

В.А. Поселов, В.В. Буценко, В.В. Верба, С.М. Жолондз, А.И. Трухалев

Поднятия Амеразийского суббассейна в Северном Ледовитом океане и их возможные аналоги в Атлантическом океане

Согласно классификации А.В. Ильина [1976, 2003], положительные морфоструктуры океана в своих главных чертах представлены двумя разновидностями - рифтогенной и глыбово-вулканической.

Рифтогенная морфоструктура - это глубоко эшелонированная система рифтовых гряд и долин, унаследованная от срединно-океанических хребтов (СОХ). Глыбово-вулканические морфоструктуры, объединяющие совокупность океанических поднятий, напрямую не связанных с современными зонами СОХ, свойственны периферическим областям океана.

Развитие структуры континентальных окраин на начальном этапе образования океана полностью контролируется процессами континентального рифтогенеза, которые сопровождаются сдвиговыми движениями. Возникающие при этом краевые уступы континента представляют собой сегменты рифтогенных континентальных окраин, разделяемых грабенами. Такой тип эволюции континентальных окраин и погружения их периферических областей характерен для Северной Атлантики, где опущенные на разные уровни блоки континентальной коры образуют подводные плато Воринг, Рокколл, Поркьюпайн, Иберийское, Орфан, Блейк [Ильин, 2003].

Вопрос о происхождении положительных геоструктур Амеразийского суббассейна остается до сих пор дискуссионным. Можно назвать несколько причин такого положения. Во-первых, на всей глубоководной акватории арктического бассейна не пробурено ни одной глубокой скважины, которая вскрыла бы кристаллический фундамент. Во-вторых, не отличаются полнотой геофизические данные: малы объемы сейсмических исследований,

аэромагнитная съемка на больших площадях выполнена по редкой сети и с невысокой точностью, чрезвычайно неравномерна гравиметрическая изученность океана.

Несмотря на скудность сейсмических данных, систематизация их в виде специализированного банка данных открыла возможность исследования пространственного распространения осадочных толщ, принадлежащих к определенным сейсмическим горизонтам, анализа скоростных характеристик земной коры. В последние десятилетия существенный вклад в изучение глубинных разрезов земной коры СЛО внесли работы, выполненные ВНИИОкеангеологией и Полярной морской геолого-разведочной экспедицией МПР РФ по системе Арктических геотраверсов. Активизировались и международные исследования в Северном Ледовитом океане, они проводились на ледоколах «Polarstern», «Oden» и «Healy».

В настоящее время существенно улучшились и стали общедоступными базы геофизических данных Северного Ледовитого океана. Это относится, в частности, к магнитным и гравиметрическим материалам [Глебовский, Зайончек, Каминский, 2002].

Качественные изменения наблюдаются в сведениях о рельефе дна океана. Достаточно сравнить современные батиметрические карты Северного Ледовитого океана с картами 10-12-летней давности, чтобы увидеть, насколько детальнее и богаче стала информация о формах рельефа океанического дна.

В 1999 году совместными усилиями ГУНиО МО РФ и ВНИИОкеангеология МПР РФ была создана и опубликована Карта рельефа дна Северного Ледовитого океана масштаба 1 : 5 000 000. В 2002 г. на

основе дополнительных данных была создана карта масштаба 1:2 500 000. Результаты картографирования подтвердили традиционное представление по разделению Арктического бассейна на Евразийский и Амеразийский суббассейны [Грамберг, Комарицын, 1999].

Центрально-Арктическая провинция котловин и поднятий

В Амеразийском суббассейне по комплексу разнопорядковых форм рельефа и их батиметрическому положению выделено две провинции - Центрально-Арктическая провинция котловин и поднятий и Канадская котловина. Наиболее значительный результат получен при анализе рельефа первой провинции, позволяющий утверждать, что по геоморфологическим параметрам она представляет единое орографическое образование, являющееся естественным продолжением континентальных окраин в океане [Грамберг, Комарицын, 1999]. Этот вывод был подтвержден материалами районирования потенциальных полей [Верба и др., 2002].

Провинция котловин и поднятий представляет собой своеобразное орографическое образование. Для нее характерен нижний батиметрический уровень 3800 м. Все элементы этой системы тесно взаимосвязаны между собой и противлежащими континентами, продолжением которых, судя по их морфологии, они и являются.

В провинции котловин и поднятий обособляется хребет Ломоносова, имеющий ярко выраженное блоковое строение. Вторая субпровинция поднятий представлена системой блоков хребта Альфа и поднятий Менделеева, Чукотского и Нортунд. Их разделяют депрессии, куда входят котловины Макарова, Подводников, Чукотская, Менделеева. Особенности строения земной коры этого региона на примере каждой из перечисленных морфоструктур будут предметом нашего анализа.

Хребет Ломоносова. Меньше всего дискуссий вызывает строение самой

западной структуры провинции - хребта Ломоносова, служащего естественной границей, отделяющей Амеразийский суббассейн от Евразийского. Хребет Ломоносова непрерывен от континентальной окраины Евразии до о. Элсмир (Канадский архипелаг) на протяжении 1500 км и в рельефе представлен серией разнопорядковых блоков. Батиметрический фон и система разломов позволяют выделить на хребте Ломоносова четыре крупных литосферных блока - Де-Лонгский, Центральный, Полярный и Линкольновский [Грамберг, Комарицын, 1999]. Хребет асейсмичен, его становление и обособление вероятно связаны с заложением и развитием спредингового Евразийского суббассейна.

