УДК 550.85:552.551.24.031 (268)

П. В. РЕКАНТ (ВСЕГЕИ),
В. Я. КАБАНЬКОВ, И. А. АНДРЕЕВА (ВНИИОкеангеология),
О. В. ПЕТРОВ, Б. В. БЕЛЯЦКИЙ, Н. Н. СОБОЛЕВ (ВСЕГЕИ)

Геологическое опробование коренных пород хребта Ломоносова как ключ к пониманию его геологической природы

В составе фундамента хребта Ломоносова выделяются три гетерогенных сегмента, являющихся останцами Гиперборейской платформы. Сибирский сегмент имеет недеформированный Гренвильский фундамент, а в пределах Центрального и Северо-Американского сегментов зафиксированы каледонские деформации.

Ключевые слова: *хребет Ломоносова, Гиперборейская платформа, Арктида, пробоотбор, материал ледового и ледникового разноса, фронт каледонских деформаций.*

P. V. REKANT (VSEGEI),
V. YA. KABAN'KOV, I. A. ANDREEVA (VNIIOkeangeologia),
O. V. PETROV, B. V. BELYATSKY, N. N. SOBOLEV (VSEGEI)

Bedrock sampling in the Lomonosov Ridge as a key to understanding its geological nature

Comprehensive analisis of geological data indicate the heterogeneity of the Lomonosov Ridge basement. Siberian segment is considered to be a northern edge of the Kotel'ny Island block with the Timanian or Grenville basement. The Central segment is coincides with Caledonian deformations front with middle and high grade metamorphism. The North-American segment is supposed to be a hinterland of early Caledonian metamorphic event.

Keywords: *Lomonosov Ridge, Hyperborean platform, Arctida, geological bedrocks sampling, IRD, Caledonian deformations front.*

Введение. Геологическая эволюция Северного Ледовитого океана (СЛО) до сих пор хранит в себе большое количество нерешенных вопросов. Во многом это обусловлено исключительной труднодоступностью этого региона для изучения и в первую очередь геологического опробования коренных пород. До недавнего времени наши представления о геологическом строении и эволюции СЛО опирались лишь на результаты изучения его материкового обрамления и окраинных архипелагов. Значительный прогресс в познании тектонической истории региона наблюдается в последнее время в связи с геологическими экспедициями приарктических стран в рамках их национальных программ по расширению границ юридических континентальных шельфов. Высокоширотные экспедиции приносят все больше данных о континентальной природе центральной части СЛО.

Впервые предположение о наличии в арктическом регионе континентального блока древней консолидации было высказано Н. С. Шатским [14], который выделил здесь Гиперборейскую платформу в обрамлении гетерогенного циркумарктического складчатого пояса. Позднее эти представления развивались Ю. М. Пущаровским [9]. Получивший же широкое распространение в последние годы термин «Арктида» как совокупность блоков докембрийской континентальной коры Центральной Арктики был предложен много позже Л. П. Зоненшайном и Л. М. Натаповым [3]. Однако из-за отсутствия прямых геологических данных по Центральной Арктике реальность существования такого континента в прошлом ставится под сомнение.

Первые же фактические данные, подтверждающие существование обширного докембрийского континентального блока, стали публиковаться лишь после завершения серии Российских высокоширотных экспедиций Арктика-2000, -2007 и -2012, сопровождавшихся геологическим пробоотбором [4, 5].

Хребет Ломоносова (ХЛ) в контексте познания тектонической эволюции региона – одна из ключевых морфоструктур. Являясь континентальным мостом, соединяющим Гренландскую и Сибирскую континентальные окраины, этот хребет разделяет СЛО на Евразийский и Амеразийский суббассейны (рис. 1) [2, 36]. Таким образом, строение этого протяжённого блока континентальной коры должно быть связано с формированием обоих суббасейнов СЛО.

Континентальная природа ХЛ была впервые установлена в середине 60-х годов прошлого столетия на основании первых сейсмических работ в Арктике [2]. Р. М. Деменицкая и Ю. Г. Киселев, опираясь на определения сейсмических скоростей, предполагали, что в геологическом разрезе этой структуры следует ожидать эпикаледонский осадочный чехол, несогласно залегающий на каледонском складчатом основании, который в свою очередь со структурным несогласием залегает на архейско-протерозойском кристаллическом основании. Сейсмические работы в рамках международного проекта LOREX показали, что в разрезе ХЛ присутствует

© Рекант П. В., Кабаньков В. Я., Андреева И. А., Петров О. В., Беляцкий Б. В., Соболев Н. Н., 2018

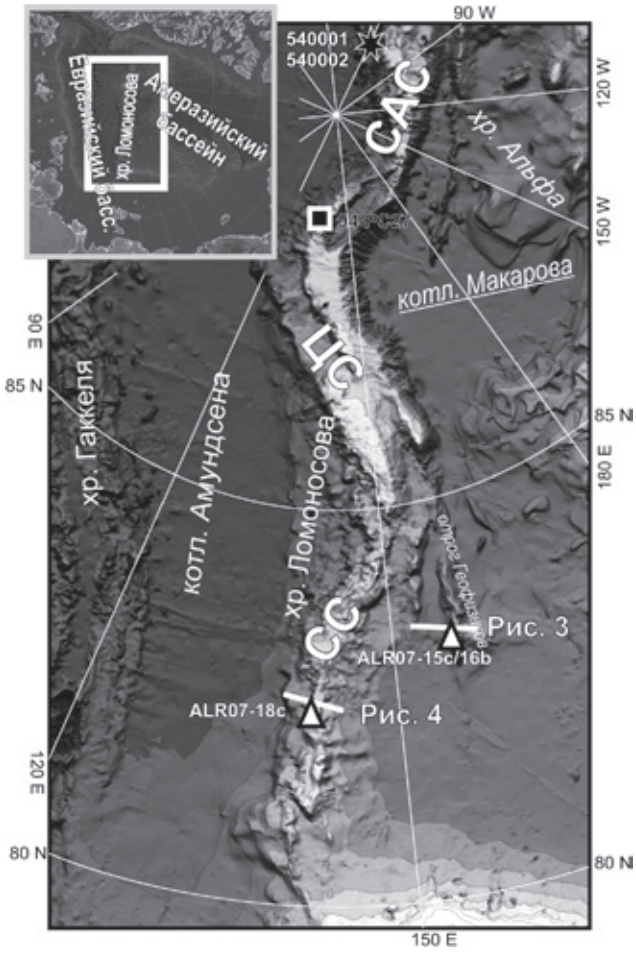

Рис. 1. Схема расположения стаций донного пробоотбора. Врезка показывает расположение района исследований

ГС – Северо-Американский сегмент, ЦС – Центральный сегмент, СС – Сибирский сегмент

пятикилометровая толща осадочных образований со скоростями V_p = 4,7 км/с, перекрывающая типично континентальную кору мощностью до 25 км и характеризующаяся скоростями порядка 6,6 км/с (Forsyth D.A., Mair J.A., 1984) [36].

Более поздние сейсмические данные и проведенная буровая экспедиция ACEX-302 позволили детальнее расчленить сейсмический разрез чехла [8, 10, 24, 25]. В составе верхней части разреза по современным представлениям полого залегает низкоскоростная (V_p < 2,2 км/с) толща рыхлых осадков, несогласно перекрывающая литифицированные породы палеозоя и мезозоя (V_p > 4,0 км/с) и высокоскоростные породы фундамента (> 6,0 км/с).

Несмотря на значительные объемы полученной в последние годы сейсмической, геофизической и морфологической информации, наши знания о природе коренных пород фундамента основных морфоструктур СЛО лишь незначительно изменились со времен первых геолого-геофизических экспедиций середины прошлого века. В основном это обусловлено недостатком прямых геологических наблюдений пород коренного основания. Подавляющее большинство (до 99 %) геологических проб в Арктике вскрыло лишь рыхлые гемипелагические образования, не выйдя за пределы плейстоцена, и лишь несколько достигли палеогеновых отложений (Backman J. et al., 2008). Единственная в СЛО скважина глубоководного бурения (ACEX-302) (Moran K. et al., 2006) была остановлена, не достигнув литифицированной части разреза. Новые буровые экспедиции СЛО пока только проектируются. Поэтому обломки горных пород, полученные при геологическом пробоотборе (Рекант П.В., Гусев Е.А., 2012) [4, 5, 20, 22, 28], остаются практически единственным источником информации о строении фундамента хр. Ломоносова.

Основная задача статьи – обобщение как уже частично опубликованных (Рекант П.В. и др., 2012) [22], так и новых петрографических, минералогических, геохронологических, геофизических данных, и построение модели фундамента Сибирского и Центрального сегментов хр. Ломоносова. Часть приведенных материалов была уже опубликована нами [35], здесь же приводится более полный обзор полученных материалов.

Морфология и региональная геология. Хребет Ломоносова представляет вытянутое в меридиональном направлении горное поднятие, которое разделяет Евразийский и Амеразийский суббассейны СЛО. Длина хребта вдоль его гребня составляет около 1800 км, ширина по изобате 2500 м изменяется от 65 до 170 км. Вдоль гребневой части хребта вытянуты осложняющие формы рельефа: плато, седловины, террасы, отроги.

Несмотря на общую субмеридиональную ориентировку, хр. Ломоносова на отдельных участках достаточно резко меняет свое простирание. Например, в районе северного окончания отрога Геофизиков (около 84.5° N) хребет меняет свое субмеридиональное простирание ($Аз_{пр}$ 010°) на северо-западное (от $Аз_{пр}$ 330°), а на коротком приполюсном участке (около 88.5° N) гребневая зона изгибается более чем на 70° к востоку (от $Аз_{пр}$ 330° до $Аз_{пр}$ 047°) (рис. 1). В этих же границах происходит заметное изменение и морфологии хребта.

Очевидно, зоны изменения морфологических характеристик хребта не случайны и приурочены к границам гетерогенных блоков фундамента.

А. Л. Пискарев на базе анализа геофизических полей и морфологических данных делает вывод о четком разделении хр. Ломоносова на Прилаптевоморский, Центральный и Канадско-Гренландский сегменты. По его мнению, фундамент первого сегмента возник «...в тесной взаимосвязи с процессами, формировавшими фундамент прилегающей области Евразийского бассейна...». В фундаменте Канадско-Гренландского сегмента А. Л. Пискарев предполагает существование верхней коры базитового состава, а в Центральном сегменте полное отсутствие гранитно-метаморфического слоя.

Опираясь на батиметрические данные IBCAO (Jakobsson M., Mayer L. et al., 2012), Дж. Кохран с соавторами (Cochran J.R., Edwards M.H., Coakley B.J., 2006) разделил весь ХЛ на Северо-Американский сектор (North-American Sector) и собственно Ломоносовский комплекс (Lomonosov Ridge Complex), проведя границу примерно по 86° N на сибирской стороне хребта. Северо-Американский сектор был определен как моногорстовое поднятие, а Ломоносовский комплекс – система хребтов и разделяющих их бассейнов.

Однако комплекс полученных недавно морфологических и геолого-геофизических данных

позволяет нам существенно уточнить обе модели и разделить ХЛ на три сегмента: Сибирский, Центральный и Северо-Американский (рис. 1).

Сибирский сегмент занимает южную часть хребта, располагающуюся примерно по 140° E от бровки шельфа до 84° N. Вершинная часть Сибирского сегмента образована узкой цепочкой плато, седловин и примыкающих к ним террас. Морфологический профиль хребта характеризуется резкой асимметричностью поперечных сечений при крутом западном склоне и пологом восточном. Фиксируемые здесь грабены также асимметричны. Глубины вершинной поверхности хребта меняются от 800 до 1200 м и лишь в пределах седловины в зоне сочленения с шельфом возрастают до 1600 м. Таким образом, хр. Ломоносова не обособлен от шельфа, а сочленяется с бровкой шельфа через седловину.

Далее к северу следует наиболее расчлененная часть ХЛ, относимая нами к *Центральному сегменту*, который характеризуется максимальной контрастностью рельефа фундамента и простирается до области резкого излома ХЛ примерно на 88.5° N Восточным ограничением хребта выступает серия узких и высоких отрогов (Геофизиков, Оден, Сенчуры). На западе он ограничен крутым и сильно терасированным склоном. По существу, Центральный сегмент ХЛ состоит из серии параллельных кулисообразно расположенных хребтов и разделяющих их узких трогов. В тектоническом плане первые соответствуют горстам, последние – грабенами. Горсты чаще всего представлены выступами фундамента, покрытого маломощным чехлом плиоцен-четвертичного возраста.

Отрог Геофизиков отделен от основного массива ХЛ подводной долиной А. Карасика. Отрог имеет горстовую природу и представляет узкое и вытянутое в меридиональном направлении поднятие. Склоны отрога Геофизиков приурочены к субмеридиональным палеозойско-мезозойским разрывным нарушениям, омоложенным на неотектоническом этапе. В результате новейших тектонических движений в склоновых поверхностях отрога обнажены коренные породы фундамента.

Гренландский сегмент ХЛ резко отличается от расположенных южнее Центрального и Сибирского. Его морфоструктура образована единым центральным выступом фундамента с весьма крутыми склонами. Ширина вершинной поверхности Центрального горста увеличивается на юг от 16 км в приполюсном районе и до 100 км в области сочленения с Гренландской окраиной. Вдоль Амеразийского склона фиксируется протяженный отрог Марвин, отделенный от Центрального горста одноименной долиной. Восточный склон Северо-Американского сегмента ХЛ характеризуется простым строением и значительными уклонами. Он практически лишен осадочного покрова. Западный склон, обращенный в сторону Евразийского суббасейна, образован серией кулисообразных отрогов, отходящих от основного горста хребта на юго-запад под углом примерно 30°. Геологическое опробование двух подобных отрогов датскими геологами [28] свидетельствует о наличии там неопротерозойских аркозовых песчаников, метаморфизованных на стадии Мак-Клинтокской орогении.

