующим температурам, основными носителями намагниченности могут быть сульфиды железа (грейгит, пирротин). Такие аутигенные минералы соответствуют слабоокислительным условиям формирования. При нагреве выше указанных критических температур величина намагниченности сначала меняется слабо, а затем (от 480°C) резко растет, достигая значений на порядок выше исходной NRM. Последнее, вероятно, обусловлено появлением в ходе эксперимента новой магнитной фазы (маггемита, гематита). Проекция конца вектора NRM на ортогональных диаграммах до разрушения исходных минералов испытывает тенденцию к смещению к центру координат (рис. 9). С появлением новообразованных минералов направление меняется хаотически.

Установленная низкотемпературная компонента имеет регулярное направление, хотя кучность распределения “внутри” точек отбора относительно невысокая (табл. 1). Направление для точки 11ns12 рассчитано методом комбинированного анализа, для половины образцов использованы круги перемангничивания. Тем не менее, рассчитанные по точкам отбора палеомагнитные направления имеют кучное распределение. Отношение $ks/kg = 1.66$ для среднего по точкам отбора ниже критического значения $F = 6.39$ по [59] и неопределенный тест складки по [46, 70] обусловлены малым различием в элементах залегания при субгоризонтальном положении изученной толщи. При таком залегании интерпретируемый результат может дать корреляционный тест складки в модификации [60]. Значение коэффициента корреляции ξ_2 в географических координатах 2.243 выше критического значения $\xi_2 = 2.076$ на 95%-ом уровне доверия, при этом значение ξ_2 в стратиграфических координатах 0.777 ниже критического, что подтверждает предположение о доскладчатом возрасте тестируемой компоненты. Среднее палеомагнитное направление в среднеор-

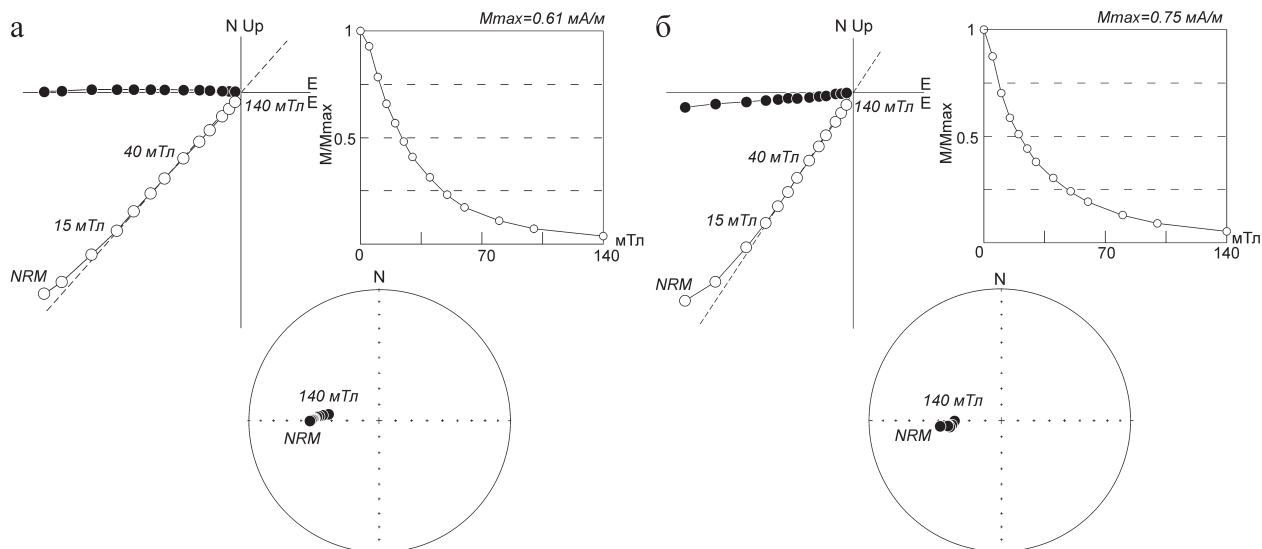


Рис. 8. Характерные ортогональные диаграммы, соответствующие графики $NRM(H)$ и стереограммы по результатам ступенчатого размагничивания переменным магнитным полем верхнеордовикско-силурийских карбонатных пород Нерпалахской зоны о-ва Котельный.

а – образец 11ns020 известняка терютехской св. из обнажения 11ns02; б – образец 11ns023 известняка урасинской св. из обнажения 11ns03

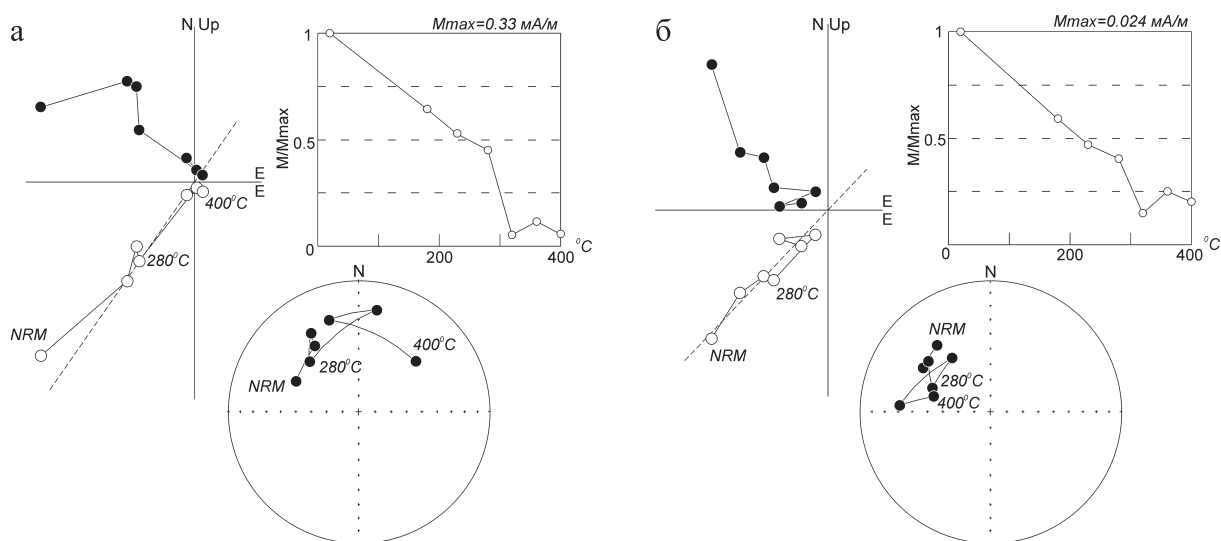


Рис. 9. Характерные ортогональные диаграммы, соответствующие графики $NRM(T)$ и стереограммы по результатам ступенчатого терморазмагничивания среднеордовикских песчаников толщи Кеппен о-ва Беннетта.

а – образец песчаника 11ns131 из обнажения 11ns10; б – образец песчаника 11ns141 из обнажения 11ns11.

довикских песчаниках о-ва Беннетта незначительно отличается от ордовикско-силурийских направлений о-ва Котельный (табл. 1). Это также косвенно свидетельствует о древнем возрасте установленной компоненты намагниченности. Вероятно, ее фиксация произошла вскоре после формирования пород – около 465 млн. лет назад, хотя прямых доказательств этого мы не имеем.