Неоднородность строения хребта Ломоносова отчетливо проявляется в потенциальных полях (рис. 1, 2). В магнитном поле североамериканскому флангу хребта (Линкольновский) отвечают интенсивные короткопериодные магнитные аномалии величиной до 1500 нТл, мало отличимые от аномалий над отрогом Марвин и собственно хребтом Альфа. На евразийском фланге хребта Ломоносова интенсивность аномалий заметно уменьшается и при приближении к архипелагу Де-Лонга равняется приблизительно 100-200 нТл.

Многие исследователи связывают магнитные аномалии хребта Альфа с многоэтапным проявлением основного магматизма, начиная с мелового времени [Sweeney, Weber, Blasco, 1982]. Такое же объяснение предлагается и для магнитных аномалий западного фланга хребта Ломоносова.

Евразийский фланг хребта Ломоносова отличается от североамериканского не только значительным уменьшением интенсивности локальных аномалий, но и увеличением длины периода аномалий, что может быть связано с более глубоким залеганием источников аномалий. Согласно мнению подавляющего большинства отечественных и зарубежных геологов, хребет Ломоносова является континентальным фрагментом, отделенным от Баренцево-Карской континентальной

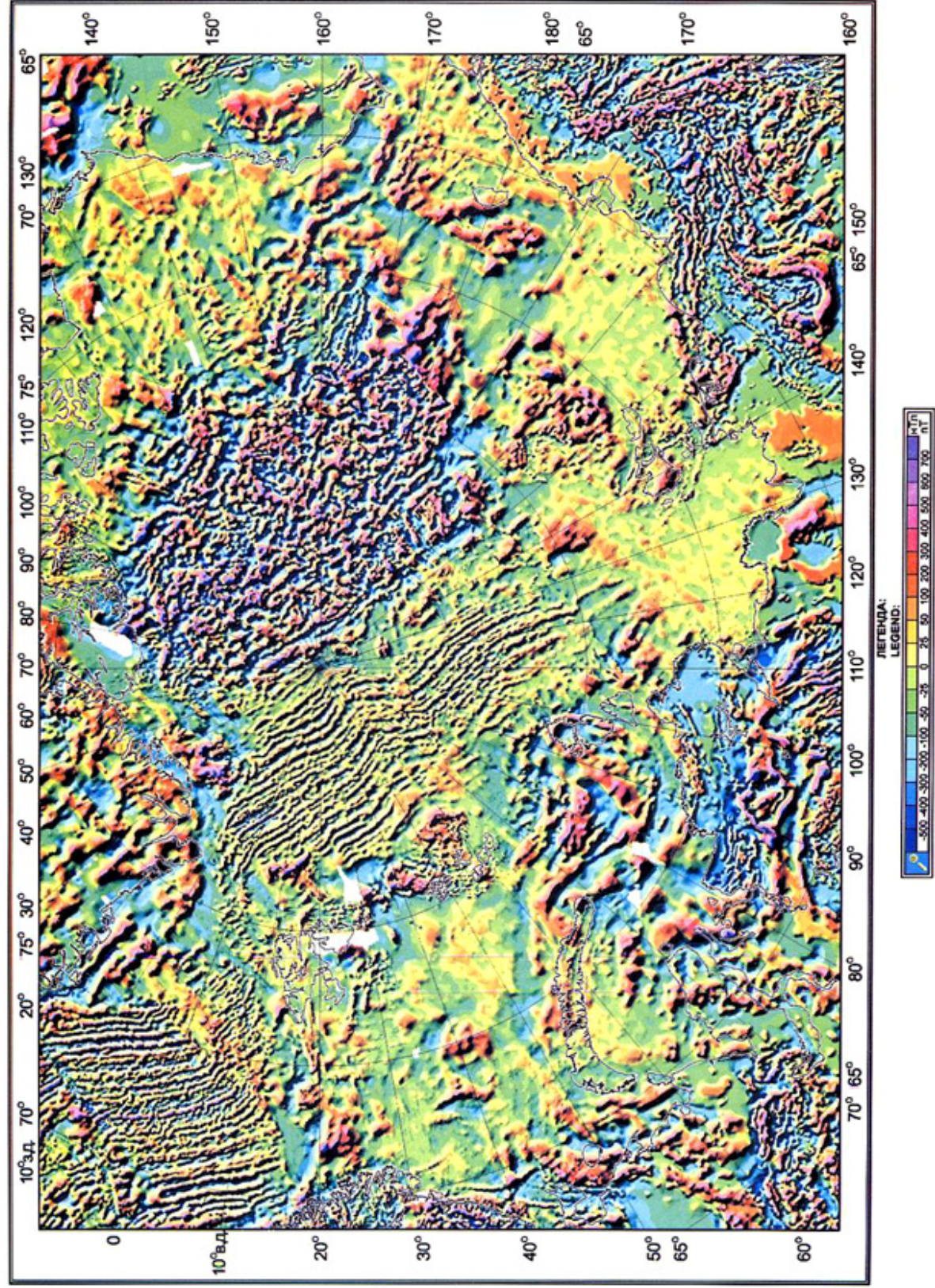


Рис. 1. Карта аномального магнитного поля.