До настоящего момента на ХЛ существует лишь несколько мест, в которых были опробованы коренные породы. Первая из описанных в литературе точка располагается в приполюсной части хребта на западном и обращенном в сторону котловины Амундсена, склоне (Центральный сегмент, 94-PC27, 88.98° N и 140° E) (рис. 1) [20]. А. Гранц с соавторами определил здесь углистые континентальные алевриты юры–мела, содержащие переотложенные споры девона–карбона. Авторы определяют обломочный материал как коренные образования и, опираясь на U-Pb датирование детритовых цирконов, соотносят эти породы с мезозойской частью разреза Земли Франца-Иосифа (ЗФИ).

Более поздние работы геологов ВНИИОкеангеология [4] дают информацию о строении разреза коренных пород Сибирского сегмента ХЛ. В. Я. Кабанькову с соавторами удалось построить внутренне непротиворечивую геологическую модель, подтвердившуюся более поздними геолого-геофизическими данными. На основании полученного при драгировках грубообломочного материала ими был составлен неопротерозой-мезозойский разрез терригенно-осадочных пород чехла Гиперборейской платформы.

Совсем недавно были опубликованы результаты датской геологической экспедиции LOMROG-2012 на Северо-Американском сегменте ХЛ (89.16° N и 064° E) [28]. По результатам драгировок двух эскарпов с крутизной склонов более 25° установлено, что в обоих точках драгирования (рис. 1, 540001 и 540002) преобладают тонкозернистые альбитосодержащие неопротерозойские аркозозовые песчаники, метаморфизованные в верхах зеленосланцевых фаций (рис. 2). Седиментационная слоистость (S_0) представлена 0,2–10 мм слоями, обусловленными содержанием Bi, Mu, Q, Al, а также рудных минералов. Деформационная сланцеватость выражается расположением пластинок слюды под углом с седиментационной слоистостью. Возрастные спектры детритовых цирконов из этих метапесчаников охватывают мезо-палеопротерозойский интервал (~ 900–2100 млн лет) с максимумом в районе 1,6 млрд лет и обладают отчетливым сходством со спектрами из пород Северной Норвегии, Восточной Гренландии и многих других районов Арктического региона. Согласно Ar/Ar датировкам мусковита [28], время метаморфизма определяется

Рис. 2. Фрагмент аркозового метапесчаника из драгировки 540001 с Северо-Американского сегмента ХЛ по [28]

около 470 млн лет назад, что совпадает с Мак-Клинтокской орогенией на о-ве Элсмир, Свальбарде и других частях пояса каледонских деформаций. Кроме аркозовых мета-песчаников, в драгировках присутствуют преимущественно кварцевые мелкозернистые песчаники, отнесенные авторами к силуру. Песчаники имеют первичную пористость и не несут следов метаморфизма. Возможно, они несогласно залегают на метаморфизованных аркозовых песчаниках [28].

Таким образом, к настоящему моменту имеются прямые геологические наблюдения, свидетельствующие о наличии зеленосланцевых изменений (раннекаледонская орогения) в породах Северо-Американского сегмента, недеформированных мезозойских образований Центрального сегмента и недеформированного докембрийско-мезозойского платформенного чехла Сибирского сегмента.

Анализируемый материал. Статья базируется на анализе материала, полученного при пробоотборе в Российской высокоширотной экспедиции «Арктика-2007-1» (ФГУП «ВНИИОкеангеология») на полигонах в Сибирском (пр. ALR07-18c) и Центральном (пр. ALR07-15c/16b) сегментах ХЛ. Станции пробоотбора располагались на крутых склонах хребта, где, по сейсмическим данным, предполагаются выходы коренных пород фундамента [10]. Пробоотбор проводился при помощи гидростатической трубки (ALR07-15c и ALR07-18c) и коробчатого пробоотборника ALR07-16b (рис. 1).

Кластер из двух станций ALR07-15c (83.16° N и 156.324° E) и ALR07-16b (83.152° N и 156.105° E) расположен на глубине около 2500 м в средней части крутого (до 32°) западного склона отрога Геофизиков (рис. 1, 3). На станции ALR07-16b

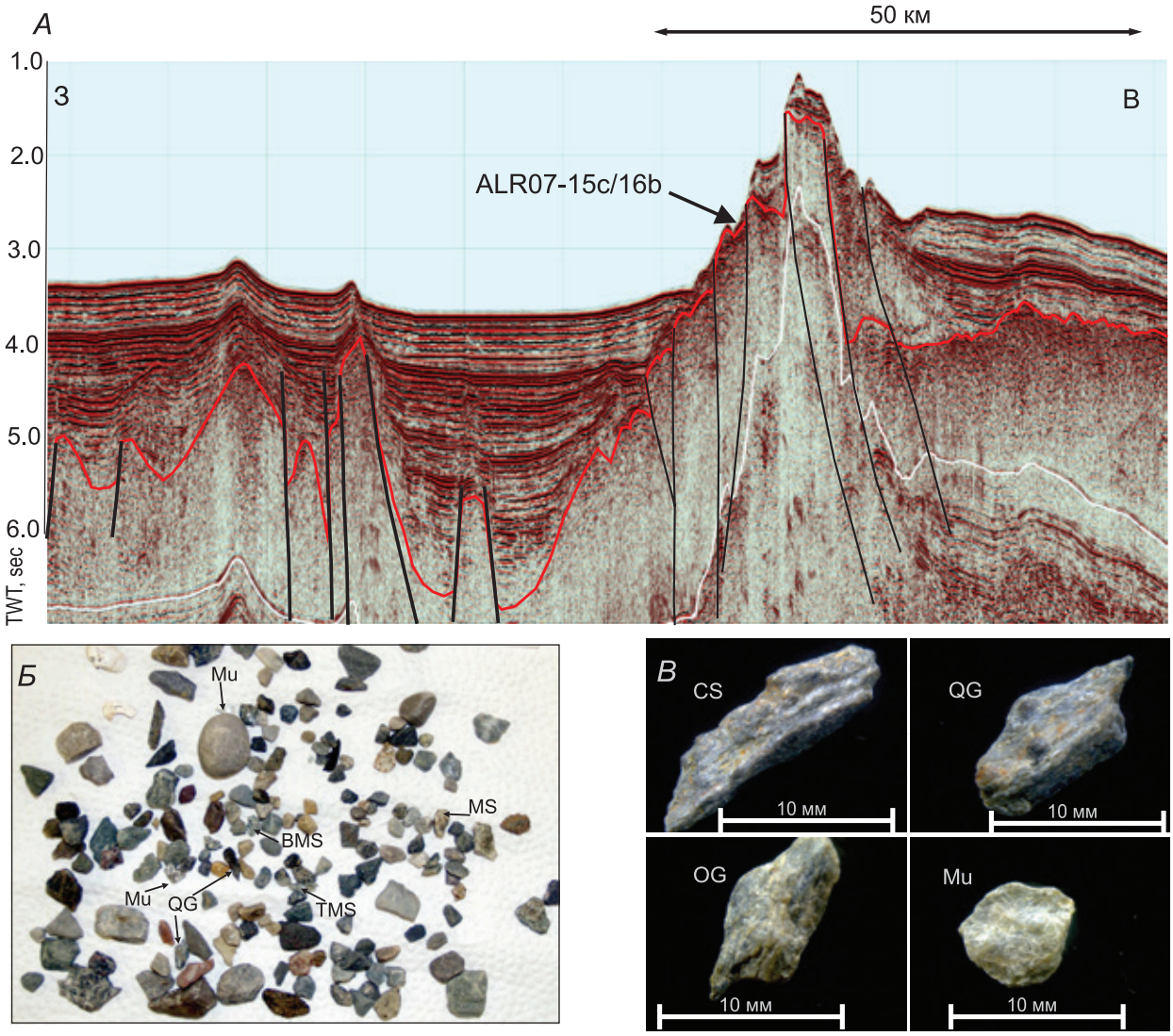

Рис. 3. Фрагмент сейсмического профиля A11-2011 [8] через отрог Геофизиков (Центральный сегмент ХЛ), иллюстрирующий расположение станций пробоотбора ALR07-15c и ALR07-16b (*А*); общий вид гравийно-галечных обломков коренных пород из пробы ALR07-16b (*Б*); характерный угловатый щепкообразный облик метаморфических пород из этой пробы (*В*)

Красная линия обозначает кровлю толщи высокоскоростных метаморфизованных образований (Vp > 5,6 км/с), белая – кратные отражения.

TMS – тальк-мусковитовый кристаллосланец с гранатом и роговой обманкой, BMS – двуслюдяной кристаллосланец, MS – мусковитовый сланец, QG – кварцевый кристаллический сланец с гранатом, Mu – мусковит, OG – ортогнейс, CS – кристаллический сланец. С изменениями по [35]

из четверти пробы коробчатого пробоотборника (~22 л) было отмыто около 170 угловатых щепкообразных обломков горных пород (рис. 3). На станции ALR07-15c выполнены изотопные датировки детритовых цирконов по разрезу 9-метровой грунтовой колонки [22].

Грунтовая колонка ALR07-18c длиной 917 см отобрана с глубины 1500 м на западном склоне Центрального горста Сибирского сегмента ХЛ (82.540° N и 141.704° E) (рис. 4). Здесь в интервале пробоотбора 55 см обнаружен угловатый обломок аркозового песчаника. В качестве дополнительной информации нами были использованы материалы донного пробоотбора с полигона AF07-01 в точке географического Северного полюса [22], а также с нескольких полигонов на поднятии Менделеева.

Материалы и методы изучения. Петрографическое изучение фрагментов горных пород и шлифов со станции ALR07-16b проводилось С. Д. Николаевым на географическом факультете Московского государственного университета. Следуя традиционной методике, под бинокуляром все полученные обломки были подразделены на метаморфические, карбонатные, терригенные и магматические горные породы.

Минералогические исследования песчаника ALR07-18c проводились в минералогической лаборатории ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург). Комплекс исследований включал магнитное разделение зерен на фракции, сепарацию в тяжелых жидкостях и последующее бинокулярное изучение.

Изотопные исследования цирконов были проведены в Изотопном центре ВСЕГЕИ) на аппаратуре SHRIMP II для проб ALR07-15c/16b, а также методом лазерной абляции (LA-ICP-MS) для пробы ALR07-18c. Измерения проводились по традиционной методике. В качестве стандартов использовались международные – 91500 и Temora. Графические построения распределения цирконовых спектров проводились в программе ISOPLOT (Ludwig K.R., 2003; Williams I.S., 1998) [21].

Метаморфические цирконы из пробы ALR07-16b исследовались по двум щепкообразным обломкам ортогнейсов и одному обломку кристаллического сланца (всего 15 определений возраста). Четыре пробы, содержащие по 50 зерен детритовых цирконов каждая, были проанализированы из гемипелагических осадков по колонке ALR07-15c (инт. 12–14, 505–507 и 705–707 см), а также из аркозового песчаника ALR07-18c. Кроме того, для корреляции со смежными областями использовались недавно опубликованные результаты изотопных исследований детритовых цирконов по 5 точкам опробования на поднятии Менделеева [11].

Результаты. ***Песчаник ALR07-18c.*** Новые данные по минералогическому составу песчаника ALR07-18c, полученные нами в ходе исследований, принципиально отличаются от уже опубликованных предварительных выводов [22]. Установлено, что в породе существенно преобладают зерна андезина над кварцем. Доля первого достигает 70 %, второго – 30 %. Оба минерала представлены окатанными зернами с доминантным размером 0,05–0,1 мм. До 90 % минералов тяжелой фракции составляют минералы-индикаторы континентальной коры – циркон и рутил. Таким образом, в отличие от первичного полевого определения этот обломок следует отнести к аркозам, а не кварцевым аренитам, как было определено ранее. Песчаник не несет следов метаморфических преобразований.

Обломки горных пород из ALR07-16b. Изучение фрагментов и шлифов горных пород из пробы ALR07-16b показало весьма нетипичную для области центрально-арктических поднятий ассоциацию. Установлено, что в обломках примерно поровну представлены осадочные и метаморфические

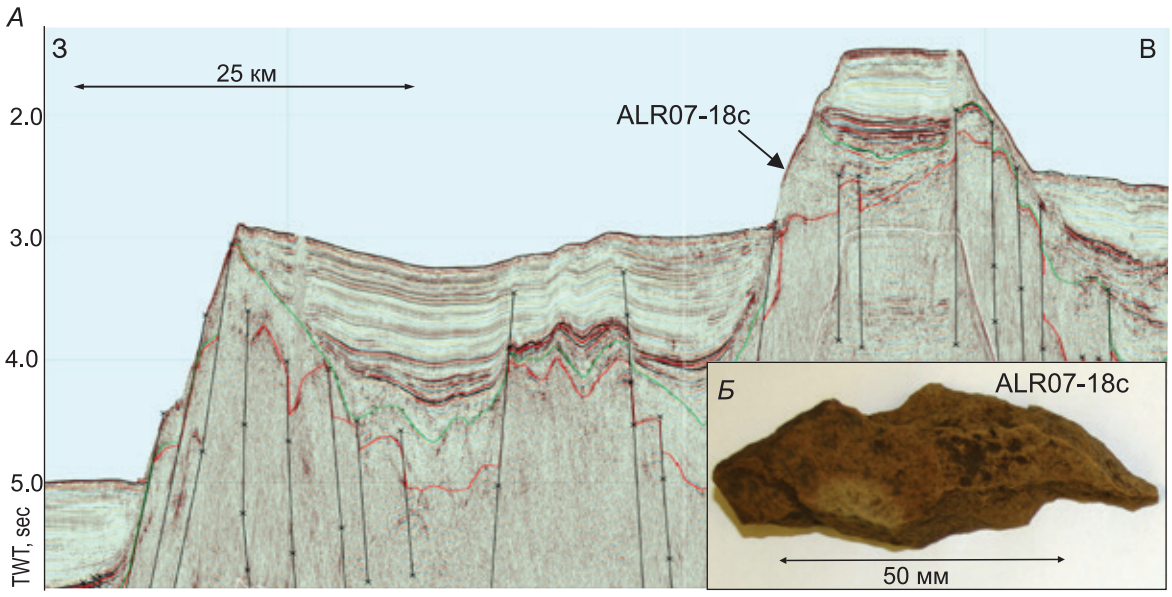

Рис. 4. Расположение колонки ALR07-18c на сейсмическом профиле A11-29-053 [10], пересекающем хр. Ломоносова (*А*). Остроугольный обломок неметаморфизиванного аркозового песчаника, отобранный из интервала 55 см из этой колонки (*Б*)

Красная линия обозначает кровлю толщи высокоскоростных метаморфизованных образований (Vp > 5,6 км/с), белая линия – кратные отражения. С изменениями по [35]

породы. Среди осадочных пород резко доминируют карбонаты, а терригенные породы находятся в подчиненном количестве. Общий состав обломков выглядит следующим образом: 65 представлены метаморфическими, 62 – карбонатными, 16 – обломочными и 18 – магматическими породами (рис. 3, 5, 6). В общих чертах описанные выше метаморфические породы сходны с породами складчато-метаморфического основания о-ва Генриетта [1].