ОБСУЖДЕНИЕ И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ДАННЫХ

В большинстве тектонических моделей предполагается, что вся территория Арктического шельфа, занятая Новосибирскими островами, либо ее северная часть (архипелаг Де-Лонга) вместе со структу-

рами Чукотско-Аляскинской микроплиты представляют отторженец континентального массива Лаврентии, отколовшийся в позднем мезозое во время раскрытия Американо-Азиатской котловины. Раннепалеозойская история этого фрагмента Арктиды также, в основном, рассматривается в связи с окраиной Лаврентии. Полученные палеомагнитные данные нацелены на решение двух главных проблем. Первая – сравнение палеомагнитных полюсов по южной (острова Анжу) и северной (острова Де-Лонга) частям Новосибирского архипелага может дополнить сведения о тектоническом родстве или различиях между этими частями в раннем палеозое и, соответственно, прояснить проблему положения Южно-Аннуйского шва. Вторая – сопоставление полученных палеомагнитных полюсов с раннепалеозойским интервалом траектории кажущегося перемещения полюсов (ТКДП) Лаврентии может обосновать или опровергнуть тектоническую близость Новосибирского блока окраине этого кратона в раннем палеозое.

Хотя прямых доказательств первичного происхождения намагниченности нет, косвенные свидетельства позволяют предполагать, что образование установленных компонент соответствует времени формирования изученных пород. Таким образом, мы полагаем, что средний полюс по Нерпалахской зоне о-ва Котельный отвечает интервалу 445–435 млн. лет, т.е. может характеризовать пространственное положение южного фрагмента Новосибирского блока (о-ва Анжу) на рубеже 440 млн. лет. Средний полюс по Котельнической зоне описывает раннеордовикскую (480–470 млн. лет) тектоническую историю этого же фрагмента и его палеогеографию около 475 млн. лет назад. Формирование флиша на о-ве Беннетта проходило в интервале 470–460 млн. лет назад и если предполагать близкий возраст установленной в этих породах намагниченности, то рассчитанный палеомагнитный полюс будет характеризовать положение северного фрагмента Новосибирского блока (о-ва Де-Лонга) на рубеже 465 млн. лет назад.

Отличительной особенностью установленной намагниченности является довольно высокое (50–60°) и исключительно положительное наклонение (табл. 1).

В соответствии с глобальной магнитостратиграфической шкалой (GPTS), интегрированной в шкалу геологического времени [49], первая половина ордовика характеризуется преобладанием обратной полярности с узкой зоной прямой полярности около 480 млн. лет назад. Вторая половина ордовика, начиная с 465 млн. лет характеризуется чередованием прямых и обратных зон с некоторым преобладанием продолжительности фаз прямой полярности, особенно в конце ордовика. Систематизированные магнитостратиграфические данные для начала силура отсутствуют. В целом, силурийское время, в соответствии с имеющимися представлениями, ха-

рактеризуется частой сменой полярности [69]. Таким образом, интересующие нас рубежи 475, 465 и 440 млн. лет в рамках GPTS вполне коррелируются с интервалами нормального поля, соответственно установленное положительное наклонение векторов предполагает нахождение Новосибирского блока в субтропической зоне северного полушария. Тем не менее, имеются сведения о том, что нижний и средний ордовик соответствуют суперхрону обратной полярности [20, 65]. По результатам изучения опорного разреза Сибирской платформы в среднем течении р. Ангара, аренигская и лланвирнская части разреза на 100% характеризуются обратной полярностью, первые указания на возможность существования зон прямой полярности появляются здесь лишь в лландейло, а достоверно фиксируются только в карадокское время [20]. На основании этих наблюдений, учитывая отсутствие достоверной информации для раннего лландовери, нужно считать, что положительное наклонение векторов намагниченности в эпоху преобладающего обратного магнитного поля может быть обусловлено нахождением Новосибирского блока в южном полушарии. Таким образом, отсутствие систематизированных сведений по магнитостратиграфии ордовика–раннего силура не позволяет однозначно решить проблему полярности установленных компонент намагниченности. Оба варианта интерпретации широтного положения реконструируемого континентального блока, на наш взгляд, равнозначны. Тем не менее, сходные координаты ордовикских палеомагнитных полюсов о-вов Котельный и Беннетта, вне зависимости от того, какую полярность принять за истинную, свидетельствуют о тектоническом единстве Новосибирского блока, по крайней мере, с этого времени. Трудно представить, что северный фрагмент находился в субтропической зоне одного полушария, а южный – в зеркальном отражении в другом полушарии. Рассчитанные виртуальные геомагнитные полюсы на геосфере выстраиваются в линию – тренд, где среднеордовикский полюс о-ва Беннетта расположен между раннеордовикским полюсом Нерпалахской зоны и ордовикско-силурийским полюсом Котельнической зоны о-ва Котельный (рис. 10а). Принимая нормальную полярность геомагнитного поля, видно, что полюс Новосибирского блока испытывает в течение ордовика кажущееся смещение юго-восточного направления от современной территории Центральной Европы к горным хребтам Среднеиранских гор и Загроса. Исходя из полученного тренда КДП, просто рассчитать приблизительную скорость перемещения для Новосибирского блока. Обычно ее раскладывают на две составляющие: широтный дрейф (амплитуда смещения вдоль долготы) и вращение (скорость поворота вокруг вертикальной оси). На построенных диаграммах (рис. 10б) видно, что скорость перемещения блока незначи-

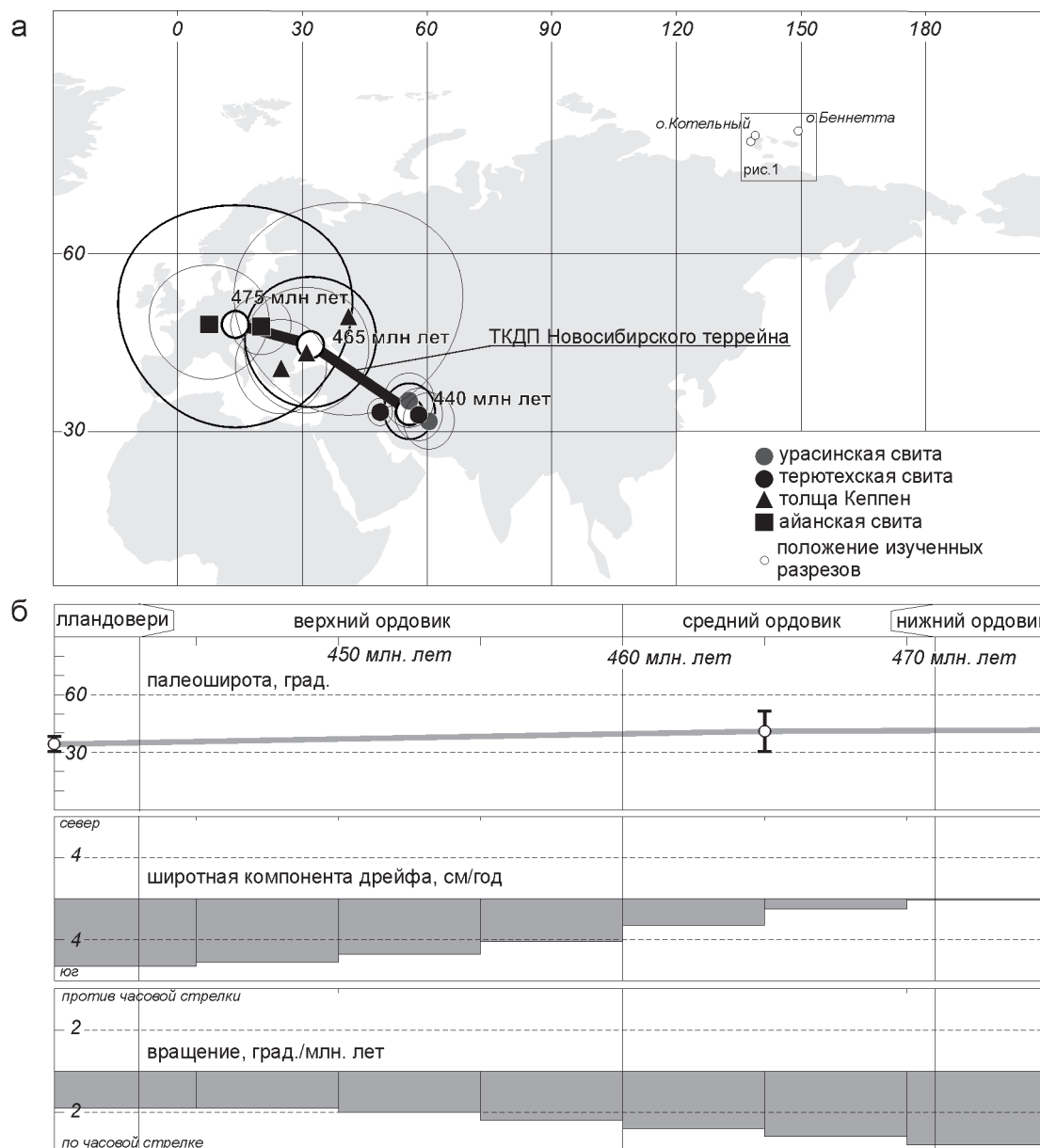


Рис. 10. Положение виртуальных геомагнитных полюсов изученных стратиграфических подразделений о-вов Котельный и Беннетта и ордовик-силурийский интервал траектории кажущего движения палеомагнитного полюса (ТКДП) Новосибирского террейна (а); рассчитанные из ТКДП кинематические параметры дрейфа Новосибирского террейна в начале палеозоя (б)