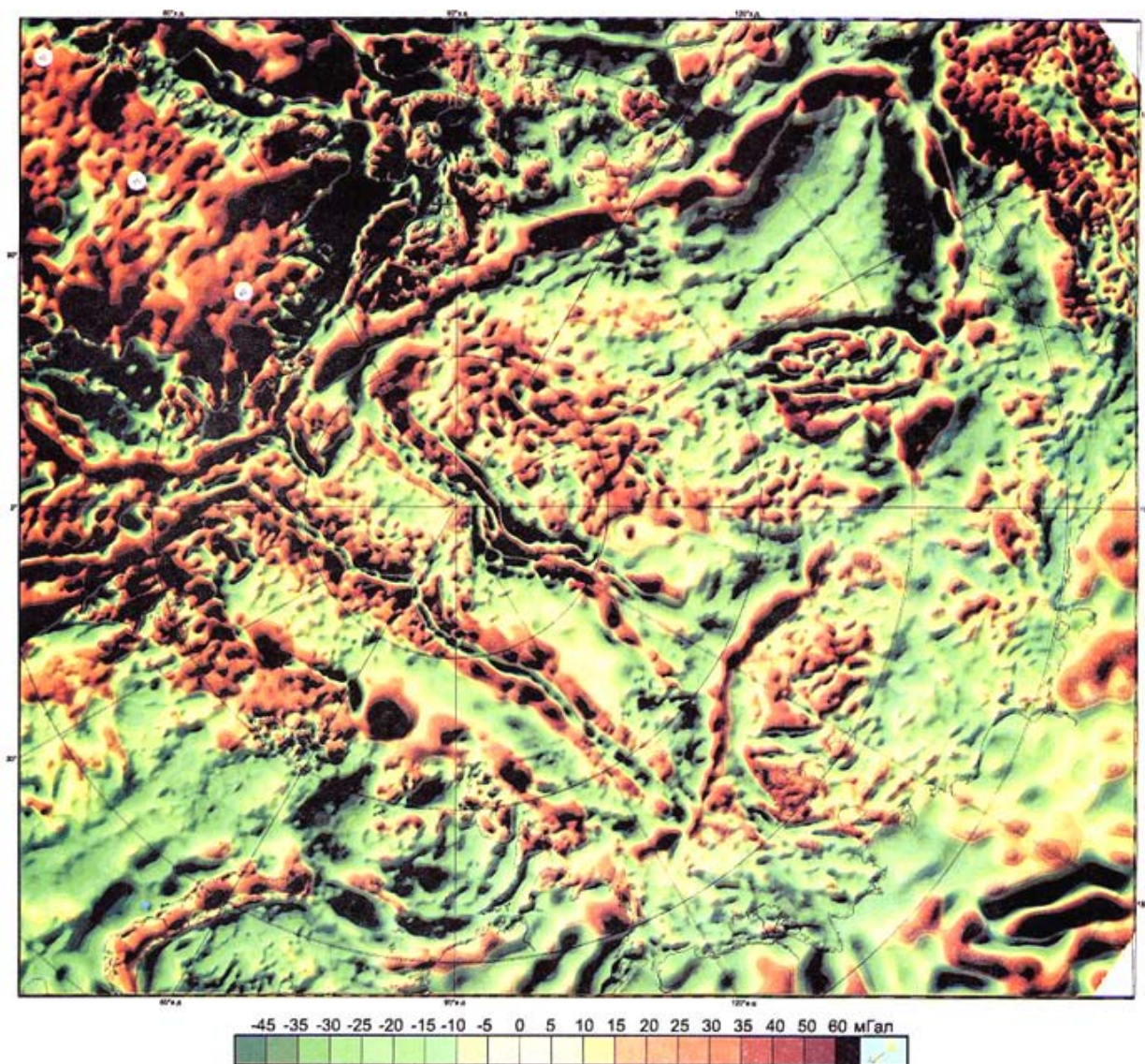


Рис. 2. Карта аномалий силы тяжести в редукции в свободном воздухе.

окраины при раскрытии Евразийского суббассейна. Этот вывод не противоречит дрифтовой реконструкции аномального магнитного поля и изостатических аномалий. Структура потенциальных полей Амеразийского суббассейна, в том числе и хребта Ломоносова, характеризуется единством простирающихся линейных элементов структуры потенциальных полей с их структурой континентальной окраины Баренцево-Карского шельфа и Северной Америки, района Канадского архипелага и Гренландии.

В гравитационном поле также ярко выражено гетерогенное строение хребта Ломоносова. Вдоль его Евразийского и Амеразийского склонов выделяются небольшие по ширине линейные

отрицательные аномалии в свободном воздухе. Их природа неясна, возможно, что это линейная зона желобов, заполненных молодыми осадками. По мнению W. Jokat [2004], отрицательная аномалия вдоль евразийского склона соответствует зоне смены типа коры континент-океан. В аномалиях Буге хребту Ломоносова отвечает отрицательная аномалия величиной -30 мГал, что типично для коры континентального типа.

По мнению ряда исследователей [Sweeney *et al.*, 1982] хребет Ломоносова и фланг хребта Альфа «первоначально могли быть одинаковыми блоками континентальной коры». Имеющийся стратиграфический и сейсмический материал, а также данные бурения АСЕХ-

2004 показывают, что в основании осадочного разреза, непосредственно на контакте с фундаментом, горизонтально залегают пласты, отложившиеся в шельфовых условиях с эпизодом континентальной обстановки в эоцене, а не в пелагических. В пользу этого также говорят данные А. Грантца [Grantz et al., 1990], обнаружившего в донных грунтах, отобранных трубками, присутствие обломков пород палеозойского возраста, накопление которых он связывает с шельфовыми условиями.