Песчаники представлены двумя, очевидно, разновозрастными группами. Более молодая подгруппа – пористые, часто рыхлые и преимущественно кварцевые арениты с карбонатным или глинистым цементом. Более древнюю подгруппу образуют плотные слабо метаморфизованные аркозовые и кварцевые песчаники. В составе отмечается белый несдвойникованный плагиоклаз, небольшое количество хлорита и хлоритизированного биотита, единично – листочки мусковита, глауконит.

Алевролиты и аргиллиты – удлиненными обломками, в основном кварцевыми, с подчиненным количеством кальцита, серицита, плагиоклаза, хлорита и окатанных интракластов углистого материала.

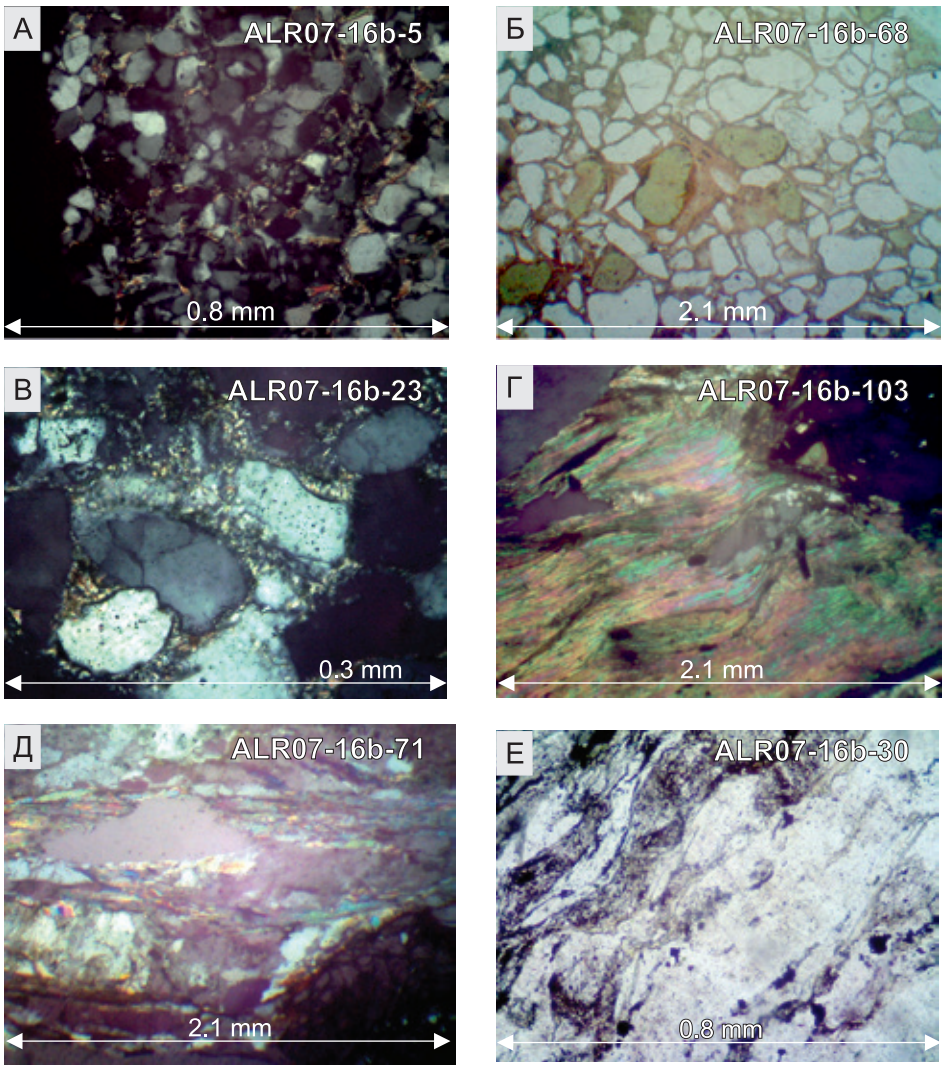

Рис. 5. Фотографии шлифов из образцов ALR07-16b

А –тонкозернистый аркозовый песчаник,метаморфизованный в зеленосланцевой фации метаморфизма. Состав: КПШ, олигоклаз, биотит глинистый цемент (николи параллельны); ***Б*** – кварцевый неметаморфизованный песчаник среднезернистый с карбонатным цементом и глауконитом. Кварц хорошо окатан. Карбонат выполняет также интерстиции между минералами (николи скрещены); ***В*** – кварцит розовый мелкозернистый сливной типа шокшинского. По границам кварцевых зерен – серицит. Протолитом, очевидно, послужил кварцевый песчаник с глинистым цементом (николи скрещены); ***Г*** – зеленый сланец с гранатом. Порода плойчатая сильносмятая, состоит из тончайших изогнутых листочков мусковита и биотита, а также хлорита и граната. Возможно, есть немного мелких трудноопределимых кристаллов альбита и эпидота (?) (николи скрещены); ***Д*** – гранат-мусковитовый кристаллосланец. Состав: средний не сдвойникованный слегка соссюритизированный плагиоклаз, кварц, мусковит и гранат (кристалл около 1 мм). Минералы образуют вытянутые по сланцеватости образования размером порядка 2 × 0,3–0,4 мм (николи скрещены); ***Е*** – двуслюдяной очково-полосчатый катаклазированный гнейс. Главные минералы – калиевый полевой шпат, альбит, кварц, мусковит, иногда листочки биотита, немного рудного. Альбит соссюритизирован. Альбитизация преимущественно в виде прожилков вдоль стрессовой сланцеватости (николи параллельны). С изменениями по [35]

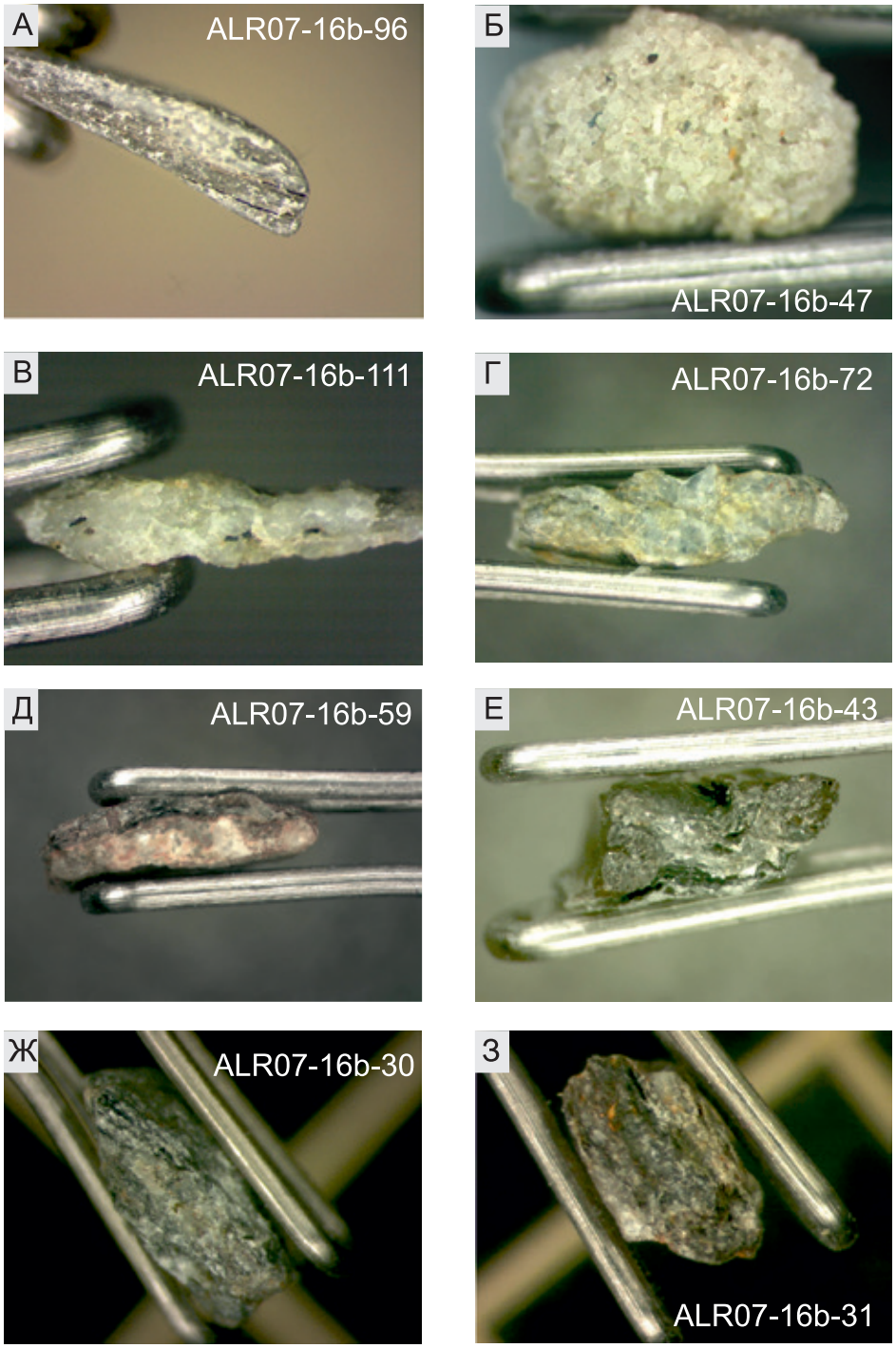

Рис. 6. Обломки метаморфических и кластических пород из ALR07-16b. Диаметр проволоки зажима 0,6 мм. С изменениями по [35]

А – слоистый углистый аргиллит 5 × 3 × 0,7 мм с однородной пелитовой структурой. По всей породе округлые с очень неровными краями скопления углистого материала; ***Б*** – кварцевый мелкозернистый песчаник с небольшим количеством полевого шпата и редкими единичными зернами темноцветных. Цемент кварцевый в незначительном количестве. Порода пористая. Доминирующий размер зерен порядка 0,1 мм. Кварц хорошо окатан; ***В*** – тальк-мусковитовый сланец с гранатом и роговой обманкой, хлорит отсутствует; ***Г*** – альбит-кварцевый сланец с хлоритом, биотитом, серицитом, рудным минералом. Наряду с мелкими вытянутыми образованиями кварца, полевого шпата и прочих минералов, порода содержит микрокомпоненты, вероятно, того же кварцевого (альбит-кварцевого?) состава; ***Д*** – гранат-биотитовый кристаллосланец мелкозернистый с линзовидными прослоями светлоцветных. Гранат образует порфиробласты с двориками растяжения; ***Е*** – биотит-мусковитовый сланец. Биотит практически нацело заместился хлоритом. Порода плойчатая мятая, присутствует несколько кристаллов гранатов (более 1 мм). Вторичные изменения плагиоклаза представлены серицитизацией и соссюритизацией; ***Ж*** – двуслюдяной очково-полосчатый гнейс. Главные минералы – калиевый полевой шпат, альбит, кварц, мусковит, биотит, немного рудного; ***З*** – биотитовый гнейс. Главные минералы: кварц, в меньшем количестве несдвойникованные альбит и калишпат, довольно много биотита, рудного и циркона. С изменениями по [35]

Карбонатные породы – представлены доломитами и известняками. Последние мелко-тонкозернистые светло- и темно-серые, иногда с неравномерным блочно-полосчатым распределением окраски и с редкими включениями кристаллов кварца и кальцита.

Кислые интрузивные породы – как нормальным гранитом, содержащим тонкие полисинтетические двойники плагиоклаза, так и мусковитовыми и биотитовыми разностями гранитов. Также присутствует единичный обломок гранодиорита, содержащий обыкновенную роговую обманку, полисинтетически сдвойникованный олигоклаз, нерешетчатый калиевый полевой шпат и железистый биотит.

Основные и средние интрузивные породы представлены единичным обломком измененного диорита, содержащего плагиоклаз (андезин), зеленую роговую обманку и рудный минерал; обломком габбродиорита с пойкилоофитовой структурой; обломком измененного весьма мелкозернистого диабаза.