На рис. б: вверху – изменение палеоширотного положения террейна, в центре – скорость широтного (вдоль долготы) дрейфа, внизу – угловая скорость (скорость поворота террейна вокруг вертикальной оси).

тельная: широтный дрейф менее 4 см/год, а вращение до 2°/млн. лет. В первой половине ордовика в кинематике немного преобладает угловая составляющая, а во второй – широтный дрейф. Можно заключить, что Новосибирский блок в раннем палеозое испытывал плавное, медленное перемещение в субтропической области Земного шара с незначительным вращением по часовой стрелке (рис. 10б).

Для восстановления положения Новосибирского блока относительно Лаврентии или любого дру-

го тектонического элемента необходимо сопоставить полученный тренд КДП с соответствующим интервалом ТКДП этого элемента. Ордовикский интервал ТКДП Лаврентии, как и других крупных континентальных массивов, которые могли бы взаимодействовать с Арктидой, не отличаются по сути. Это слабоизогнутые отрезки, аналогичные Новосибирской ТКДП, которые, в зависимости от кинематики блоков, имеют несколько различную длину. Отсутствие характерных форм в ТКДП не по-

звolyет дать однозначного ответа по вопросу тектонического единства Новосибирского блока с каким либо кратоном. Теоретически, в рамках ошибки определения координат палеомагнитных полюсов, она может быть сопоставлена с ордовикским отрезком кривой КДП любого из них. Тем не менее, полученное в результате такой операции взаимное положение блоков может помочь в обосновании той или иной пространственной модели. Ситуация осложняется тем, что мы не имеем четкого представления об истинной полярности установленных компонент, поэтому всегда возможны, как минимум, два варианта сопоставления полюсов.

Вне зависимости от того, какую полярность принять для полученных полюсов Новосибирского блока, для совмещения кривых КДП необходим поворот, который подразумевает значительное расстояние между реконструируемыми тектоническими единицами (рис. 11). После поворота на соответствующий угол Новосибирский элемент оказывается в противоположной области Земного шара, относительно реконструируемого блока (в умеренной и полярной областях южного полушария). Это подразумевает террейновую (!) тектоническую историю Новосибирского блока в течение раннего палеозоя. Вероятно, в ордовике–раннем силуре Новосибирский террейн не имел общих границ ни с одним из предполагаемых континентальных массивов. Принимая во внимание долготную неопределенность, расстояние между кратонами можно существенно “сократить”. Однако в результате такой операции взаимодействие кратон–кратон можно получить лишь с Балтией, при условии, что намагниченность образовалась в эпоху обратной полярности. Террейн мог находиться либо у скандинавской окраины Балтии, либо в районе Среднего Урала (рис. 11г). Оба варианта положения не кажутся правдоподобными из-за кардинальных отличий в геологическом строении и тектонической истории регионов. В целом, южное положение Новосибирского террейна в ордовике с геологической позиции объяснить труднее. Палеогеография и тектоника раннего палеозоя южного полушария Земли связана с активной стадией эволюции континентальных окраин и океанических бассейнов [5, 43, 48, 55, 56]. Новосибирский террейн, в соответствии с палеомагнитными данными, может быть помещен либо внутри субдуцирующего бассейна Япетуса между Лаврентией, Балтией и активными островными дугами Авалонии, либо в пределах океана Рея или Уральского палеоокеана, на очень большом расстоянии от лаптевоморской окраины Сибири. И в том и в другом случае кинематика перемещений Новосибирского блока к современному положению относительно Сибирского кратона слишком сложная и не поддается логическому объяснению.

В качестве простой альтернативы предлагается рассмотреть вариант террейновой истории бло-

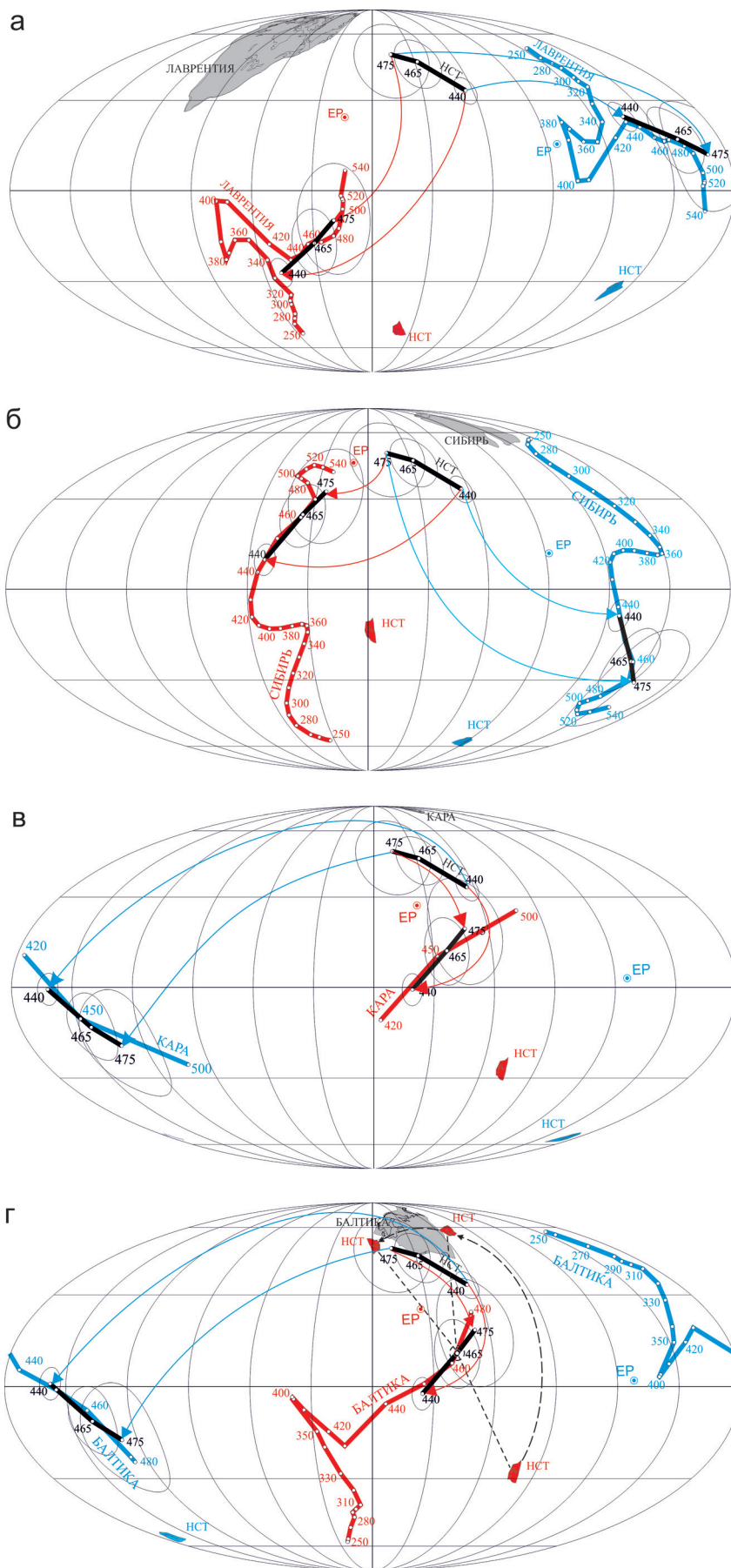
ка в северном полушарии, принимая нормальную полярность для установленных палеомагнитных направлений. В этом случае, Новосибирский террейн окажется в зоне влияния Палеопацифики на юго-восточной (в современных координатах) периферии Сибирского палеоконтинента и в течении ордовика–силура будет испытывать встречный с ним дрейф, незначительно поворачиваясь по часовой стрелке [5]. Эта область Земного шара в раннем палеозое согласно имеющимся реконструкциям характеризуется относительно спокойным тектоническим режимом с преобладанием на Сибирском шельфе условий пассивной континентальной окраины. В пределах морских бассейнов, обрамляющих Сибирский палеоконтинент, могли эволюционировать трансформные системы, которые определяли его взаимное сближение с малыми континентальными плитами, расположенными на периферии [5, 18]. К их числу кроме Новосибирского блока следует отнести серию террейнов Колымо-Омолонской аккреционно-коллизонной области, представляющих собой элементы пассивной континентальной окраины (Омулевский, Приколымский, Омолонский). Карбонатные разрезы палеозоя этих террейнов имеют значительное сходство с разрезами о-ва Котельный и часто сопоставлялись друг с другом в предположении об их единстве с Верхоянской шельфовой окраиной до среднего девона [34]. Наиболее близким к структурам Новосибирского блока является Омулевский террейн. Он разобран сдвигами на несколько фрагментов (Омулевский, Чемалгинский, Тас-Хаяхтахский, Селеняхский, Улахан-Тасский и более мелкие), которые вместе с Приколымским террейном образуют в плане структурную петлю вдоль Полоусненско-Колымской сuture [34, 64]. Согласно палеомагнитным данным, начиная с позднего силура–девона эти террейны в составе единого Колымо-Омолонского массива, точнее агломерата террейнов, завершивших свою амальгамацию в юре, могли испытывать согласованное перемещение вблизи Верхоянской континентальной окраины [67]. Это вполне отчетливо наблюдается по согласованному изменению их палеоширот (рис. 12).