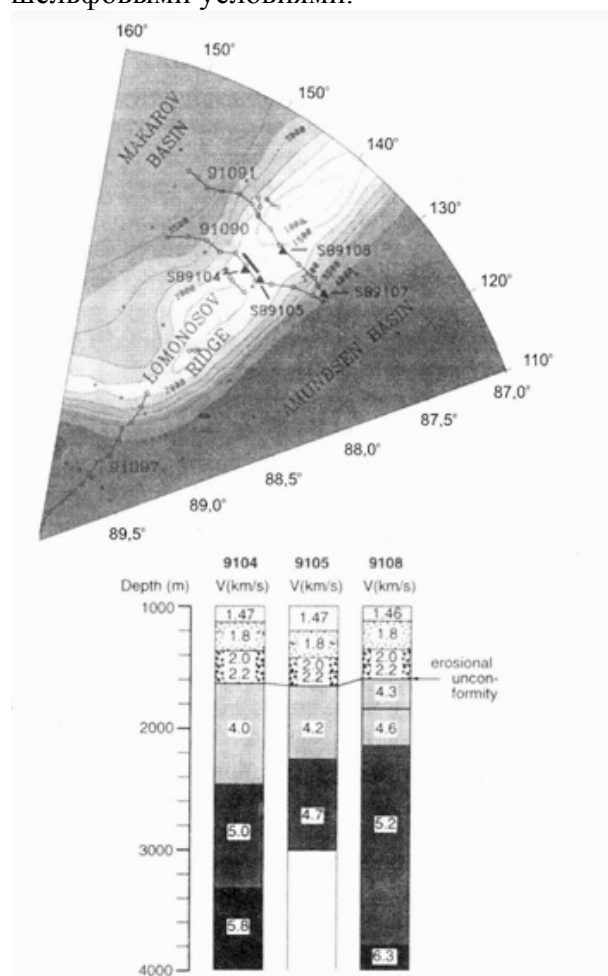


Рис. 3. Скоростной разрез хребта Ломоносова (W. Jokat et al., 1995).

К такому же выводу приходят другие исследователи на основании данных сейсмических зондирований. Установлено, что скоростные характеристики чехла на хребте Ломоносова и поднятиях Альфа-Менделеева практически идентичны [Jokat et al., 1995; 2003]. В их разрезах выделяется региональное несогласие, которое разделяет низкоскоростные отложения с интервальными скоростями 1,6-1,8 км/с и высокоскоростные комплексы с

интервальными скоростями 4,0-4,7 км/с и ниже по разрезу 5,0-5,4 км/с. В основании осадочного чехла хребта Ломоносова залегают образования со скоростями 5,7-6,3 км/с, отнесенные к фундаменту (рис. 3).

Сравнение петрофизического разреза вулканического плато Земля Франца-Иосифа (расположенного на противоположном борту Евразийского суббассейна), полученного в результате изучения керна параметрической скважины Нагурская на о. Земля Александры и скважины Северная на о. Грэм-Белл со скоростным разрезом хребта Ломоносова по данным экспедиции Polarstern и Oden 1991 г. показало, что они имеют близкие характеристики (рис. 4). Значения сейсмических скоростей триасовых образований колеблются в пределах от 2,55 км/с до 5,0 км/с. Палеозойские образования, вскрытые скважиной Нагурская, представлены карбонатными породами. Они имеют скорость 4,95-5,30 км/с. Близкие к ним скоростные свойства имеют вендские образования, вскрытые в нижней части разреза. Им соответствуют скорости 5,2-5,6 км/с. Существенное влияние на скоростные характеристики разреза оказывают тела долеритов, их скорость достигает значения 6,4-6,7 км/с [Верба, Тюремнов, Школа, 1983].

Аналогичными скоростными свойствами обладает и разрез хребта Ломоносова на профилях Polarstern [Jokat et al., 1995]. Мощность осадочных образований на хребте составляет 5,0-5,5 км и имеет тенденцию к увеличению в сторону центральной части за счет появления в разрезе высокоскоростных пород и сокращения низкоскоростных. Мощность консолидированной коры на хребте Ломоносова изменяется в пределах 10-17 км. Поверхность нижней коры характеризуется границей 1 рода. Общая мощность земной коры хребта Ломоносова составляет 22-24 км [Поселов и др., 2002, 2007].

Качественно новый этап исследований в Арктике наступил в 2004 г. и был связан с экспедицией АСЕХ-302. На хребте Ломоносова, на четырех участках между 87° и 88° с.ш., было пробурено 5 скважин.

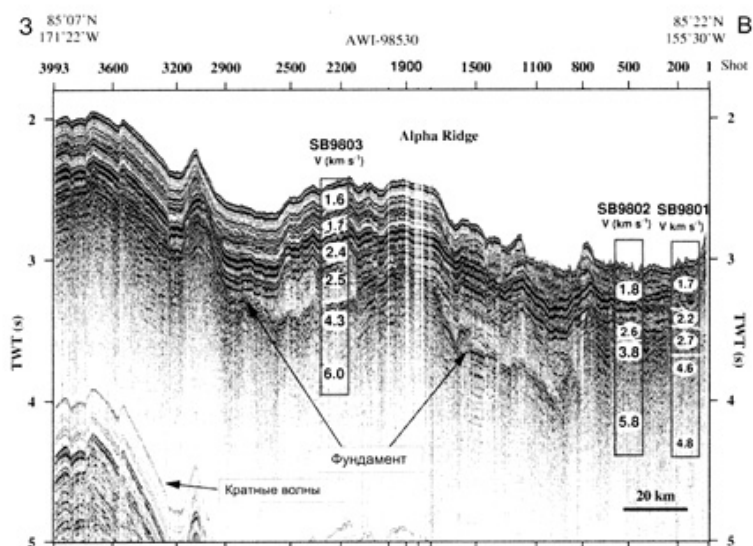


Рис. 4. Скоростной разрез хребта Альфа (Jokat, Jackson, 1998).

Они были заложены по линии сейсмического профиля AWI 91090 [Jokat et al., 1995], пересекающего наиболее приподнятый блок хребта [Крылов, 2005].