Эффузивные породы – обломками сильно выветрелых и иногда метаморфизованных андезитов

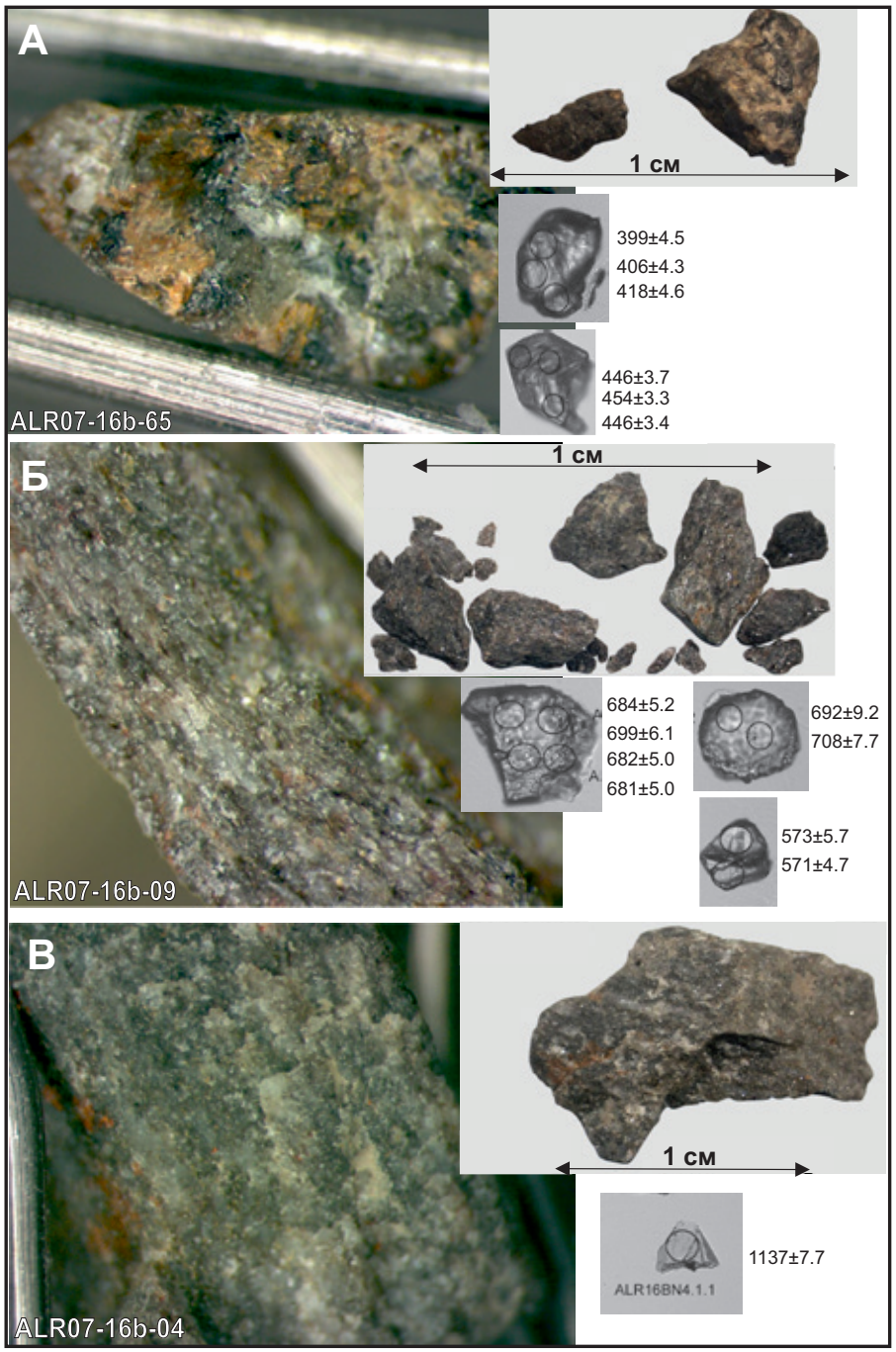

Рис. 7. Обломки метаморфических пород из ALR07-16b, зерна цирконов и U-Th датировки по ним (млн лет)

А – роговообманковый ортогнейс (КПШ, кислый плагиоклаз, роговая обманка, рудные, циркон); ***Б*** – двуслюдяной ортогнейс (ортоклаз, андезин, кварц, биотит, мусковит, магнетит, циркон); ***В*** – кристаллический сланец (альбит-олигоклаз, КПШ, кварц, биотит, циркон). С изменениями по [35]

афировой структуры и базальтов. Обнаружен один обломок габброида, подвергшийся зеленокаменному изменению.

Метаморфические породы образуют достаточно представительный комплекс от филлитов и зеленых сланцев до кварцевых сланцев, гнейсов и кристаллических сланцев. Кроме того, встречены обломки кварцитов различной степени метаморфизации. Породы катаклазированы, сильно рассланцованы, плойчаты, имеют листоватую или щепковатую форму и содержат неустойчивые к переносу минералы.

Слюдяные и кварцевые сланцы представлены сильно рассланцованными породами, которые состоят из кварца и слюды в различных соотношениях, а также небольшого количества полевого шпата. По преобладающей слюде различаются мусковитовые, биотитовые и двуслюдяные сланцы.

Состав *гнейсов:* калиевый полевой шпат (ортоклаз), плагиоклаз (альбит, андезит), кварц, слюды (~ 10 % биотита и мусковита), рудный (магнетит, местами окисливший) предполагает магматическое и/или метаморфическое происхождение протолитов. Вдоль рассланцованности в виде прожилков наблюдается альбитизация. В результате порода имеет очково-полосчатую текстуру.

Кристаллические сланцы представлены тонкозернистыми гранат-мусковит-биотитовыми рассланцованными породами. Основные минералы: плагиоклаз и кварц, немного слюды. Светло-цветные минералы расположены несколько не равномерно. Текстура неравномерно полосчатая за счет прослоев, обогащенных слюдой.

Столь высокое содержание средне- и высоко метаморфизованных пород в одной пробе весьма нетипично для СЛО и пока нигде не было вскрыто геологическим пробоотбором. Угловатые щепкообразные обломки сильно рассланцованных перемятых и неустойчивых к переносу метаморфических пород свидетельствуют о присутствии близкорасположенных выходов складчато-метаморфического фундамента, так же как, очевидно, и наличие крупных до 0,5 см кристаллов мусковита в составе этой пробы (рис. 3) и повсеместное заражение близкорасположенных грунтовых колонок мелкими визуально определимыми пластинками мусковита.

Датировки по метаморфическим цирконам из ALR07-16b. Цирконы из роговообманкового гнейса ALR07-16b-65 дали две узкие возрастные группы 399–418 и 446–454 млн лет соответственно (рис. 7). Таким образом, наши данные позволяют утверждать, что отрог Геофизиков и смежные с ним районы ХЛ были подвержены каледонскому орогенезу, сопровождавшемуся метаморфизмом средних и высоких фаций. Возраст цирконов из двуслюдяного гнейса (~ 572, ~ 690 и ~ 700 млн лет) и кристаллического сланца (1137 млн лет), очевидно, свидетельствует о тиманском возрасте протолитов (рис. 8).

Датирование детритовых цирконов. U-Pb датированию были подвергнуты 50 зерен детритовых цирконов из аркозового песчаника ALR07-18c. Среди них преобладают изометричные или удлиненные кристаллы. Практически все зерна несут на себе отчетливые следы длительной и, возможно, многократной абразии. Более 90 % проанализированных цирконов имеют возраста 900–2000 млн лет, образуя характерный доминантный пик с максимумом в районе 1600–1700 млн лет (рис. 8). За его пределами наблюдаются несколько архейских и неопротерозойских цирконов. Конкордантные цирконы, моложе 800 млн лет, отсутсвуют.

Весьма сходный спектр возрастов детритовых цирконов получен недавно датскими учеными из мета-аркозового песчаника с Северо-Американского сегмента ХЛ [28] и, кроме того, известен во многих других Арктических местонахождениях (рис. 8).

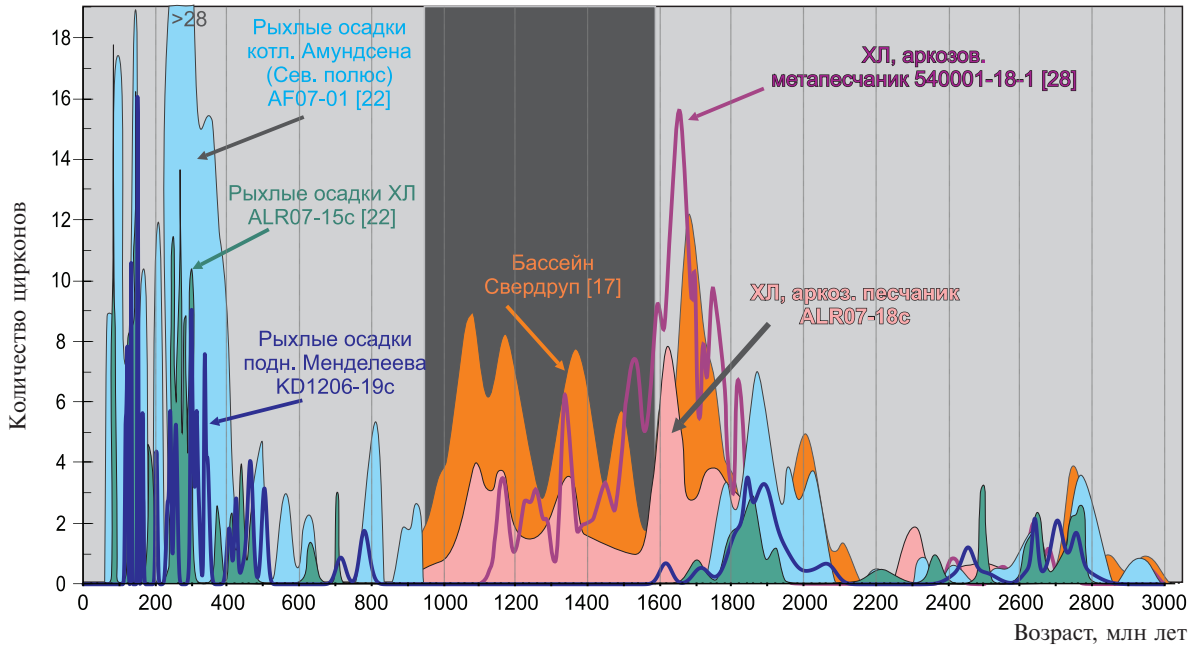

Рис. 8. Сравнение возрастных спектров цирконов из гемипелагических рыхлых осадков СЛО (синие и зеленые цвета) [22], коренных обломочных пород Сибирского сегмента ХЛ (данная работа), Северо-Американского сегмента [28] ХЛ и бассейна Свердруп [17] (оранжевые и розовые цвета)

Наблюдается принципиальное различие спектров в интервале ~ 900–1600 млн лет. С изменениями по [35]

Детритовые цирконы из гемипелагитов СЛО. Для определения основных областей сноса в современной седиментационной системе СЛО, а также оценки влияния ледовой/ледниковой транспортировки терригенного материала был проведен анализ детритовых цирконов из рыхлых гемипелагических осадков с различных морфоструктур. Всего были проанализированы датировки по 15 грунтовым колонкам из Евразийского и Амеразийского бассейнов СЛО. Результаты этих исследований требуют более внимательного рассмотрения и будут приведены нами в отдельной статье. Здесь же мы хотим остановиться на основных выводах, относящихся к тематике настоящей статьи.

Важным диагностическим признаком всех проанализированных колонок является практически идентичное распределение большинства возрастных пиков независимо от места отбора проб. Цирконовые спектры из гемипелагитов практически идентичны на хр. Ломоносова (ALR07-15c), в точке географического Северного полюса (AF07-01) [22] и в большинстве проб экспедиции «Арктика-2012» на поднятии Менделеева [11] (рис. 8). Все спектры характеризуются четкими узкими пиками в возрастах 145–147, 190–202, 240–248, 284–302, 330–340, 400–410 и 468–476 млн лет, второстепенными пиками тиманских, палеопротерозойских и архейских цирконов, а также характерным отсутствием цирконов с возрастами ~ 900 и ~ 1600 млн лет [22]. Фанерозойские цирконы представлены слабо окатанными удлиненными зернами, очевидно, метаморфического генезиса. Протерозойские и архейские цирконы имеют более округлую форму, что позволяет предположить их первично магматогенный генезис. Они несут следы интенсивной и, возможно, неоднократной абразии.

Анализ характерных возрастных пиков позволяет проследить наиболее вероятные пути транспортировки терригенного материала с материка в глубоководный бассейн СЛО. Наиболее молодые зерна с возрастами в узком диапазоне 80–89 млн лет, очевидно, происходят из верхнемеловых гранитоидов Северного Верхоянья. Цирконы следующего доминантного пика 145–147 млн лет, скорее всего связаны с нижнемеловыми гранитоидами Верхояно-Чукотского складчато-надвигового пояса. Пермо-триасовые базальтовые траппы сибирского кратона, очевидно, являются источником цирконов с возрастами 240–248 млн лет, а герциниды Полярного Урала и Таймыра – зерен 280–340 млн лет [3]. Перечисленные выше источники заметно доминируют над каледонскими и тиманскими. Таким образом, прослеживается отчетливая тенденция преобладания Сибирского терригенного материала в современной седиментационной системе как Евразийского, так и Амеразийского бассейнов.

Идентичность и широкий диапазон возрастных спектров свидетельствует о формировании гемипелагических отложений во всех опробованных точках за счет единого механизма, поставляющего терригенный материал из разнообразных областей сноса. Очевидно, таким механизмом в современной седиментационной системе Центральной Арктики является ледовый и/или ледниковый разнос, а полученные цирконовые спектры могут служить своеобразным интегральным «портретом» существующих областей сноса.

Для задач настоящего исследования исключительно важно закономерное и повсеместное отсутствие мезопротерозойских цирконов во всех гемипелагических пробах (рис. 8). По нашему мнению, это свидетельствует о том, что обломочные породы, содержащие мезопротерозойские цирконы, не принадлежат современной седиментационной системе Центральной Арктики и, следовательно, не вовлечены в процесс ледового/ледникового разноса. Таким образом, обломки этих пород, обнаруженные в Центральной Арктике, должны считаться эдафогенными.