Палеомагнитные данные для допозднесилурийского интервала немногочисленны и их индекс палеомагнитной надежности невелик. Тем не менее, единичные определения В.П. Родионова с соавторами [21] по Тас-Хаяхтахскому и Приколымскому блокам имеют очевидную аналогию с Новосибирскими, хотя соответствующие палеомагнитные полюсы располагаются немного южнее Новосибирских, а палеошироты отличаются приблизительно на 10° , если учесть разницу в современной географии блоков более чем на 5° по широте (табл. 2, рис. 12). Таким образом, приведенные сравнения указывают на потенциальную возможность вовлечения Новосибирского блока в тектоническую эволюцию Колымо-

Рис. 11. Сопоставление ТКДП Новосибирского террейна (НСТ) с траекториями КДП окружающих кратонов.

а – для сопоставления с ТКДП Лаврентии [68] использованы повороты вокруг эйлеровых полюсов (ЕР): $15^{\circ}\text{N } 95^{\circ}\text{E} - 125^{\circ}$ в случае северного полюса и $24^{\circ}\text{N } 345^{\circ}\text{E} - 153^{\circ}$ в случае южного полюса; б – для сопоставления с ТКДП Сибири [45] использованы эйлеровы повороты: $12^{\circ}\text{N } 92^{\circ}\text{E} - 170^{\circ}$ в случае северного полюса и $45^{\circ}\text{N } 350^{\circ}\text{E} - 160^{\circ}$ в случае южного полюса; в – для сопоставления с ТКДП Карской плиты [18] использованы эйлеровы повороты: $3^{\circ}\text{N } 126^{\circ}\text{E} - 147^{\circ}$ в случае северного полюса и $27^{\circ}\text{N } 24^{\circ}\text{E} - 122^{\circ}$ в случае южного полюса; г – для сопоставления с ТКДП Балтики [44] использованы эйлеровы повороты: $2^{\circ}\text{N } 128^{\circ}\text{E} - 145^{\circ}$ в случае северного полюса и $25^{\circ}\text{N } 26^{\circ}\text{E} - 119^{\circ}$ в случае южного полюса

Цифры у полюсов обозначают возраст в млн. лет. Светло-серым показаны северные палеомагнитные полюсы соответствующих кратонов и положение Новосибирского террейна после поворота его ТКДП к ним; темно-серым показаны южные палеомагнитные полюсы соответствующих кратонов и положение Новосибирского террейна после поворота его ТКДП к ним. Пунктирной линией на рис. г показан необходимый поворот Новосибирского террейна для совмещения его с Балтикой, учитывая долготную неопределенность полученных данных, построено в координатах Балтики для времени 465 млн. лет назад (в качестве ЕР выбраны координаты полюса Новосибирского блока на 465 млн. лет после поворота к ТКДП Балтики), пояснения в тексте.



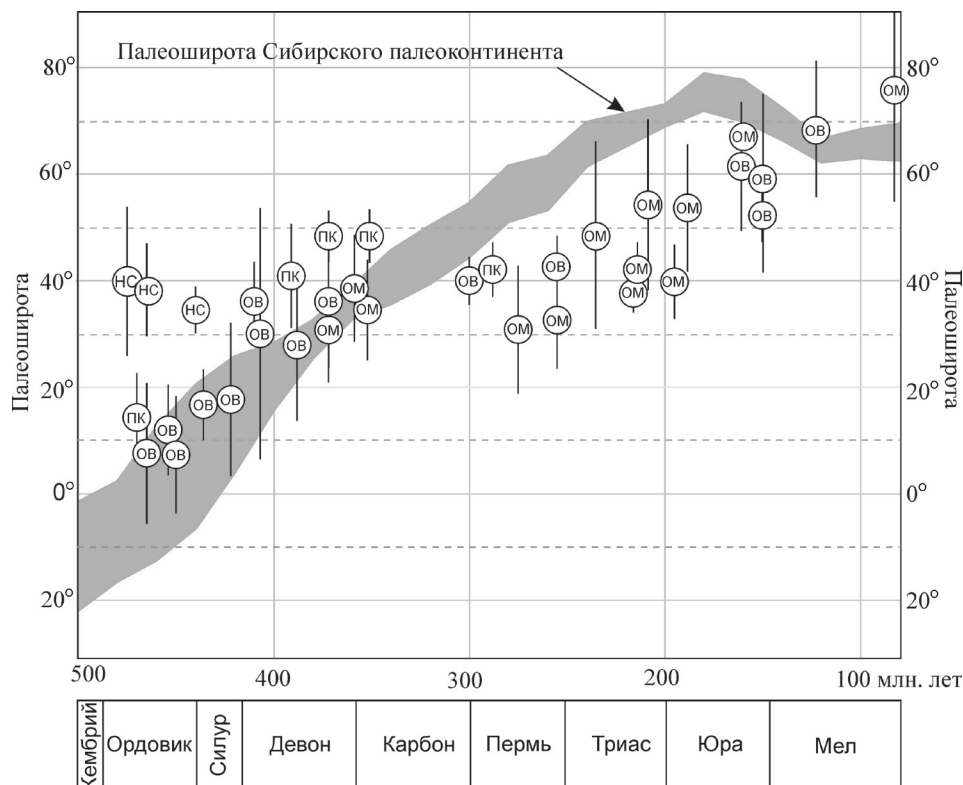


Рис. 12. Сравнение значений палеошироты для континентальных массивов Северо-Востока Азии с палеоширотами Сибирского кратона по опубликованным палеомагнитным данным.