Две скважины (M0002A и M0004A), расположенные на гребне и склоне хребта, наращивая разрез отложений, позволили изучить его на глубину до 428 м. В забое скважины M0004A вскрыты отложения верхнего мела, на котором несогласно залегают осадки верхнего палеоцена. Анализ присутствующей в разрезе морской микрофлоры и микрофауны позволил Дж. Бэкману с коллегами [Backman et al., 2006] расчленить его на 4 крупных комплекса. Возраст первого комплекса (в интервале глубин 0-220,24 м ниже морского дна (нмд)) был определен в диапазоне голоцен - средний эоцен, второго (220,24-313,61 м нмд) - средний эоцен, третьего (313,61-404,79 м нмд) - верхний палеоцен - нижний эоцен и четвертого (424,5-427,63 м нмд) - верхний мел.

Массовое содержание глохий и мегаспор пресноводного гидроптеридного папоротника *Azolla* spp. в отложениях чехла хребта (в интервале 301,35-302,70 м и 315,35 м нмд, скв. M0004A) указывает на снижение солености воды в бассейне и предполагает кратковременный эпизод опреснения вод над хребтом. Дж. Бэкман с соавторами отмечают, что до сих пор неизвестно, являются ли споры папоротника *Azolla* spp. локальным показателем полной (или почти полной)

опресненности поверхностных вод или они привнесены в морской Арктический бассейн из близлежащих пресноводных водоемов. Вопрос этот остается открытым.

На хребте Ломоносова в разрезе скважины M0002A отмечен эрозионный размыв на границе олигоцена и миоцена. Эрозионная поверхность четко фиксируется скачком скоростей на профиле AWI91091, как и на профиле AWI91090.

Эрозионный срез, прежде всего, свидетельствует о том, что поднятие Ломоносова (в полюсной и приполюсной частях) находилось в этот момент выше уровня моря и до новейшего этапа периодически подвергалось размыву. Его плосковершинность обусловлена выравниванием рельефа в период пенеппенизации, а позднеолигоцен-раннемиоценовый минимум соответствует крупнейшему глобальному понижению уровня моря в истории Земли по Вэйлу [Ким, Глезер, 2007]. Региональное несогласие, отвечающее этому этапу, четко фиксируется и в котловине Амундсена по линии дрейфа станции СП 21-73 [Буценко, Поселов, 2004].

Летом 2007 г. ВНИИОкеангеология выполнила программу комплексных геолого-геофизических исследований «Арктика-2007» на евразийском фланге хребта Ломоносова от широты 83° до зоны сочленения с шельфом моря Лаптевых. В этом же году МАГЭ на этом же геотраверсе были выполнены сейсмические работы МОВ ОГТ с восьмикилометровой приемной косой. Есть надежда, что результаты этих исследований прольют свет на многие дискуссионные вопросы о происхождении хребта Ломоносова и его сочленении с шельфовыми структурами.

Хребет Альфа. Хребет Альфа обладает самой сложной в Америке суббассейне топографией дна. Область наиболее расчлененного рельефа вблизи

оси хребта получила название Альфа-Кордильера. В ней развиты протянутые на 400 км параллельно хребту Ломоносова плато, расчлененные желобами. Так как эти плато расположены в интервале глубин 1200-1600 м, а в желобах глубины достигают 2000-2600 м, то амплитуда перепадов глубин достигает 1000 м. От Канадской континентальной окраины хребет Альфа отделен неярко выраженным в рельефе желобом шириной примерно 80 км. Граница с северным сегментом хребта Менделеева проходит по понижениям рельефа дна.

По данным российских сейсмических исследований МОВ, под низкоскоростными осадками мощностью 0,5-1 км выявлен второй структурный этаж со скоростями $V = 4,5-5,0$ км/с. Осадочные породы образуют слоистые горизонты, залегающие согласно с поверхностью фундамента. Сейсмические исследования, выполненные в международной экспедиции на НИС «Polarstern» в 1998 г., обнаружили так же под покровными осадками мощностью 0,8-1,0 км слой с $V = 4,5-4,7$ км/с, а ниже - с $V = 5,4-5,7$ км/с. Фундамент был истолкован как базальтовый комплекс океанической коры [Jokat, Jackson, 1998] (рис. 4).

Для хребта Альфа имеются некоторые геологические данные, в осадочных колонках были подняты меловые и палеогеновые осадки [Clark, 1981]. По представлениям J.R.Weber [1986] меловые осадки образовались в условиях шельфа. Подняты также образцы субщелочных базальтов, по одному из которых определен абсолютный возраст - 82 млн. лет.

Сейсмические исследования методом преломленных волн по профилям экспедиции CESAR дали высокое значение мощности земной коры: 38 км под гребнем хребта и 23 км под северным флангом [Forsyth et al., 1986], что по величине сопоставимо с корой континентального типа.

Основная особенность магнитного поля хребта Альфа состоит в интерференционном типе аномалий, в их высокой интенсивности, контрастности и анизотропности. Такой тип поля не

свойственен океаническим структурам и, напротив, присущ континентальным регионам. Более того, J.R. Weber [1986], а затем В.О. Леонов [2000] установили обратную корреляцию интенсивности локальных магнитных аномалий с глубиной дна на хребте. Согласно их расчетам, породы, слагающие рельеф дна, имеют значения намагниченности в диапазоне 5-10 А/м. Такие же значения характерны для молодых (меловых) трапповых образований архипелага Земля Франца-Иосифа.

Современные представления о геологической природе хребта Альфа сводятся к трем альтернативным точкам зрения. Согласно одной из них, хребет является результатом древнего спрединга.