Отсюда можно сделать вывод, что аркозовый песчаник ALR01-18c с доминированием именно мезопротерозойских цирконов образовался за счет размыва местных коренных обнажений на Сибирском сегменте ХЛ. И это подтверждается угловатой формой обломка, существованием коренных обнажений поблизости от точки отбора и, кроме того, отчетливым сходством с цирконовыми спектрами из аркозовых мета-песчаников с Северо-Американского сегмента ХЛ, чье местное происхождение не вызывает вопросов.

Возрастная привязка опробованных горных пород. Принимая эдафогенный генезис фрагментов горных пород из обеих проб ARL07-16b и ALR07-18c, можно считать, что они характеризуют коренные породы Центрального и Сибирского сегментов ХЛ соответственно.

Анализ цирконов из метаморфитов Центрального сегмента ХЛ (ARL07-16b) показывает, что в качестве протолитов здесь выступали нео- и мезопротерозойские породы кристаллического основания, время же метаморфических изменений датируется ранним девоном и соотносится с каледонским орогенезом.

Оценка возраста формирования аркозового песчаника ALR07-18c несколько более сложна и опирается на ряд косвенных признаков. Первые предположения о возрасте его формирования были выполнены в работе Г. Грикурова и соавторов [22]. На основании полевых описаний песчаник был отнесен к кварцевым аренитам, а по первичным результатам изотопных датировок, содержащих несколько дискордантных мезозойских цирконов, он был предположительно сопоставлен с юрско-меловым алевролитом из колонки 94-PC-27 А. Гранца [20], а также с мезозойскими разрезами ЗФИ. Полученные новые результаты наших исследований, а также недавно опубликованные данные датских ученых позволяют нам существенно пересмотреть эту возрастную оценку.

Во-первых, существенно аркозовый состав песчаника ALR07-18c (70 % андезина, 30 % кварца) не позволяет сопоставить его ни со среднетриасовыми граувакками (30–40 % кварц, 25–35 % полевые шпаты, 15–45 % литические обломки, 5 % слюды), ни с верхнетриасовыми кварцевыми аренитами (кварц до 85 %, полевые шпаты ~ 7 %, слюда до 3 %) ЗФИ [13]. Во-вторых, цирконовые спектры из аркозового песчаника ALR07-18c принципиально отличаются от спектров мезозойских пород ЗФИ и кварцевого алевролита из пробы 94-PC27 [20], что также доказывает принципиальное различие областей сноса (рис. 9).

Вместо этого минеральный состав и возрастные спектры цирконов аркозового песчаника ALR07-18c демонстрируют весьма близкое сходство с неопротерозойскими мета-аркозами Северо-Американского сегмента ХЛ (рис. 9) [28]. Отсутствие конкордантных цирконов моложе 800 млн лет в аркозовом

песчанике ALR07-18c подтверждает его неопротерозойский возраст.

Докембрийские области сноса в Центральной Арктике. Анализ большого количества опубликованных геологических данных показывает, что неопротерозойские породы с аналогичным доминантным спектром в интервале ~ 900–2200 млн лет и максимумом в районе 1600–1700 млн лет широко распространены в Арктическом регионе (рис. 10, 11). Кроме упоминавшихся выше пород Сибирского и Северо-Американского сегментов ХЛ [28], аналогичные спектры установлены еще как минимум в 15 Арктических местонахождениях. В метаосадочных породах толщи Крумедаллен на Востоке Гренландии [23], породах комплекса Калак Напе Северной Норвегии [27], породах Кросс-фьорден групп на Северо-Западе Свальбарда [34], комплекса Ном Северной Аляски [15], породах

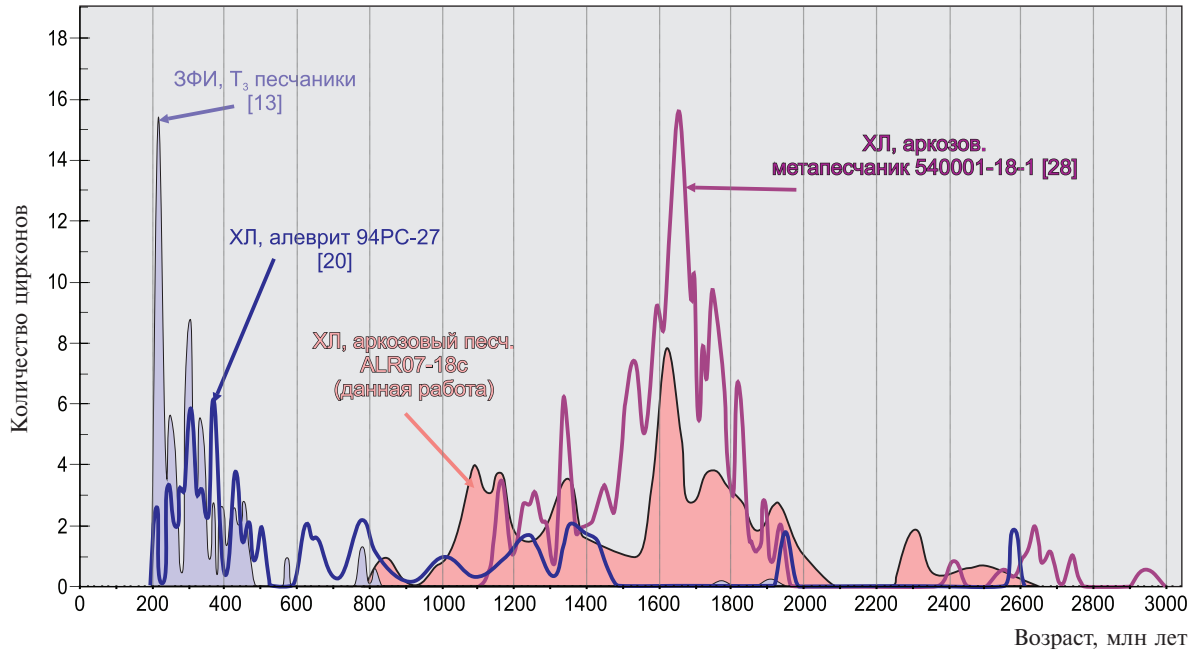

Рис. 9. Принципиальное различие возрастных спектров детритных цирконов из мезозойских терригенных пород ЗФИ и неопротерозойских песчаников ХЛ

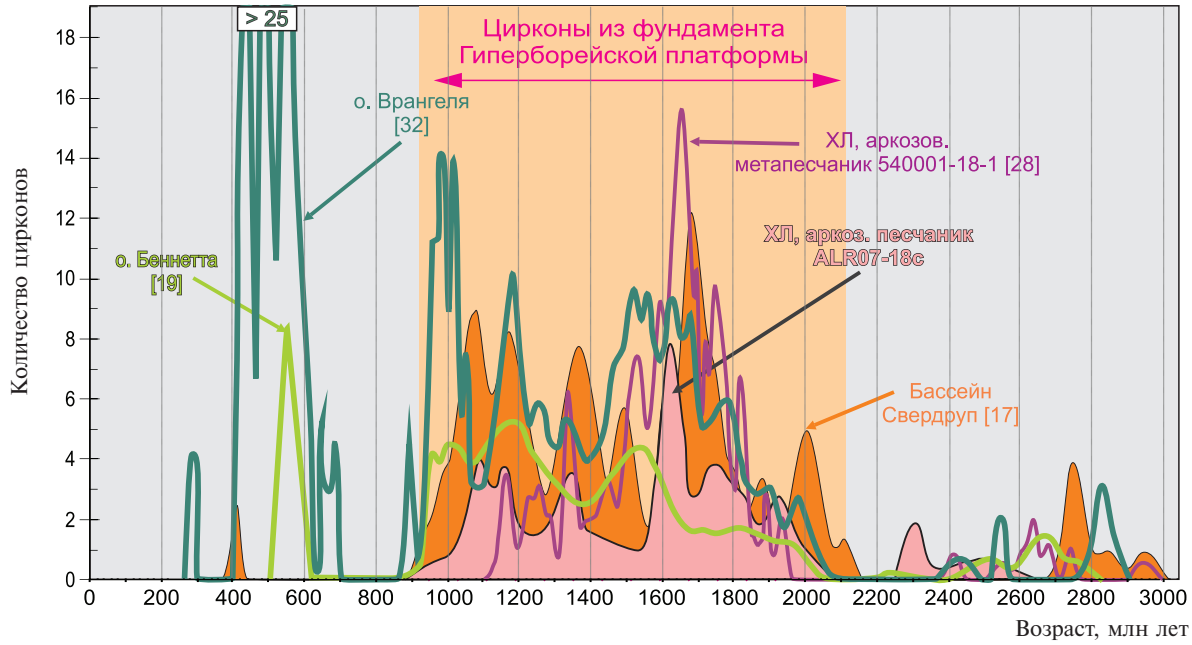

Рис. 10. Сравнение возрастных спектров детритных цирконов из пород о-вов Врангеля [32] и Беннетта [19], бассейна Свердруп [17], Северо-Американского [28] и Сибирского сегментов ХЛ

Для всех спектров характерен доминирующий мезо-палеопротерозойский пик (оранжевая область в интервале 900–2100 млн лет), источником которых является фундамент Гиперборейской платформы. С изменениями по [35]

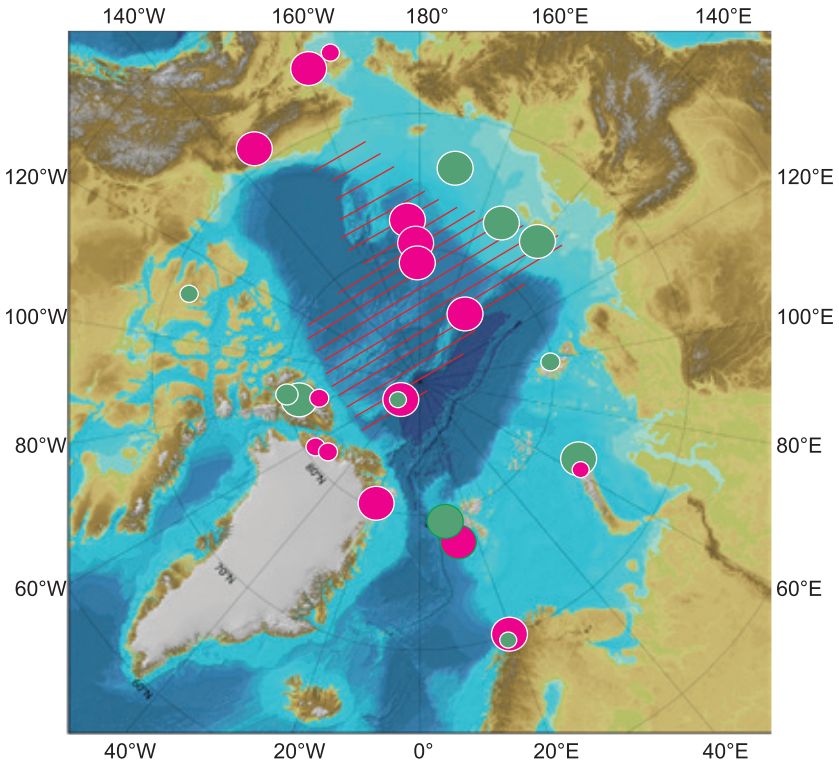

Рис. 11. Местонахождения коренных пород, содержащих характерный спектр цирконов с возрастами 0,9–2,1 млрд лет

Круги: красный – докембрийские породы, зеленый – палеозойские породы. Большой круг соответствует доминантному, малый – подчиненному пику спектра. Красная штрихованная область – предполагаемое положение размываемой области кратонного блока Гиперборея. Ссылки на источник приведены в тексте. С изменениями по [35]

неопротерозоя – нижнего палеозоя п-ова Сьюард [16], горных массивов Бритиш, Садллерочит и Шублик на северном склоне Аляски (Strauss J.V. et al., 2013), докембрийских песчаников поднятия Менделеева [4, 5, 6, 22]. Практически аналогичный пик протерозойских цирконов определяется в палеозойских породах в еще более чем десяти местонахождениях (рис. 10, 11). Такой пик описан в песчаниках карбона–перми о-ва Врангеля [32], в породах силура Новой Земли [25] и о-вов Элсмир и Аксель Хейберг [18], кембрия и девона Северной Земли [31], среднего аллохтона Скандинавских каледонид [26], формации Даниш Ривер (S_1–D_1) и средне-верхнедевонских пород Франклинского бассейна [17, 18], среднего палеозоя о-ва Бельковский и нижнего палеозоя о-ва Беннетта [19].

Отмечаются широкое циркум-арктическое распространение пород, их широкий возрастной диапазон от неопротерозоя до перми и доминантный (или субдоминантный) характер этого пика в большинстве местонахождений. Первое свидетельствует о больших размерах области сноса, второе – о длительности ее существования, третье – о том, что большинство описанных вмещающих пород – это первичный коллектор, и обломочный материал поступал непосредственно из области сноса, минуя промежуточные коллекторы. Описанные выше факты дают веские основания предполагать, что, начиная с неопротерозоя и как минимум до конца палеозоя, в центре Арктического бассейна существовала крупная область сноса, являвшаяся единым источником кластического материала для множества седиментационных бассейнов Центральной Арктики и периферии СЛО. Скорее всего, такой областью служил фундамент древнего кратона Арктиды-Гиперборея, существование которого предположил Н. С. Шатский на базе анализа геологии периферии Арктического бассейна [14]. По представлениям Ю. М. Пущаровского [9], блоки Гиперборейской платформы предполагались в хр. Ломоносова, Альфа-Менделеева и Чукотском поднятии, в котловине Бофорта, а обрамляющие ее складчатые области: мезозоиды Северо-Востока России, поздние каледониды Аляски и ранние – Северной Гренландии и Канадского Арктического архипелага представляют деформированный чехол древнего кратона.