Центры кругов соответствуют палеошироте, рассчитанной на точку опробования; вертикальная линия обозначает 95%-й доверительный интервал определения; обозначения в кружках соответствуют террейнам: НС – Новосибирский, по данным настоящего исследования; ОБ – Омудевский, по данным, опубликованным в [22, 67], ПК – Приколывский по данным, опубликованным в [22], ОМ – Омолонский по данным, опубликованным в [1, 16, 17, 21, 25, 26, 29, 52]. Серая кривая обозначает интервальную оценку палеошироты для Сибирского кратона, рассчитанную на координаты (64°с.ш., 115°в.д.), из ТКДП приведенной в [18].

Омолонского супертеррейна, а также на то, что входящие в его состав террейны континентального типа уже в ордовике были отделены от Верхоянской окраины морским бассейном, находясь, однако, в одной климатической зоне с ней. Последнее может объяснить неоднократно отмечаемое относительное сходство раннепалеозойской фауны Новосибирских островов, Омудевских гор и Верхояно-Южно-Таймырской территории Сибири [5].

Развивая идею о тектоническом сходстве Новосибирского террейна с карбонатными блоками Колымской петли, следует предположить, что его амальгамация в структуру Колымо-Омолонского супертеррейна произошла в юре. К постамальгамационным образованиям супертеррейна относят сформировавшуюся на его западной (в современных координатах) окраине Уяндино-Ясачненскую магматическую дугу [34]. Магматизм имеет явно выраженные надсубдукционные характеристики, и с эволюцией этой дуги связывают закрытие Оймяконского бассейна, отделявшего Колымо-Омолонский супертерреин от Верхоянской континентальной окра-

ины [34, 64]. Образованную в результате коллизии Полоусненско-Колымскую сутуру запечатывают гранитоиды Главного и Северного батолитовых поясов. Их возраст, по данным Ar-Ar датирования, 143–138 млн. лет и 138–120 млн. лет, соответственно [57]. Главный пояс протягивается в северо-западном направлении вдоль Иньяли-Дебинского прогиба, а Северный ориентирован субширотно вдоль структур Ольджойского прогиба. Пространственное размещение гранитоидного магматизма можно объяснить кривой коллизией, предполагающей северо-западный, в современных координатах, дрейф Колымо-Омолонского массива. Описанная кинематика должна предполагать наличие левосторонней сдвиговой компоненты в деформированных структурах Верхояно-Колымской орогенической системы. Левосторонние сдвиговые мезозойские дислокации в обрамлении Сибирского кратона фиксируются повсеместно, подтверждены палеомагнитными данными и объясняются вращением этого домена Евразийской плиты по часовой стрелке [18]. Таким образом, современное положение Новосибирского террейна

Таблица 2. Имеющиеся палеомагнитные данные для раннего палеозоя Северо-Востока Азии и прилегающего Арктического шельфа

Объект, возраст	Точка отбора		N	Палеомагнитный полюс		ППШ	Автор
	φ	λ		P/Lat	P/Long		
Новосибирские острова							
о. Котельный, доломит, айанская св., O ₁	76.2	139.0	43	48.9	13.8	18.4/13.7	Настоящая работа
о. Беннетта песчаник, толща Кеппен, O ₂	76.2	149.1	23	45.5	31.9	13.6/9.9	Настоящая работа
о. Котельный, известняк, терюхская и урасинская св., S ₁	75.6	137.9	27	33.7	55.7	5.5/3.8	Настоящая работа
Колымская петля (Колымо-Омолонский супертеррейн)							
Прикольмский блок, песчаник, O ₁₋₂	65.1	152.2	19	34.2	13.1	6.5/12.0	Родионов, Шемякин, 1989*
Тас-Хаяхтахский блок, известняк, тибетийская св., O ₂	67.5	139.4	6	-6	87	18.5/9.5	Родионов, Неустроев, Львов, 1993*
Тас-Хаяхтахский блок, известняк, ярлыкская св., O ₃	67.5	139.4	6	17.5	38.2	6.2/11.7	Родионов, Неустроев, Львов, 1993*
Тас-Хаяхтахский блок, известняк, средне-ярлыкская св., O ₃	67.3	139.2	3	11	354	15.4/7.9	Родионов, Неустроев, Львов, 1993*
Тас-Хаяхтахский блок, известняк, сурюктяхская св., S ₁	67.2	138.5	20	4	84	5.0/8.9	Родионов, Неустроев, Львов, 1993*
Омудевский террейн, известняк, песчаник, мирнинская св., S ₂	63.5	149.5	7	-1.3	192.9	13.8/7.8	[67]
Тас-Хаяхтахский блок, известняк, датнинская ихоначалинская св., D ₁	67.2	138.5	27	23	90	12.9/9.3	Родионов, Неустроев, Львов, 1993*
Омудевский террейн, известняк, нелюдимская св., D ₁	63.5	149.5	6	10	187.8	33.6/22.2	[67]

Примечание: * – неопубликованные данные, представленные в каталогах [21, 22] и в мировой базе данных IAGA GPMDB.

относительно аналогичных карбонатных блоков Колымской петли может являться результатом сдвига во время и после коллизии Колымо-Омолонского супертеррейна, первоначально включавшего и Новосибирский блок. В таком случае, следы тектонического шва в районе мыса Святой Нос и о. Бол. Ляховский [15, 54] соответствуют Новосибирско-Колымской сутуре, которая надстраивает и генетически связана с Полоусненско-Колымским коллизионным швом, а продолжение Южно-Ануйской зоны следует ожидать к востоку от островов Де-Лонга (рис. 13). Судя по простиранию выделяемых структурных элементов, северным продолжением Новосибирского террейна могут быть континентальные блоки хребта Ломоносова и, возможно, Альфа-Менделеева в Северном Ледовитом океане. По материалам комплексных геолого-геофизических исследований на хр. Ломоносова и в зоне его сочленения с Лаптевско-Чукотской континентальной окраиной, устанавливается четкая генетическая связь со структурами шельфовых областей [27, 28, 58]. Однако мы полагаем, что основная часть хребта представляет собой погружившийся до батимальных глубин сиалический блок, который является обломком соответствующих массивов Баренцево-Карской части Северного Ледовитого океана, возникший при формировании современной структуры Евразийского бассейна [5, 41]. Хотя определенное продолжение структур Новосибирского террейна можно ожидать на юге хребта Менделеева, тем не менее, северная, в современных координатах, граница Новосибирского террейна вряд ли расположена далеко от архипелага Новосибирские острова. Возможно, именно к ней приурочена крупная современная трансформация (разлом Чарли), которая срезает выделяемую нами Новосибирско-Колымскую сутуру и расположенную северо-восточнее Новосибирских островов Южно-Ануйскую аккреционную зону. В качестве главной тектонической границы здесь предлагается считать край Чукотско-Аляскинского террейна – Новосибирско-Чукотский (по [35]) коллизионный шов (рис. 13). Южную границу террейна, вероятно, также следует ожидать вблизи архипелага, на восток от о-ва Бол. Ляховский.