Среди зарубежных исследователей эту точку зрения разделяют P.R. Vogt, N.A. Ostenso [1970], Hall [1973]. Они считают, что хребет Альфа - это древний срединно-океанический хребет, имеющий характерную для гребневых зон СОХ продольную зональность. В последние годы российские исследователи Н.И. Гуревич, С.П. Машенков и др. [2001], разрабатывая эту версию, пришли к выводу, что хребет Альфа сформировался у трех центров спрединга в поздней юре - самом начале мела. Позднее, предположительно в середине мела, ослабленные зоны в Амеразийском суббассейне подверглись внутриплитному вулканизму и вертикальным тектоническим движениям, создавшим современный хребет Альфа.

Одновременно существует другая точка зрения, согласно которой хребет Альфа-Менделеева - это океаническое вулканическое плато и след активной горячей точки. Такие взгляды разделяют П.Р. Вогт, Л.К. Ковач, Р.К. Пери [1984], П.Т. Тейлор, Д. Форсайт и др. По материалам экспедиции CESAR на хребте Альфа было установлено увеличение мощности так называемого «нижнего базальтового» слоя до 15 км и присутствие в верхней части разреза высокоскоростных пород со скоростью 4,7-5,1 км/с. Их мощность составляет 8 км. Анализируя эти особенности скоростного разреза, Д.

Форсайт пришел к выводу, что он сопоставим со скоростным разрезом Исландии и Тихоокеанских поднятий Манихики и Онтонг-Ява. По его мнению, земная кора хребта Альфа есть не что иное, как древняя океаническая кора, претерпевшая многократные изменения в более поздние этапы своей эволюции, а на ранних стадиях на месте области Центрально-Арктических поднятий существовал древний срединно-океанический хребет с расчлененным рельефом. Эта позиция, по сути, близка к первой.

Рассматривая данную точку зрения, обратим внимание на характер сочленения хребта Альфа с сопредельными глубоководными котловинами. С одной стороны он соседствует с обширной Канадской котловиной, строение которой рассмотрено в ряде работ [Grantz et al., 1990; Lawver, Scotese, 1990; Johnson et al., 1994], а с другой - он граничит с котловиной Макарова.

Днище котловины Макарова занимает батиметрический уровень 3800 м. Котловина четко ограничена уступами высотой 1200 и 2200 м, отделяющими ее от хребтов Альфа и Ломоносова. По мнению Р. Джексона и Л. Джонсона [1984], котловина Макарова может быть зоной утоненной растянутой континентальной коры. По сейсмическим данным на границе М установлены элементы крупного мантийного поднятия, вероятно обусловленного мантийным плюмом. По данным экспедиции LOREX, в пределах котловины Макарова был получен скоростной разрез, соответствующий типичной океанической коре, с поверхностью Мохоровичича, залегающей на глубине 13 км [Sweeney, Weber, Blasco, 1982]. Уверенно выделяются низкоскоростные океанические осадки мощностью 0,5-1 км. В котловине Макарова акустический фундамент достаточно уверенно прослеживается по изменению характера сейсмической записи отраженных волн.

В присибирской части котловины Макарова (котловина Подводников) в районе поднятия Де-Лонга

проградационные комплексы практически отсутствуют, а если и проявлены, то только в самой верхней части разреза осадочного чехла. На основе анализа сейсмических и геологических материалов В.В. Буценко и В.А. Поселов [2004] приходят к выводу, что «преобладающая часть отложений аккумуляровалась в котловине Подводников вследствие размыва и сноса осадков с хребта Ломоносова и поднятий Альфа-Менделеева и повсеместного проявления неотектонических процессов и обрушения блоков континентальной коры». Общая мощность коры в котловине Подводников равна 20-25 км при максимальной мощности чехла 8-9 км. Приведенные данные показывают, что структура котловины была сформирована в условиях растяжения коры, которое имело место значительно позднее, чем в Канадской котловине. Не углубляясь далее в анализ их глубинного строения, подчеркнем лишь, что они характеризуются весьма несходными чертами. Это практически исключает из рассмотрения такие модели строения хребта, которые допускают его существование в качестве срединно-океанической структуры.

Добавим, что многие исследователи Арктического региона считают хребет Альфа - структурой континентального происхождения. Среди зарубежных исследователей к ним относятся J.R. Sweeney, J.R. Weber, S.M. Blasco [1982]. Сторонниками этой точки зрения среди российских исследователей являются Ю.М. Пуцаровский [1976, 2001], Ю.Е. Погребницкий [1998, 2002], Н.С. Шатский [1935], В.Е. Хаин [2000, 2007], Ю.Г. Киселев [1986], В.А. Поселов [2000, 2002, 2005, 2007], В.В. Верба [1986, 2002, 2006], В.Э. Волк [1996]. Все исследователи отмечают большую мощность коры, сходство ее разреза с континентальной корой хребта Ломоносова. По их мнению, магнитные аномалии не относятся к типу спрединговых. Этот вывод становится очевиден при сравнении магнитного поля хребта Альфа-Менделеева и Евразийского суббассейна. Также было установлено, что интенсивные короткопериодные магнитные

аномалии хребта Альфа имеют продолжение на шельфе к юго-западу от Земли Элсмира, включая террейн Пири.

Поднятие Менделеева. Северная область поднятия Менделеева отличается большой раздробленностью, отсутствием упорядоченности форм рельефа. Относительные превышения достигают 800 м, хотя в большинстве случаев не превышают 200-600 м. Глубины гребней и поднятий изменяются в интервале 2200-1600 м, а разделяющие их трог и долины врезаны в среднем на 600 м.