Первые прямые геологические данные, предполагающие существование кратонного блока в пределах поднятия Менделеева и хр. Ломоносова, стали публиковаться В. Я. Кабаньковым с соавторами [4, 5] по результатам серии Российских высокоширотных экспедиций Арктика-2000, -2007, -2012. Согласно этим данным, пробоотбором были вскрыты породы позднедокембрийско-палеозойской части разреза платформенного чехла Гиперборейской платформы. К сожалению, техническое несовершенство процесса пробоотбора не позволило авторам доказать эдафогенный генезис рассматриваемых образцов. Очевидно, поэтому данные работы не были широко приняты научной общественностью. Тем не менее все последующие экспедиционные работы так или иначе подтвердили выводы, сделанные этими авторами.

Усовершенствование пробоотборных процедур в недавних экспедициях Арктика-2012 и - 2016 [6, 29], а также отбор геологических проб с помощью научно-исследовательской глубоководной подводной лодки МО РФ (Базилевская Е.С., Сколотнев С.Г., 2015) позволили произвести отбор проб непосредственно из коренных пород поднятия Менделеева. Палеонтологические определения представительного комплекса фаунистических останков из карбонатной части разреза [29], а также изотопные данные по терригенным породам [6, 22] доказали существование здесь пологозалегающего платформенного чехла Гиперборейской платформы.

Изучая седиментационные и фациальные особенности триасовых песчаников Чукотки, М. Тучкова и соавторы [37] пришли к выводу, что нижне- и среднетриасовые терригенные отложения Чукотки формировались за счет поступления обломочного материала из удаленной к северу области сноса. Минеральный состав этих пород доказывает, что источником кластического материала служили как гранито-гнейсовый фундамент древнего кратона, так и перекрывающие его метаосадочные и метавулканические породы.

Таким образом, наши выводы не только согласуются с уже опубликованными данными, но дают и новый фактический материал, подтверждающий существование континентальной области сноса в центре СЛО. Обнажающийся в пределах области центрально-арктических поднятий фундамент Гиперборейской платформы существовал как доминантный источник терригенного материала для Арктической периферии начиная с неопротерозоя. К началу мезозоя поставка терригенного материала из Центрально-Арктической области существенно сократилась. Об этом говорит отсутствие отчетливого пика 900–2100 млн лет в спектрах детритовых цирконов из мезозойских пород материкового обрамления Арктического бассейна.

Так, триасовые песчаники ЗФИ [13], Верхоянья, Чукотки, о-ва Врангеля, п-ова Лисберн, гор Садллерочит и северной части Свердрупского бассейна [33] уже не содержат доминантного палео- и мезопротерозойского пика. Отсутствует этот пик и в триасовых породах Таймыра (Проскурнин В.Ф. и др., 2010). Вместо него в этой области спектра фиксируется достаточно «плоское» распределение возрастов, говорящее, очевидно, о перемыве и поступление материала уже из вторичных источников. Доминантными источниками сноса становятся области размыва палеозойских и мезозойских образований. По материалам М. Тучковой, на Восточной Чукотке к началу позднего триаса источники сноса поменялись кардинально. Вместо доминирующего в раннем и среднем триасе транспорта осадков из северной области сноса к позднему триасу наблюдается снос осадка с юга [37]. Не фиксируется доминантный пик 900–2100 млн лет и в юрско-меловом алевролите из пробы 94-РС27 [20] в приполюсной части ХЛ.

Положение фронта каледонских деформаций. Важный результат настоящего исследования – возможность установления положения фронта каледонских деформаций на ХЛ и восточно-сибирском шельфе. Отправной точкой для этого являются северные о-ва архипелага Де-Лонга – Генриетта, Жаннетта и Беннетта. Существование каледонских деформаций на этом архипелаге было установлено в 70-х годах прошлого века на основании датировок долеритовых даек позднего ордовика – раннего силура (Ar/Ar 434 ± 2 и 445 ± 2 млн лет), прорывающих деформированные нижнепалеозойские вулканогенно-осадочные образования о-вов Жаннетта и Генриетта [1]. Новые данные [19], подтверждающие распространение поздних каледонид (элсмерид) на поднятии Де-Лонга, были получены в последние годы в рамках геологических экскурсий на архипелаг, организованных ВСЕГЕИ в 2011–2013 гг. (Кораго Е.А. и др., 2014) [12]. Установлено, что о-ва Генриетты и Жаннетты сложены островодужными вулканогенно-осадочными комплексами вендско-раннепалеозойского возраста. Были получены уточненные датировки как по деформированным вулканогенно-осадочным породам раннего ордовика – среднего силура (< 485 млн лет для о-ва Жаннетта и 426 млн лет для о-ва Генриетта), так и по внедренным в них силлам риодацитов на о-ве Жаннетта (U-Th $483{,}3 \pm 20$ млн лет) и трахиандезитов о-ва Генриетта (Ar–Ar $419{,}2 \pm 3{,}7$ млн лет). Выяснено, что интенсивность деформаций усиливается к юго-западной оконечности о-ва Генриетта, где наблюдаются надвиги и складки [12].

Выполненные А. В. Прокопьевым структурные наблюдения показали, что складчатость и надвиги на о-вах Жаннетты и Генриетты в целом имеют близкую западно-юго-западную вергентность, генеральное направление тектонического транспорта с востока на запад [19].

В отличие от описанных выше о-вов Генриетта и Жаннетта, осадочный чехол о-ва Беннетта представлен недеформированными нижнепалеозойскими платформенными образованиями, а ксенолиты гранитов и гранитогнейсов с распложенного рядом о-ва Жохова содержат цирконы с возрастами 670 и 533 млн лет, что подтверждает тиманский возраст фундамента острова (Ershova V.B. et al., 2015). Таким образом, граница эпибайкальского Котельнического блока каледонид о-вов Жаннетты и Генриетты, вероятно, проходит между о-вами Беннетта, Жохова – с одной стороны, и о-вами Жаннетты, Генриетты – с другой (рис. 12).

Дальнейшее простирание фронта каледонид в сторону хр. Ломоносова предполагается нами вдоль западного борта отрога Геофизиков, отделяя его от основного горста Сибирского сегмента хребта. К востоку от этой границы нами установлены каледонские высоко-метаморфизованные образования отрога Геофизиков, к западу – недеформированные неопротерозойские отложения платформенного чехла Сибирского сегмента хребта. Наряду с мелкайнозойскими сбросовыми дислокациями сейсмические данные по Центральному сегменту ХЛ показывают наличие следов древних компрессионных обстановок, формирующих асимметричную структуру этого сегмента хребта (рис. 12).

В месте резкого изгиба простирания структур хребта примерно на 89° N фронт каледонид срезается правосторонним сдвигом северо-восточного направления. Очевидно, именно к этой зоне приурочена граница между Центральным и Северо-Американским сегментами хребта.

Гетерогенность фундамента ХЛ. Логично предположить, что заметные различия морфологических характеристик, сейсмической структуры, а также состава коренных пород трех сегментов ХЛ обусловлены различиями тектонической истории.

Сибирский сегмент является северным продолжением Котельнического блока с Тиманским или, что более вероятно, Гренвильским фундаментом. Позднемезозойская орогения привела к незначительным в основном сбросовым дислокациям без метаморфических изменений. Центральный горст Сибирского сегмента перекрыт субгоризонтальным мезо-кайнозойским чехлом мощностью ~ 500–800 м, который несогласно залегает на поверхности позднедокембрийско-палеозойского чехла Гиперборейской платформы (рис. 12). Метаморфические преобразования, связанные с каледонской орогенией и проявленные на отроге Геофизиков, здесь, по результатам геологического пробоотбора, не фиксируются.

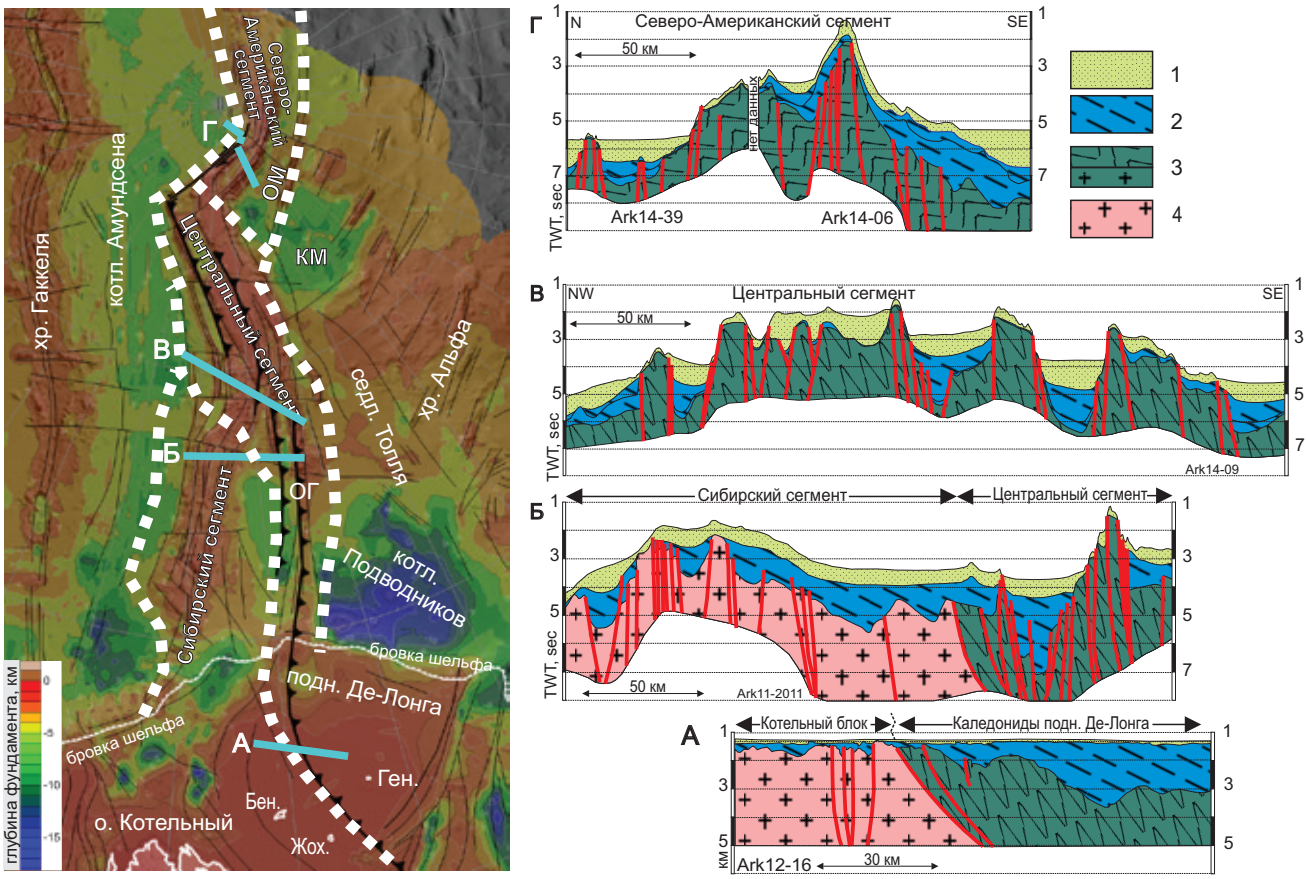

Рис. 12. Фрагмент карты поверхности фундамента Арктического бассейна (слева), иллюстрирующий сегментацию хр. Ломоносова

Фронт каледонских деформаций, прослеживаемый с Восточно-Сибирского шельфа вдоль хр. Ломоносова, показан черной зубчатой линией надвига. Справа приведены сейсмогеологические разрезы через поднятие Де-Лонга (***А***), Сибирский сегмент ХЛ (***Б***), Центральный сегмент ХЛ (***В***), Северо-Американский сегмент ХЛ (***Г***): *1* – рыхлые кайнозойские отложения, *2* – слаболитифицированные отложения мезозоя, *3* – складчатые каледонские образования, *4* – фундамент древнего кратонного блока (Арктида).

КМ – котловина Макарова; отроги: ОМ – Марвин, ОГ – Геофизиков; острова: Ген. – Генриетты, Жох. – Жохова, Бен. – Беннетта, Кот. – Котельный

Наиболее контрастный в морфологическом плане *Центральный сегмент ХЛ*, по нашим представлениям, располагается во фронтальной зоне каледонид. Палеозойские взбросы и надвиги со сдвиговой компонентой, активизированные в позднемезозойское время, формируют асимметричный облик горст-грабеновой системы этого сегмента. По нашим представлениям, фундамент Гиперборейской платформы здесь был сильно деформирован в ходе раннекаледонского орогенеза (~ 400 млн лет назад), о чем свидетельствуют гнейсы и кристаллические сланцы отрога Геофизиков.

Редуцированный мезо-кайнозойский рыхлый осадочный чехол со структурным несогласием залегает на поверхности складчатого каледонского основания. Возможно также наличие верхнепалеозойско-мезозойского осадочного чехла, однако данных для этого пока недостаточно.

Образцы, драгированные с *Гренландского сегмента ХЛ*, свидетельствуют о том, что это часть хребта была вовлечена в раннекаледонский орогенез, коррелируемый с Мак-Клинтокской орогенией северной части о-ва Элсмир и архипелага Свальбард. Деформированные в условиях зеленосланцевых фаций метаморфизма осадочные породы формируют здесь складчатое основание хребта. По результатам Датской геологической экспедиции LOMROCK [28] можно сделать вывод, что Северо-Американский сегмент ХЛ располагается в тылу фронта каледонских деформаций и поэтому породы, слагающие его складчатый фундамент, метаморфизованы не выше зеленосланцевых фаций.