ВЫВОДЫ

Территория архипелага Новосибирские острова представляет собой реликт крупного континентального массива. Формирование его раннепалеозойского осадочного разреза на о-вах Котельный и Беннетта связано с единым окраинно-континентальным морским бассейном, расположенным в ордовике–раннем силуре в субтропической области Земного шара. Этот тектонический элемент современного Арктического шельфа, по крайней мере, с ордовика надо рассматривать как самостоятельный террейн, отделенный от континентальных масс классической Арктиды, а также других палеоконтинентов. Мож-

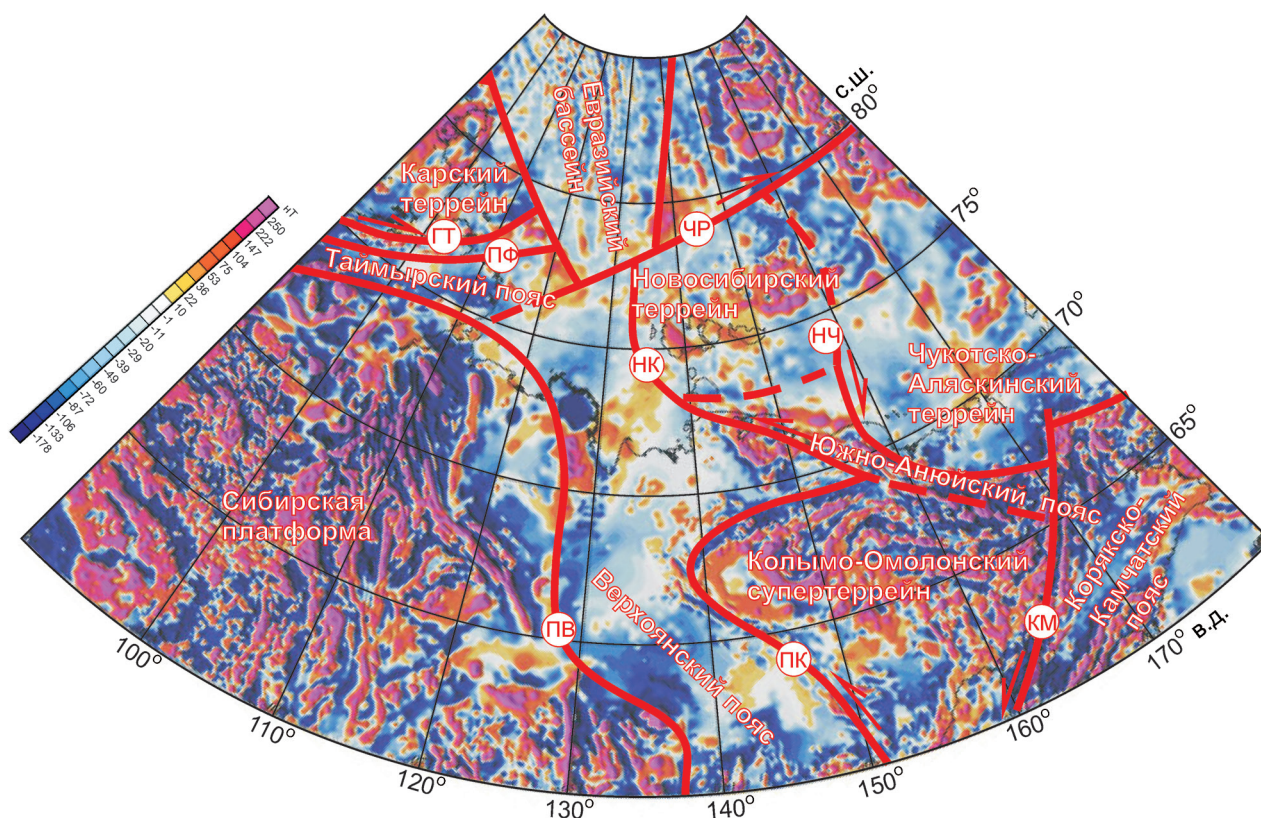


Рис. 13. Предполагаемое простираание границ крупных структурных элементов северо-востока Азии и прилегающего Арктического шельфа на карте магнитных аномалий [47].

Буквами в кружках обозначены крупные структурные и литосферные (сутуры) границы: ГТ – Главный Таймырский надвиг, КМ – Кони-Мургалская сутура, НК – Новосибирско-Колымская сутура (как предполагаемое продолжение Полоусненско-Колымского коллизионного шва), НЧ – Новосибирско-Чукотская сутура, ПВ – Приверхоянский краевой надвиг, ПК – Полоусненско-Колымская сутура, ЧР – разлом Чарли.

но полагать, что Новосибирский террейн был расположен в районе 30–45° Северного полушария в относительной близости от Верхоянской окраины Сибирского палеоконтинента, что обеспечило сходство этих палеобиогеографических провинций, и испытывал встречное трансформно-сдвиговое перемещение. Предварительные палеомагнитные оценки указывают на потенциальную возможность вовлечения Новосибирского блока, наряду с аналогичными построению блоками Колымской петли (Омулевский, Приколымский, Оймяконский), в тектоническую эволюцию Колымо-Оймяконского супертеррейна. Их современное относительное положение представляется результатом сдвига во время или после коллизии супертеррейна с Сибирью. Южно-Анлюйская сутурная зона не могла пересекать Новосибирский террейн, в том числе, при раскрытии Амеразийского бассейна в раннем мелу. Ее продолжение на современном шельфе следует искать к востоку от архипелага в акватории Восточно-Сибирского моря. Известные следы тектонического шва на юго-западной лаптевомор-

ской периферии Новосибирских островов, вероятно, маркируют не Южно-Анлюйскую, а Полоусненско-Колымскую или связанную с ней сутуру.

Работа выполнена при поддержке Отделения наук о Земле РАН (программа ОНЗ-1) и российского фонда фундаментальных исследований (гранты РФФИ № 13-05-00147 и № 14-05-31399).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Афицкий А.И., Ложкина Н.В. Палеомагнитная и биостратиграфическая характеристики верхнетриасовых осадочных образований Оймяконского массива // Главное геомагнитное поле и проблемы палеомагнетизма: тез. докл. съезда. Ч. 3. М.: Наука, 1976. С. 12.
2. Богданов Н.А. Тектоника Арктического океана // Геотектоника. 2004. № 3. С. 13–30.
3. Богдановский О.Г., Минеев С.Д., Асонов С.С., Силантьев С.А., Карпенко С.Ф., Шуколюков Ю.А., Савостин Л.А. Магматизм архипелага Де-Лонга (Вос-