Южная часть поднятия Менделеева протягивается в меридиональном направлении от сибирской материковой окраины. Бровка шельфового склона в районе сочленения с поднятием Менделеева лежит на глубине 200 м, а южный сегмент поднятия Менделеева лежит на глубинах 1000 м. Средняя высота поднятия Менделеева над окружающими котловинами составляет около 1000 м. Гряды и поднятия в привершинной части поднятия имеют по большей части юго-восточную ориентировку, совпадающую с направлением склона, обращенного к котловине Менделеева. Вертикальные амплитуды этих поднятий рельефа составляют 600-800 м. В рельефе поднятие Менделеева представляет типичное краевое плато, характеризующееся по простиранию серией террас, батиметрический уровень которых увеличивается в северном направлении. Установлено, на восточной окраине шельфовых морей Арктического бассейна, там, где поднятие Менделеева граничит с ними, нет ярко выраженного континентального склона.

Профиль ГСЗ, выполненный в 2000 г. на НЭС «Академик Федоров», пересекает поднятие Менделеева в северной его части. Общая мощность земной коры на профиле достигает 30-32 км. Осадочный чехол состоит из двух толщ общей мощностью 2-4 км. Скорости в верхней толще составляют 1,7-3,2 км/с, в нижней - 4,3-5,2 км/с [Заманский и др., 2002] (рис. 5).

Поднятие Менделеева было предметом натурных комплексных геолого-геофизических исследований и в 2005 г.

[Буценко, Поселов, 2006]. В результате было установлено, что консолидированная кора имеет двухслойное строение и мощность от 25 до 30 км. Верхняя кора характеризуется сейсмическими скоростями от 6,0 до 6,5 км/с и мощностью до 7 км. Нижний слой характеризуется скоростями 6,7-7,2 км/с и изменчивой мощностью, колеблющейся в пределах от 10 км в Северо-Чукотском прогибе до 23 км на поднятии Менделеева. Мощность осадочного слоя в периферийной части Северо-Чукотского прогиба достигает 10 км (рис. 6).

Осадочный чехол поднятия Менделеева был изучен в результате проведенных работ МОВ и МПВ. Мощность осадочного чехла на поднятии изменяется от 3 до 6 км, а значения интервальных скоростей варьируют в пределах 1,7-5,4 км/с, они мало отличаются от северной части. В осадочном чехле выделяется региональное высокоамплитудное несогласие, прослеживаемое как в пределах котловины Макарова, так и на поднятиях - хребте Ломоносова, хребте Альфа и поднятии Менделеева. Региональное несогласие является главным сейсмическим маркером в осадочном чехле; оно разделяет осадки на два этажа, отличающиеся по условиям осадконакопления. По данным сейсмических исследований МОВ, мощность низкоскоростных осадков на поднятии Менделеева составляет 0,5-1,0 км.

Гетерогенное строение поднятия Менделеева отчетливо проявилось не только в рельефе дна, но и в потенциальных полях. В магнитном поле область поднятий Амеразийского суббассейна образует единую провинцию, она характеризуется общей региональной соподчиненностью простираний аномалий, интерференционным мозаичным типом поля, обычно характерным для блоков континентальной коры. В южном направлении интенсивность аномалий над поднятием Менделеева существенно уменьшается.

Диапазон гипотез, касающихся происхождения цепи хребтов Альфа-Менделеева, котловин Макарова и