Выводы. 1. Наблюдается региональная идентичность возрастных цирконовых спектров из рыхлых гемипелагических осадков, отобранных в различных районах СЛО: в котловине Амундсена, на хр. Ломоносова, а также на поднятии Менделеева. Полученные спектры, очевидно, демонстрируют интегральный «портрет» всех существующих ныне областей сноса СЛО. Во всех спектрах прослеживается преобладание Сибирских областей сноса над Северо-Американскими. Очевидно, что современные седиментационные системы как Евразийского, так и Амеразийского бассейнов находятся под влиянием ледового разноса кластического материала.

Во всех полученных спектрах закономерно отсутствуют мезопротерозойские цирконы с возрастами 900–1600 млн лет. Таким образом, тер-

ригенные породы с цирконами этого возраста не принадлежат современным областям сноса СЛО и поэтому не могут считаться материалом ледового разноса. Иными словами, кластические породы, содержащие доминантный пик цирконов с возрастами 900–1600 млн лет (напр. Аркозовый песчаник ALR01-18c) имеют местное происхождение и характеризуют обнажения коренных пород *in-situ*.

2. Описанные в статье обломки неопротерозойского аркозового песчаника ALR07-18c, а также кристаллических, двуслюдяных, кварцевых сланцев и ортогнейсов из пробы ALR07-16b по морфологическим параметрам обломков, результатам изотопных исследований цирконов, а также петрографическим и минералогическим критериям отнесены к коренным породам Сибирского и Центрального сегментов хребта ХЛ соответственно. Неопротерозойский недеформированный аркозовый песчаник ALR07-18c позволяет сделать вывод о том, что в составе пород акустического фундамента Сибирского сегмента ХЛ присутствуют породы платформенного чехла континентального блока древней консолидации (Гиперборейская платформа).

Представительный комплекс метаморфических пород средних и высоких степеней метаморфизма, полученный на западном склоне отрога Геофизиков (проба ALR07-16b), свидетельствует о вовлечении Центрального сегмента ХЛ в каледонский орогенез около 400 млн лет назад. Метаморфические преобразования горных пород, соотносимые с каледонской орогенией, диагностируются на о-вах Генриетта, Жаннетта, а также Северо-Американском сегменте ХЛ. Фактурные данные позволяют проследить фронт каледонских деформаций с Восточно-Сибирского шельфа, между о-вами Беннетта, Жохова – с одной стороны, и о-вами Жаннетты, Генриетты – с другой, вдоль восточного борта Сибирского сегмента ХЛ, далее по Центральному сегменту вплоть до сочленения с Северо-Американским сегментом хребта. Морфологически фронт каледонских деформаций совпадает с системой асимметричных горстов и грабенов хр. Ломоносова.

3. Отчетливые различия морфологических характеристик, сейсмической структуры, а также состава коренных пород трех сегментов ХЛ обусловлены гетерогенностью фундамента и их различной тектонической историей. *Сибирский сегмент* представляет северную периферию Котельнического блока с Тиманским или, что более вероятно, Гренвильским фундаментом. *Центральный сегмент* морфологически совпадает с контрастной зоной интенсивных каледонских деформаций с метаморфизмом средних и высоких ступеней, наложенных на Гренвильский фундамент. *Гренландский сегмент*, скорее всего, следует отнести к тыловым частям раннекаледонского метаморфического события, где породы фундамента Гиперборейской платформы претерпели изменения до фации зеленых сланцев.

4. Возрастные спектры детритовых цирконов, полученные по неопротерозойским породам Сибирского и Северо-Американского сегментов ХЛ, являются характерными для обширных районов Центральной Арктики и ее периферии. Характерный доминантный мезо-палеопротерозойский пик возрастов с максимумом около 1,6–1,7 млрд лет определяется в метаосадочных породах Восточной Гренландии [23], Северной Норвегии [27], Свальбарда [34], Северной Аляски [15], п-ова Сьюард [16], северного склона Аляски (Strauss et al., 2013), поднятия Менделеева [6, 22]. Кроме того, аналогичный пик определяется в палеозойских породах на о-ве Врангеля [32], Новой Земле [30], о-вах Элсмир и Аксель Хейберг [18], Северной Земле [30], в Скандинавских каледонидах [26] и Франклинском бассейне [17, 18], о-вах Бельковский и Беннетта [19]. Наиболее вероятным источником этого кластического материала нам представляется фундамент Гиперборейской платформы.

Авторы искренне благодарны С. Д. Николаеву и Е. Е. Талденковой (МГУ) за проведенные петрографические и минералогические исследования обломков горных пород, а также С. П. Шокальскому, В. А. Виноградову и Е. А. Гусеву за консультации и конструктивную критику работы. Лабораторные исследования геологического материала выполнены при поддержке гранта РФФИ 15-05-08497.

1. *Виноградов В.А., Каменева Г.И., Явшиц Г.П.* О Гиперборейской платформе в свете новых данных по геологическому строению о-ва Генриетты // Тектоника Арктики. Вып. 1. – Л.: НИИГА, 1975. – С. 38–42.

2. *Деменицкая Р.М., Киселев Ю.Г.* Особенности строения, морфологии осадочного чехла центральной части хребта Ломоносова по сейсмическим исследованиям // Геофизические методы разведки в Арктике. – Л.: НИИГА, 1968. Т. 5. – С. 33–46.

3. *Зоненшайн Л.П., Натапов Л.М.* Тектоническая история Арктики // Актуальные проблемы тектоники. – М.: Наука, 1987. – С. 31–57.

4. *Кабаньков В.Я., Андреева И.А., Лопатин Б.Г.* Геология Амеразийского суббассейна // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 2012. Т. 223. № 8. – С. 30–40.

5. *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. Т. 6. – С. 33–48.

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

7. *Пискарев А.Л.* Строение фундамента Евразийского бассейна и Центральных хребтов Северного Ледовитого океана // Геотектоника. 2004. № 6. – С. 49–66.

8. *Пискарев А.Л.* и др. Арктический бассейн (геология и морфология). – СПб.: ВНИИОкеангеология, 2017. – 291 с.

9. *Пущаровский Ю.М.* Тектоника Северного Ледовитого океана // Геотектоника. 1976. № 2. – С. 3–14.

10. *Рекант П.В.* История формирования осадочного чехла глубоководной части арктического бассейна по данным сейсмических исследований МОВ-ОГТ / П.В. Рекант, О.В. Петров, С.Н. Кашубин, А.В. Рыбалка, И.Ю. Винокуров, Е.А. Гусев // Регион. геология и металлогения. 2015. Т. 64. – С. 11–27.

11. *Сергеев С.А.* Первые находки палео- и мезоархейских цирконов в породах внутрибассейновых шельфовых поднятий Арктики: индикатор присутствия древнейшей зрелой континентальной коры / С.А. Сергеев, С.Л. Пресняков, А.В. Антонов, Б.В. Беляцкий,

Н.В. Родионов, С.С. Шевченко // Докл. РАН. 2015. Т. 463. № 1. – С. 79–84.

12. Соболев Н.Н. Первые сведения о геологии острова Жаннетты (арх. Де-Лонга, новосибирские острова) / Н.Н. Соболев, Д.В. Метелкин, В.А. Верниковский, Н.Ю. Матушкин, А.В. Прокопьев, В.Б. Ершова, А.В. Шманяк, Е.О. Петров // Докл. РАН. 2014. Т. 459. № 5. – С. 595–600.

13. *Соловьев А.В.* Эволюция источников сноса триасовых отложений архипелага Земля Франца-Иосифа: U/Pb LA-ICP-MS датирование обломочного циркона из скважины Северная / А.В. Соловьев, А.В. Зайончек, О.И. Супруненко, Х. Брекке, Я.И. Фалеиде, Д.В. Рожкова, А.И. Хисамутдинова, Н.М. Столбов, Д.К. Хоуриган // Литология и полезные ископаемые. 2015. № 2. – С. 113–128.

14. *Шатский Н.С.* О тектонике Арктики // Геология и полезные ископаемые Севера СССР. – Л.: Главсевморпуть, 1935. – С. 149–165.

15. *Amato J.M., Till A.B., Aleinikoff J.N., Bleick H.A.* U-Pb detrital zircon geochronology as evidence for the origin of the Nome Complex, northern Alaska, and implications for regional and trans-Arctic correlations // Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 2014. Vol. 506. – P. 111–131.

16. *Amato J.M., Toro J., Miller E.L.* et al. Late Proterozoic – Paleozoic evolution of the Arctic Alaska Chukotka terrane based on U-Pb igneous and detrital zircon ages: Implications for Neoproterozoic paleogeographic reconstructions // Geol. Soc. Am. Bull. 2009. Vol. 121. – P. 1219–1235.

17. *Anfinson O.A., Leier A.L., Embry A.F., Dewing K.* Detrital zircon geochronology and provenance of the Neoproterozoic to Late Devonian Franklinian Basin, Canadian Arctic Islands // Bull. Geol. Soc. Am. 2012. Vol. 124. N 3/4. – P. 415–430.

18. *Beranek L.P., Pease V., Hadlari T., Dewing K.* Silurian flysch successions of Ellesmere Island, Arctic Canada, and their significance to northern Caledonian palaeogeography and tectonics // J. Geol. Soc. London. 2015. Vol. 172. – P. 201–212.

19. *Ershova V.B., Lorenz H., Prokopiev A.V.* et al. The De Long Islands: A missing link in unraveling the Paleozoic paleogeography of the Arctic // Gondwana Res. 2016. URL: https://doi.org/10.1016/j.gr (дата обращения: 16.05.2015).

20. *Grantz A., Pease V.L., Willard D.A.* et al. Bedrock cores from 89° North: Implications for the geologic framework and neogene paleoceanography of Lomonosov ridge a nd a tie to the Barents shelf // Bull. Geol. Soc. Am. 2001. Vol. 1130. N 10. – P. 1272–1281.

21. *Griffin W.L., Pearson N.J., Belousova E.* et al. The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM-MC-ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites // Geochim. Cosmochim. Acta. 2000. Vol. 64. – P. 133–147.

22. *Grikurov G., Petrov O., Shokalsky S.* et al. Zircon geochronology of bottom rocks in the central Arctic Ocean : analytical results and some geological implications // Proceedings of the Six International conference on Arctic margins (APEX-VI). U.S. 2014. – P. 203–224.

23. *Johnston S.M., Hartz E.H., Brueckner H.K., Gehrels G.E.* U-Pb zircon geochronology and tectonostratigraphy of southern Liverpool Land, East Greenland: Implications for deformation in the over-riding plates of continental collisions // Earth Planet. Sci. Lett. Vol. 297. 2010. – P. 512–524.

24. *Jokat W., Uenzelmann-Neben G., Kristoffersen Y. & Rasmussen T.M.* Lomonosov Ridge – A double-sided continental margin // Geology. 1992. Vol. 20. – P. 887–890.

25. *Jokat W.* The sedimentary structure of the Lomonosov Ridge between 88°N and 80°N // Geophys. J. Int. 2005. Vol. 163. – P. 698–726.

26. *Kirkland C.L., Bingen B., Whitehouse M.J.* et al. Neoproterozoic palaeogeography in the North Atlantic Region: inferences from the Akkajaure and Seve Nappes of the Scandinavian Caledonides // Precambr. Res. 2011. Vol. 186. – P. 127–146.

27. *Kirkland C.L., Daly J.S. & Whitehouse M.J.* Provenance and terrane evolution of the Kalak Nappe Complex, Norwegian Caledonides: implications for Neoproterozoic paleogeography and tectonics // J. Geol. 2007. Vol. 115. – P. 21–41.

28. *Knudsen C., Hopper J.R., Bierman P.R.* et al. Samples from the Lomonosov Ridge place new constraints on the geological evolution of the Arctic Ocean // Circum-Arctic Lithosph. Evol. Geol. Soc. London, Spec. Publ. 2017. Vol. 460. – P. 397–418.

29. *Kossovaya O.L., Tolmacheva T.Yu., Petrov O.V.* et al. Paleozoic carbonates and fossils of the Mendeleev Rise (Eastern Arctic): a study of dredged seafloor material // J. Geodyn. 2018. URL: https://doi.org/10.1016/j.jog (дата обращения: 01.05.2018).

30. *Lorenz H., Gee D.G., Korago E.* et al. Detrital zircon geochronology of Palaeozoic Novaya Zemlya – a key to understanding the basement of the Barents Shelf // Terra Nova. 2013. Vol. 25. – P. 496–503.

31. *Lorenz H., Gee D.G., Simonetti A.* Detrital zircon ages and provenance of the Late Neoproterozoic and Palaeozoic successions on Severnaya Zemlya, Kara Shelf: a tie to Baltica // Nor. J. Geol. 2008. Vol. 88. – P. 235–258.

32. *Miller E.L., Gehrels G.E., Pease V., Sokolov S.* Stratigraphy and U-Pb detrital zircon geochronology of Wrangel Island, Russia: Implications for Arctic paleogeography // Am. Assoc. Pet. Geol. Bull. 2010. Vol. 94. N 5. – P. 665–692.

33. *Miller E.L., Toro J., Gehrels G.* et al. New insights into Arctic paleogeography and tectonics from U-Pb detrital zircon geochronology // Tectonics. 2006. Vol. 25. – P. 1–19.

34. *Pettersson C.H., Pease V., Frei D.* et al. U-Pb zircon provenance of metasedimentary basement of the Northwestern Terrane, Svalbard: Implications for the Grenvillian-Sveconorwegian orogeny and development of Rodinia // Precambrian Res. 2009. URL: https://doi.org/10.1016/j.precamres (дата обращения: 09.10.2009).

35. *Rekant P., Nikolaev S., Taldenkova E.* Bedrock sampling of Siberian and Central Segments of Lomonosov Ridge. Implications for the geological and tectonic framework // Arktos. 2018 (в печати).

36. *Sweeney J.F., Weber J.R., Blasco S.M.* et al. Continental ridges in the Arctic Ocean, LOREX constraints // Tectonophysics. 1982. Vol. 89. – P. 217–238.