- точная Арктика): геохимия изотопов и геохронология // Геохимия. 1992. № 1. С. 47–57.
4. Верниковский В.А. Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. Новосибирск: НИЦ ОИГТМ СО РАН, 1996. 202 с.
 5. Верниковский В.А., Добрецов Н.Л., Метелкин Д.В., Матушкин Н.Ю., Кулаков И.Ю. Проблемы тектоники и тектонической эволюции Арктики // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 8. С. 1083–1107.
 6. 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 тектоническом единстве территории Новосибирских островов: новые палеомагнитные и палеонтологические данные // Докл. АН. 2013. Т. 451, № 4. С. 423–429.
 7. Добрецов Н.Л. Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае-саянской области в Урало-Монгольском складчатом поясе (Палеоазиатский океан) // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 1–2. С. 5–27.
 8. Драчев С.С. О тектонике фундамента шельфа моря Лаптевых // Геотектоника. 2002. № 6. С. 60–70.
 9. Драчев С.С., Елистратов А.В., Савостин Л.А. Структура и сейсмотомография шельфа Восточно-Сибирского моря вдоль сейсмического профиля “Индигоирский залив – остров Жаннеты” // Докл. АН. 2001. Т. 377, № 4. С. 521–525.
 10. Драчев С.С., Савостин Л.А. Офиолиты о. Большой Ляховский (Новосибирские острова) // Геотектоника. 1993. № 3. С. 98–107.
 11. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Т. 1, 327 с. Т. 2, 334 с.
 12. Зоненшайн Л.П., Натапов Л.М. Тектоническая история Арктики // Актуальные проблемы тектоники океанов и континентов. М.: Наука, 1987. С. 31–57.
 13. Косько М.К. Структурно-фациальная зональность ордовик-среднедевонского карбонатного комплекса островов Анжу // Тектоника Арктики: складчатый фундамент шельфовых седиментационных бассейнов. Л.: НИИГА, 1977. С. 56–87.
 14. Кузмичев А.Б., Лебедев В.А. О возрасте океанических базальтов на о. Большой Ляховский (Новосибирские острова): к вопросу о западной границе Южно-Анжуйского океана в юрское время // Докл. АН. 2008. Т. 421, № 5. С. 653–657.
 15. Кузмичев А.Б., Скляр Е.В., Бараш И.Г. Пиллоубазальты и глаукофановые сланцы на острове Большой Ляховский (Новосибирские острова) – фрагменты литосферы Южно-Анжуйского палеоокеана // Геология и геофизика. 2005. Т. 46(12). С. 1367–1381.
 16. Ложкина Н.В. Омолонский массив (р. Кедон): Поздний триас–ранняя юра // Палеомагнитные направления и палеомагнитные полюса (Северо-Восток Азии). Магадан: ДВНЦ АН СССР, 1981. С. 29–31.
 17. Ложкина Н.В. Омолонский массив (р. Омсукчан): Карний, норий // Палеомагнитные направления и палеомагнитные полюса (Северо-Восток Азии). Магадан: ДВНЦ АН СССР, 1981. С. 26–29.
 18. Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Казанский А.Ю. Тектоническая эволюция Сибирского палеоконтинента от неопротерозоя до позднего мезозоя: палеомагнитная запись и реконструкции // Геология и геофизика. 2012. Т. 53, № 7. С. 883–899.
 19. Нагата Т. Магнетизм горных пород. М.: Мир, 1965. 348 с.
 20. Павлов В.Э., Веселовский Р.В., Шаццло А.В., Галле И. Магнитная стратиграфия опорного разреза ордовика среднего течения р. Ангара – еще одно доказательство существования ордовикского геомагнитного суперхрона // Физика Земли. 2012. № 4. С. 14–22.
 21. Палеомагнитные направления и палеомагнитные полюса: Данные по СССР: Материалы Мирового центра данных Б / Под ред. А.Н. Храмова. М.: ВИНТИ, 1989. Вып. 7. 29 с.
 22. Палеомагнитные направления и палеомагнитные полюса: Данные по СССР: Материалы Мирового центра данных. Б / Под ред. А.Н. Храмова. СПб.: ВНИГРИ, 1993. Вып. 8 (не опублик.).
 23. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличенко В.Г., Булгаков А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртогов О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22(6). С. 7–41.
 24. Парфенов Л.М., Натапов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В. Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // Геотектоника. 1993. № 1. С. 68–78.
 25. Печерский Д.М. Палеомагнетизм и палеомагнитная корреляция мезозойских отложений Северо-Востока СССР // Палеомагнитная и биостратиграфическая характеристика некоторых опорных разрезов мезозоя и кайнозоя Севера Дальнего Востока. Тр. СВКНИИ. Вып. 37. Магадан, 1970. С. 58–99.
 26. Печерский Д.М. Палеомагнитные исследования мезозойских отложений Северо-Востока СССР // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1970. № 6. С. 69–83.
 27. Поселов В.А., Аветисов Г.П., Буценко В.В., Жолондз С.М., Каминский В.Д., Павлов С.П. Хребет Ломоносова как естественное продолжение материковой окраины Евразии в Арктический бассейн // Геология и геофизика. 2012. Т. 53, № 12. С. 1662–1680.
 28. Рекант П.В., Гусев Е.А. Сейсмогеологическая модель строения осадочного чехла прилаптевоморской части хр. Ломоносова и прилегающих частей глубоководных котловин Амундсена и Подводников // Геология и геофизика. 2012. Т. 53, № 11. С. 1497–1512.
 29. Савостин Л.А., Павлов В.Е., Сафонов В.Г., Бондаренко Г.Е. Отложения нижней и средней юры на западе Омолонского массива (Северо-Восток России): условия образования и палеомагнетизм // Докл. АН. 1993. Т. 333. С. 481–486.
 30. Соболевская Р.Ф. О граптолитах ордовика и силура на Новосибирских островах // Граптолиты и стратиграфия / Под ред. Д.Л. Кальо, Т.Н. Корень. Таллин: АН Эстонской ССР, 1976. С. 202–209.
 31. Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л., Ганелин А.В., Подгорный И.И. Покровная тектоника Южно-Анжуйской сутуры (Западная Чукотка) // Докл. АН. 2001. Т. 376, № 1. С. 80–84.
 32. Соколов С.Д., Тучкова М.И., Бондаренко Г.Е. Тектоническая модель Южно-Анжуйской сутуры и ее роль в формировании структур восточной Арктики // Строение и история развития литосферы. М.: Paulsen, 2010. С. 204–227.

33. Спектор В.Б., Андрусенко А.М., Дудко Е.А., Кареева Н.Ф. Продолжение Южно-Ануйской сuture в Приморскую низменность // Докл. АН СССР. 1981. Т. 260. С. 1447–1450.
34. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республика Саха (Якутия). М.: Наука, 2001. 571 с.
35. Тектоническая карта Северо-Востока Азии, м-б 1 : 5 000 000 / С.М. Тильман, Н.А. Богданов М.: Комитет по геодезии и картографии МПР РФ, 1992.
36. Федоров П.И., Флеров Г.Б., Головин Д.И. Новые данные о возрасте и составе вулканических пород острова Беннета (Восточная Арктика) // Докл. АН. 2005. Т. 400, № 5. С. 666–670.
37. Филатова Н.И., Хаин В.Е. Тектоника Восточной Арктики // Геотектоника. 2007. № 3. С. 3–29.
38. Хаин В.Е. Региональная геотектоника: Внеальпийская Азия и Австралия. М.: Недра, 1979. 279 с.
39. Шатский Н.С. О тектонике Арктики // Избранные труды. Т. 1. М.: АН СССР, 1963. С. 426–444.
40. Шипилов Э.В. К тектоно-геодинамической эволюции континентальных окраин Арктики в эпохи молодого океанообразования // Геотектоника. 2004. № 5. С. 26–52.
41. Шипилов Э.В., Верниковский В.А. Строение области сочленения Свальбардской и Карской плит и геодинамические обстановки ее формирования // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 1. С. 75–92.
42. Butler R.F. Paleomagnetism: magnetic domains to geologic terrains. Oxford: Backwell Sci. Publ., 1992. 319 p.
43. Cocks L.R.M., Torsvik T.H. Earth geography from 500 to 400 million years ago: a faunal and palaeomagnetic review // J. Geol. Soc. 2002. V. 159. P. 631–644.
44. Cocks L.R.M., Torsvik T.H. Baltica from the late Precambrian to mid-Palaeozoic times: the gain and loss of a terranes identity // Earth Sci. Rev. 2005. V. 72. P. 39–66.
45. Cocks L.R.M., Torsvik T.H. Siberia, the wandering northern terrane, and its changing geography through the Palaeozoic // Earth Sci. Rev. 2007. V. 82. P. 29–74.
46. Enkin R.J. The direction-correction tilt test: an all-purpose tilt/fold test for paleomagnetic studies // Earth Planet. Sci. Lett. 2003. V. 212. P. 151–166.
47. Gaina C., Werner S.C., Saltus R., Maus S. Circum-Arctic mapping project: new magnetic and gravity anomaly maps of the Arctic // Geol. Soc. London Memoirs. 2011. V. 35. P. 39–48.
48. Golonka J., Bocharova N.Y., Ford D., Edrich M.E., Bednarczyk J., Wildharber J. Paleogeographic reconstructions and basins development of the Arctic // Marine and Petroleum Geology. 2003. V. 20(3–4). P. 211–248.
49. Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G., Agterberg F.P., Bleeker W., Cooper R.A., Davydov V., Gibbard P., Hinnov L.A., House M.R., Lourens L., Luterbacher H-P., McArthur J., Melchin M.J., Robb L.J., Sadler P.M., Shergold J., Villeneuve M., Wardlaw B.R., Ali J., Brinkhuis H., Hilgen F.J., Hooker J., Howarth R.J., Knoll A.H., Laskar J., Monechi S., Powell J., Plumb K.A., Raffi I., Rohl U., Sanlippo A., Schmitz B., Shackleton N.J., Shields G.A., Strauss H., Van Dam J., Veizer J., Van Kolfshoten Th., Wilson D. A Geologic Time Scale 2004. Cambridge: Cambridge University Press, 2004. 589 p.
50. Grantz A., Clark D.L., Phillips R.L., Srivastava S.P. Phanerozoic stratigraphy of Northwind Ridge, magnetic anomalies in the Canada basin, and geometry and timing of rifting in the Amerasia basin, Arctic ocean // Geol. Soc. Am. Bull. 1998. V. 110. P. 801–820.
51. Kirschvink J.L. The least squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1980. V. 62. P. 699–718.
52. Kolesov E.V., Stone D.B. Paleomagnetic paleolatitudes for upper Devonian rocks of the Omolon massif, northeast Russia // Tectonic Evolution of the Bering Shelf-Chukchi Sea-Arctic Margin and Adjacent Landmasses/ E.L. Miller, A. Grantz, S.L. Klemperer (eds.) Geol. Soc. Am. Special Paper. 2002. V. 360. P. 243–257.
53. Kuzmichev A.B. Where does the South Anyui suture go in the New Siberian islands and Laptev Sea?: Implications for the Amerasia basin origin // Tectonophysics. 2009. V. 463. P. 86–108.
54. Kuzmichev A.B., Pease V.L. Siberian trap magmatism on the New-Siberian islands: constraints for East Arctic Mesozoic plate tectonic reconstructions // J. Geol. Soc. London. 2007. V. 164. P. 959–968.
55. Lawver L.A., Ganagan L.M., Norton I. Palaeogeographic and tectonic evolution of the Arctic region during the Palaeozoic // Geol. Soc. London Memoirs. 2011. V. 35. P. 61–77.
56. Lawver L.A., Grantz A., Gahagan L.M. Plate kinematic evolution of the present Arctic region since the Ordovician // Tectonic Evolution of the Bering Shelf-Chukchi Sea-Arctic Margin and Adjacent Landmasses/ E.L. Miller, A. Grantz, S.L. Klemperer (eds.) Geol. Soc. Am. Special Paper. 2002. V. 360. P. 333–358.
57. Layer P.W., Newberry R., Fujita K., Parfenov L., Trunilina V., Bakharev A. Tectonic setting of the tectonic belts of Yakutia, northeast Russia, based on ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology and trace element geochemistry // Geology. 2001. V. 29. P. 167–170.
58. Lebedeva-Ivanova N.N., Zamansky Y.Y., Langinen A.E., Sorokin M.Y. Seismic profiling across the Mendeleev Ridge at 82° N: Evidence of continental crust // Geophys. J. Int. 2006. V. 165. P. 527–544.
59. McElhinny M.W. Statistical significance of the fold test in paleomagnetism // Geophys. J. R. Astr. Soc. 1964. V. 8. P. 338–340.
60. McFadden P.L. A new fold test for paleomagnetic studies // Geophys. J. Int. 1990. V. 103. P. 163–169.
61. McFadden P.L., McElhinny M.W. The combined analysis of remagnetization circles and direct observations in palaeomagnetism // Earth Planet. Sci. Lett. 1988. V. 87. P. 161–172.
62. Metelkin D.V., Vernikovskiy V.A., Kazansky A.Yu., Bogolepova O.K., Gubanov A.P. Paleozoic history of the Kara microcontinent and its relation to Siberia and Baltica: paleomagnetism, paleogeography and tectonics // Tectonophysics. 2005. V. 398. P. 225–243.
63. Metelkin D.V., Vernikovskiy V.A., Kazansky A.Yu., Wingate M.T.D. Late Mesozoic tectonics of Central Asia based on paleomagnetic evidence // Gondwana Res. 2010. V. 18, Iss. 2–3. P. 400–419.
64. Oxman V.S. Tectonic evolution of the Mesozoic Verkhoyansk-Kolyma belt (NE Asia) // Tectonophysics. 2003. V. 365. P. 45–76.

65. Pavlov V., Bachtadse V., Mikhailov V. New Middle Cambrian and Middle Ordovician palaeomagnetic data from Siberia: Llandelian magnetostratigraphy and relative rotation between the Aldan and Anabar-Angara blocks // *Earth and Planetary Science Letters*. 2008. V. 276. P. 229–242.
66. Rowley B.R., Lottes A.L. Plate-kinematic reconstructions of the North Atlantic and Arctic: Late Jurassic to Present // *Tectonophysics*. 1988. V. 155. P. 73–120.
67. Stone D.B., Minyuk P., Kolosev E. New paleomagnetic paleolatitudes for the Omulevka terrane of northeast Russia: a comparison with the Omolon terrane and the eastern Siberian platform // *Tectonophysics*. 2003. V. 377. P. 55–82.
68. Torsvik T.H., Smethurst M.A., Meert J.G., Van der Voo R., McKerrow W.S., Brasier M.D., Sturt B.A., Walderhaug H.J. Continental break-up and collision in the Neoproterozoic and Palaeozoic – a tale of Baltica and Laurentia // *Earth Sci. Rev.* 1996. V. 40. P. 229–258.
69. Trench A., McKerrow W.S., Torsvik T.H., Li Z.X., McCracken S.R. The polarity of the Silurian magnetic field: Indications from a global data compilation // *J. Geol. Soc. London*. 1993. V. 150. P. 823–831.
70. 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.

Рецензент В.М. Нечухин

First paleomagnetic data for the Early Paleozoic deposits of New Siberian Islands: Concerning the formation of the South Anyui Suture and tectonic reconstruction of Arctida

D. V. Metelkin*** V. A. Vernikovskiy***, T. Yu. Tolmacheva***, N. Yu. Matushkin***, A. I. Zhdanova***

*Institute of Petroleum Geology and Geophysics Siberian Branch of RAS

**Novosibirsk State University

*** Russian Geological Research Institute

The New Siberian Islands archipelago is a key element for deciphering the tectonic history of the Arctic and understanding the way in which the main geologic structures of the North-East of Asia extend and manifest on the shelf of Laptev and East Siberian seas. Among the issues under discussion is the location of the South Anyui suture, which is accepted as the chief tectonic boundary between the structural ensembles of the Siberian and Arctic (Hyperborean or Arctida) paleocontinents. In this study we present results of paleogeographic (paleomagnetic and paleontological) investigations of the Ordovician and Silurian carbonate series on Kotelnny Isl. (Anzhu archipelago) and of the Ordovician terrigenous section on Bennett Isl. (De Long archipelago). The age and facies appurtenance of the rocks are validated by multiple fauna finds and lithological investigations. Our new data for conodonts and already studied Ordovician and Silurian faunas indicate a biogeographic similarity of the shelves of the Siberian paleocontinent and the marginal sea that occupied the territory of the New Siberian archipelago in the Early Paleozoic. The paleolatitudes we calculated indicate that the latter was located in a subtropical region, possibly of the northern hemisphere (30–45°N). The coincidence of the determined paleomagnetic directions and poles is a proof of the tectonic unity of the Anzhu and De Long territories. A comparison of the reconstructed apparent polar wander path with paleomagnetic data for Siberia and Laurentia and other continental masses substantiates the unconventional viewpoint of a terrane nature of this unit of the classic Arctida. This lets us infer a relation of its tectonic history with the evolution of the Kolyma-Omolon accretionary-collisional system. In development of this idea, we propose that the traces of a tectonic suture in the region of Cape Svyatoy Nos and Bol. Lyakhovsky Isl. correspond to the Polousny-Kolyma suture, while the continuation of the South Anyui suture should be expected easterly of the De Long Islands.

Key words: New Siberian Islands, Kotelnny, Bennett, Arctida, South Anyui suture, paleomagnetic pole, paleotectonic reconstructions