37. *Tuchkova M.I., Sokolov S., Kravchenko-Berezhnoy I.R.* Provenance analysis and tectonic setting of the Triassic clastic deposits in Western Chukotka, Northeast Russia // Stephan Mueller Spec. Publ. Ser. 2009. Vol. 4. – P. 177–200.

---

1. Vinogradov V.A., Kameneva G.I., Yavshic G.P. Hyperborean platform in the light of new data on the geological structure of Henrietta Island. *Tektonika Arktiki*. Leningrad: NIIGA. 1975. Iss. 1. Pp. 38–42. (In Russian).

2. Demenickaya R.M., Kiselev Yu.G. Features of the structure, morphology of the sedimentary cover of the central part of the Lomonosov Ridge according to seismic studies. *Geophysical methods of exploration in the Arctic*. Leningrad: NIIGA. 1968. Vol. 5. Pp. 33–46. (In Russian).

3. Zonenshajn L.P., Natapov L.M. Tectonic history of the Arctic. *Actual problems of tectonics*. Moscow: Science. 1987. Pp. 31–57. (In Russian).

4. Kaban'kov V.Ya., Andreeva I.A., Lopatin B.G. Geology of the Amerasian sub-basin. *Geological and geophysical characteristics of the lithosphere of the Arctic region*. St. Petersburg: VNIIOkeangeologiya. 2012. Vol. 223. No 8, pp. 30–40. (In Russian).

5. Kaban'kov V.Ya., Andreeva I.A., Ivanov V.N., Petrova V.I. On the geotectonic nature of the system of Central Arctic morphostructures and the geological significance of bottom sediments in its determination. *Geotektonika*. 2004. Vol. 6. Pp. 33–48. (In Russian).

6. Morozov A.F., Petrov O.V., Shokal'skij S.P., Kashubin S.N., Kremeneckij A.A., Shkatov M.Yu., Kaminskij V.D., Gusev E.A., Grikurov G.Eh., Rekant P.V., Shevchenko S.S., Sergeev S.A., Shatov V.V. New geological data, substantiating

the continental nature of the region of the Central Arctic uplifts. *Region. geologiya i metallogeniya*. 2013. No 53, pp. 34–55. (In Russian).

7. Piskarev A.L. The structure of the foundation of the Eurasian basin and the Central Ridges of the Arctic Ocean. *Geotetonika*. 2004. No 6, pp. 49–66. (In Russian)

8. Arkticheskij bassejn (geologiya i morfologiya) [Arctic Basin (Geology and Morphology)]. Eds. A.L. Piskarev i dr. St. Petersburg: VNIIOkeangeologiya. 2017. 291 p.

9. Pushcharovskij Yu.M. Tectonics of the Arctic Ocean. *Geotektonika*. 1976. No 2, pp. 3–14. (In Russian).

10. Rekant P.V., Petrov O.V., Kashubin S.N., Rybalka A.V., Vinokurov I.Yu., Gusev E.A. The history of the formation of the sedimentary cover of the deep-water part of the Arctic basin according to the data of the seismic studies of the MOU-OG. *Region. geologiya i metallogeniya*. 2015. Vol. 64. Pp. 11–27. (In Russian).

11. Sergeev S.A., Presnyakov S.L., Antonov A.V., Belyackij B.V., Rodionov N.V., Shevchenko S.S. The first finds of Paleo- and Mesoarchaean zircons in the rocks of the intrabasin shelf elevations of the Arctic: the indicator of the presence of the oldest mature continental crust. *Doklady RAN*. 2015. Vol. 463. No 1, pp. 79–84. (In Russian).

12. Sobolev N.N., Metelkin D.V., Vernikovskij V.A., Matushkin N.Yu., Prokop'ev A.V., Ershova V.B., Shmanyak A.V., Petrov E.O. The first information about the geology of the Jeannette Island (architect De Long, Novosibirsk Islands). *Doklady RAN*. 2014. Vol. 459. No 5, pp. 595–600. (In Russian).

13. Solov'ev A.V., Zajonchek A.V., Suprunenko O.I., Brekke H., Faleide Ya.I., Rozhkova D.V., Hisamutdinova A.I., Stolbov N.M., Hourigan D.K. Evolution of the sources of the demolition of the Triassic deposits of the Franz Josef Land Archipelago: U/Pb LA-ICP-MS dating of detrital zircon from the North well. *Litologiya i poleznye iskopaemye*. 2015. No 2, pp. 113–128. (In Russian).

14. Shatskij N.S. About the tectonics of the Arctic. *Geology and minerals of the North of the USSR*. Leningrad: Glavsevmorput'. 1935. Pp. 149–165. (In Russian).

15. Amato, J.M., Till, A.B., Aleinikoff, J.N., Bleick, H.A. 2014: U-Pb detrital zircon geochronology as evidence for the origin of the Nome Complex, northern Alaska, and implications for regional and trans-Arctic correlations. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 506*. 111–131.

16. Amato, J.M., Toro, J., Miller, E.L., Gehrels, G.E., Farmer, G.L., Gottlieb, E.S. 2009: Late Proterozoic–Paleozoic evolution of the Arctic Alaska Chukotka terrane based on U-Pb igneous and detrital zircon ages: Implications for Neoproterozoic paleogeographic reconstructions. *Geol. Soc. Am. Bull.* 121. 1219–1235.

17. Anfinson, O.A., Leier, A.L., Embry, A.F., Dewing, K. 2012: Detrital zircon geochronology and provenance of the Neoproterozoic to Late Devonian Franklinian Basin, Canadian Arctic Islands. *Bull. Geol. Soc. Am. 124.* **3/4**. 415–430.

18. Beranek, L.P., Pease, V., Hadlari, T. & Dewing, K. 2015: Silurian flysch successions of Ellesmere Island, Arctic Canada, and their significance to northern Caledonian palaeogeography and tectonics. *J. Geol. Soc. London. 172.* 201–212.

19. Ershova, V.B., Lorenz, H., Prokopiev, A.V., Sobolev, N.N., Khudoley, A.K., Petrov, E.O., Estrada, S., Sergeev, S., Larionov, A., Thomsen, T.B. 2016: The De Long Islands: A missing link in unraveling the Paleozoic paleogeography of the Arctic. *Gondwana Res.* URL: https://doi.org/10.1016/j.gr (дата обращения: 16.05.2015).

20. Grantz, A., Pease, V.L., Willard, D.A., Phillips, R.L., Clark, D.L. 2001: Bedrock cores from 89° North: Implications for the geologic framework and neogene paleoceanography of Lomonosov ridge and a tie to the Barents shelf. *Bull. Geol. Soc. Am. Vol. 113.* **10**. 1272–1281.

21. Griffin, W.L., Pearson, N.J., Belousova, E., Jackson, S.E., van Achterbergh, E., O'Reilly, S.Y. and Shee, S.R. 2000: The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM-MC-ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites. *Geochim. Cosmochim. Acta, 64.* 133–147.

22. Grikurov, G., Petrov, O., Shokalsky, S., Rekant, P., Krylov, A., Laiba, A., Belyatsky, B., Rozinov, M. 2014: Zircon geochronology of bottom rocks in the central Arctic Ocean: analytical results and some geological implications. 203–224.

23. Johnston, S.M., Hartz, E.H., Brueckner, H.K. & Gehrels, G.E., 2010: U-Pb zircon geochronology and tectonostratigraphy of southern Liverpool Land, East Greenland: Implications for deformation in the over-riding plates of continental collisions. *Earth Planet. Sci. Lett. 297.* 512–524.

24. Jokat, W., Uenzelmann-Neben, G., Kristoffersen, Y. & Rasmussen, T.M. 1992: Lomonosov Ridge – A double-sided continental margin. *Geology*, *20.* 887–890.

25. Jokat, W. 2005: The sedimentary structure of the Lomonosov Ridge between 88°N and 80°N. *Geophys. J. Int. 163.* 698–726.

26. Kirkland, C.L., Bingen, B., Whitehouse, M.J., Beyer, E. & Griffin, W.L. 2011: Neoproterozoic palaeogeography in the North Atlantic Region: inferences from the Akkajaure and Seve Nappes of the Scandinavian Caledonides. *Precambrian Res. 186.* 127–146.

27. Kirkland, C.L., Daly, J.S. & Whitehouse, M.J., 2007: Provenance and terrane evolution of the Kalak Nappe Complex, Norwegian Caledonides: implications for Neoproterozoic paleogeography and tectonics. *J. Geol. 115.* 21–41.

28. Knudsen, C., Hopper, J.R., Bierman, P.R., Bjerager, M., Funck, T., Green, P.F., Ineson, J.R., Japsen, P., Marcussen, C., Sherlock, S.C. 2017: Samples from the Lomonosov Ridge place new constraints on the geological evolution of the Arctic Ocean. *Circum-Arctic Lithosph. Evol. Geol. Soc. London, Spec. Publ. 460.* 397–418.

29. Kossovaya, O.L., Tolmacheva, T.Yu., Petrov, O.V., Isakova, T.N., Ivanova, R.M., Mirolubova, E.S., Rekant, P.V., Gusev, E.A. 2018: Paleozoic carbonates and fossils of the Mendeleev Rise (Eastern Arctic): a study of dredged seafloor material. *J. Geodyn*. URL: https://doi.org/10.1016/j.jog (дата обращения: 01.05.2018).

30. Lorenz, H., Gee, D.G., Korago, E., Kovaleva, G., McClelland, W.C., Gilotti, J.A. & Frei D. 2013: Detrital zircon geochronology of Palaeozoic Novaya Zemlya – a key to understanding the basement of the Barents Shelf. *Terra Nova. 25.* 496–503.

31. Lorenz, H., Gee, D.G., Simonetti, A. 2008: Detrital zircon ages and provenance of the Late Neoproterozoic and Palaeozoic successions on Severnaya Zemlya, Kara Shelf: a tie to Baltica. *Nor. J. Geol. 88.* 235–258.

32. Miller, E.L., Gehrels, G.E., Pease, V., Sokolov, S. 2010: Stratigraphy and U-Pb detrital zircon geochronology of Wrangel Island, Russia: Implications for Arctic paleogeography. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull. 94.* **5**. 665–692.

33. Miller, E.L., Toro, J., Gehrels, G., Amato, J.M., Prokopiev, A., Tuchkova, M.I., Akinin, V.V., Dumitru, T.A., Moore, T.E., Cecile, M.P. 2006: New insights into Arctic paleogeography and tectonics from U-Pb detrital zircon geochronology. *Tectonics. 25.* 1–19.

34. Pettersson, C.H., Pease, V., Frei, D., Ilhan, I., Coakley, B.J., Houseknecht, D.W., 2009. U-Pb zircon provenance of metasedimentary basement of the Northwestern Terrane, Svalbard: Implications for the Grenvillian-Sveconorwegian orogeny and development of Rodinia. *Precambrian Res.* URL: https://doi.org/10.1016/j.precamres (дата обращения: 09.10.2009).

35. Rekant, P., Nikolaev, S., Taldenkova, E. 2018: Bedrock sampling of Siberian and Central Segments of Lomonosov Ridge. Implications for the geological and tectonic framework. *Arktos.* (In press).

36. Sweeney, J.F., Weber, J.R., Blasco, S.M. 1982: Continental ridges in the Arctic Ocean, LOREX constraints. *Tectonophysics, 89.* 217–238.

37. Tuchkova, M.I., Sokolov, S., Kravchenko-Berezhnoy, I.R. 2009: Provenance analysis and tectonic setting of the Triassic clastic deposits in Western Chukotka, Northeast Russia. *Stephan Mueller Spec. Publ. Ser., 4.* 177–200.

Рекант Павел Витольдович – канд. геол.-минер. наук, вед. науч. сотрудник, ВСЕГЕИ [1]. <Pavel_Rekant@vsegei.ru>
Кабаньков Василий Яковлевич – канд. геол.-минер. наук, вед. науч. сотрудник, ФБГУ «ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга» [2].
Андреева Ирина Александровна – канд. геол.-минер. наук, зав. лабораторией, ФБГУ «ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга» [2]. <andreevairi@yandex.ru>
Петров Олег Владимирович – доктор геол.-минер. наук, доктор экон. наук, ген. директор, ВСЕГЕИ [1]. <vsegei@vsegei.ru>
Беляцкий Борис Владимирович – вед. инженер, ВСЕГЕИ [1]. <Belyatskiy@vsegei.ru>
Соболев Николай Николаевич – канд. геол.-минер. наук, зав. отделом, ВСЕГЕИ [1]. <Nikolay_Sobolev@vsegei.ru>

Rekant Pavel Vitol'dovitch – Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Leading Researcher, VSEGEI [1]. <Pavel_Rekant@vsegei.ru>
Kaban'kov Vasily Yakovlevitch – Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Leading Researcher, VNIIOkeangeologia named after I.S. Gramberg [2].
Andreeva Irina Alexandrovna – Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Head of Analytical Laboratory, VNIIOkeangeologia named after I.S. Gramberg [2]. <andreevairi@yandex.ru>
Petrov Oleg Vladimirovich – Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Doctor Economic Sciences, Director General, VSEGEI [1]. <vsegei@vsegei.ru>
Belyatsky Boris Vladimirovitch – Leading Engineer, VSEGEI [1]. <Belyatskiy@vsegei.ru>
Sobolev Nikolay Nikolaevitch – Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Head of Department, VSEGEI [1]. <Alexander_Rybalka@vsegei.ru>

[1] Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ). Средний пр., 74, Санкт-Петербург, 199106, Россия.
A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI). 74, Sredny prospect, St. Petersburg, 199106, Russia.
[2] Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана им. акад. И.С. Грамберга (ФБГУ «ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга»). Английский пр. д.1, Санкт-Петербург, 190121, Россия.
All-Russian Research Institute of Geology and Mineral Resources of the World Ocean named after I.S. Gramberg (VNIIOkeangeologia named after I.S. Gramberg). 1 Angliyskiy avenue, St. Petersburg, 190121, Russia.