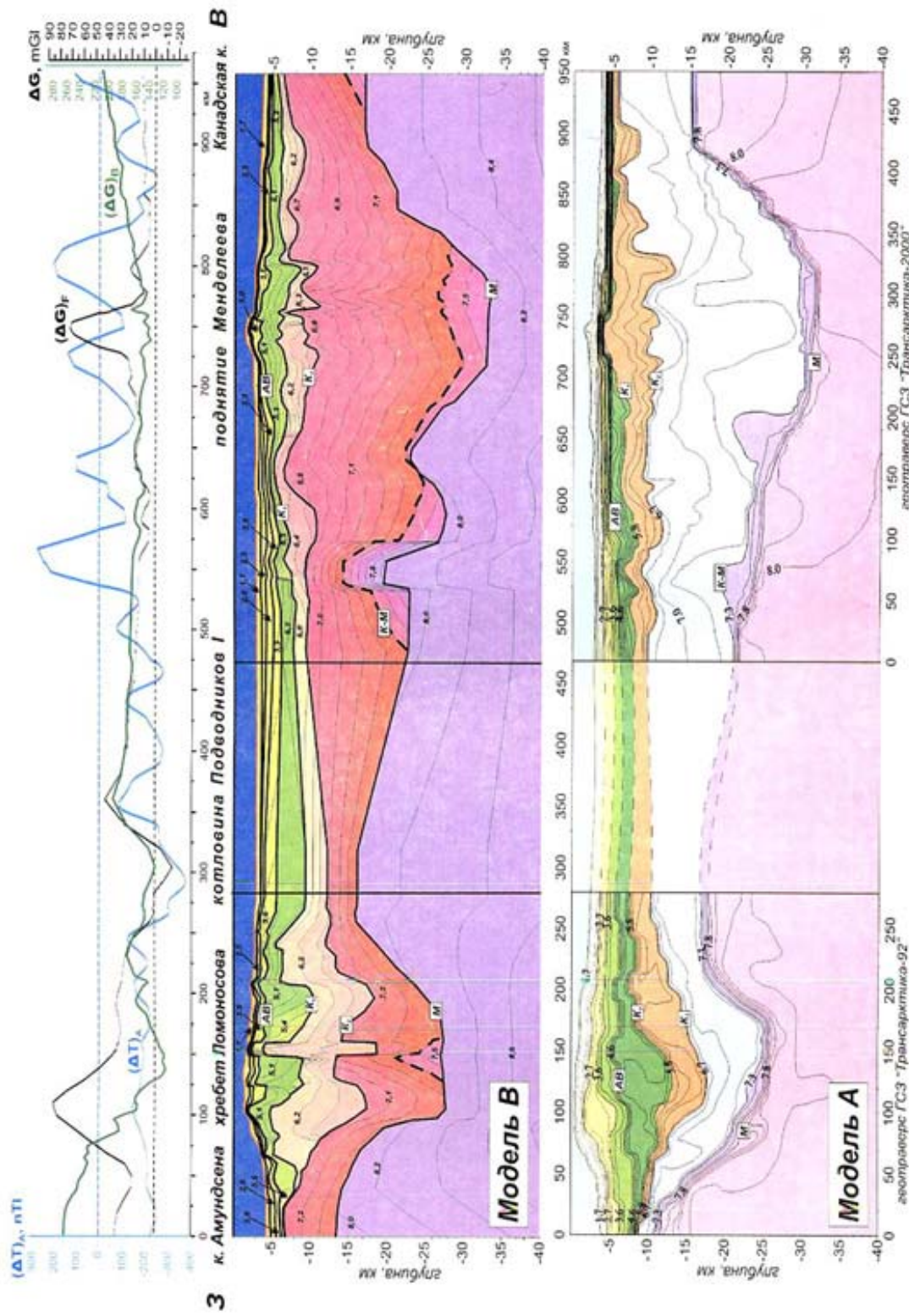


Рис. 5. Сейсмическая модель по геотрансекту ГСЗ «Трансарктика-92 — Арктика-2000».

Модель А — решение обратной сейсмической задачи на основе пакета программ SeisWide; АВ — подбрана путём решения прямой сейсмической задачи на основе канадской программы SeisWide; АВ — акустический фундамент; K_1 — верхняя кора; K_2 — нижняя кора; $K-M$ — коро-мантийный слой; М — мантия.

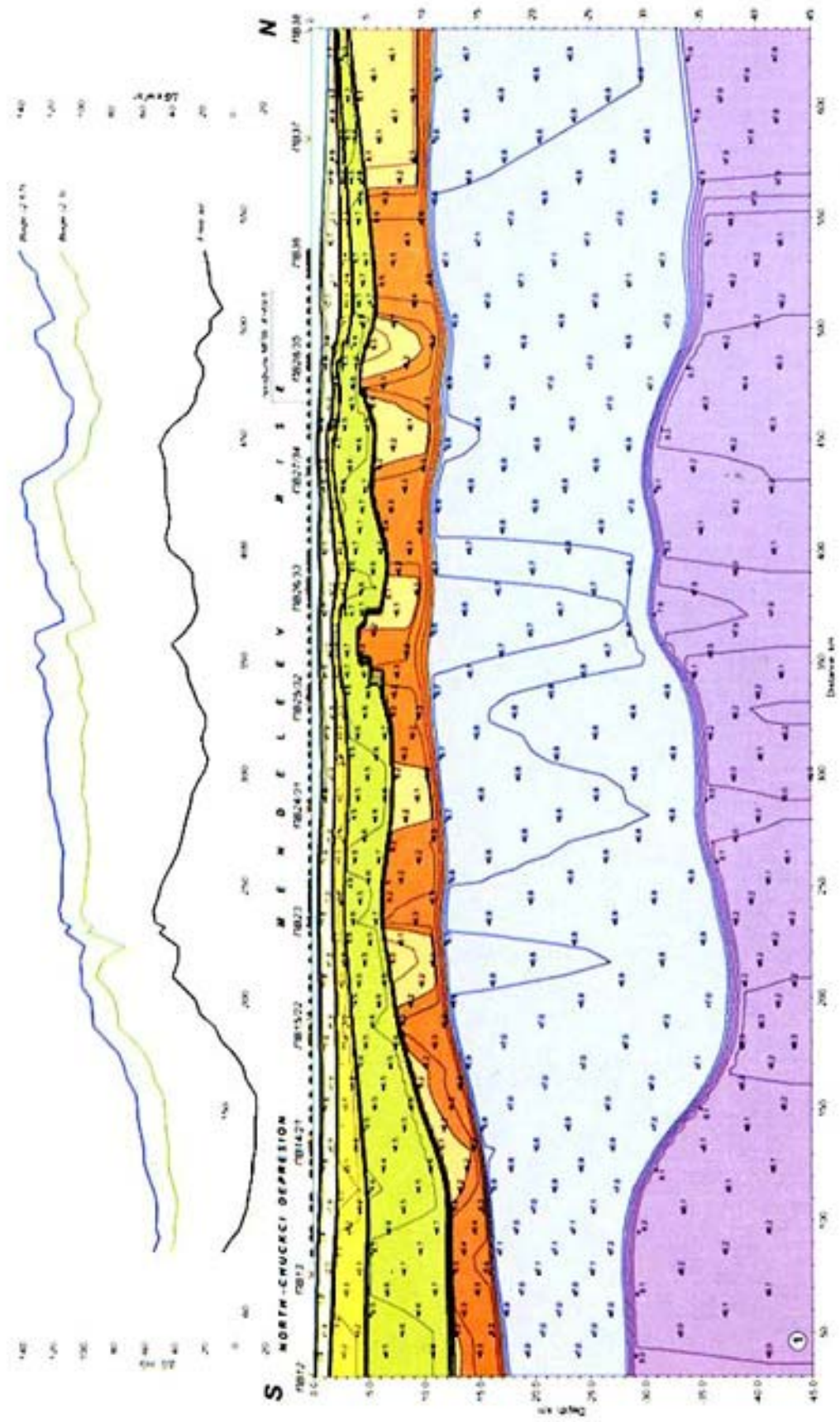


Рис. 6. Сейсмические модели земной коры по геотраверсам ГСЗ «Арктика-2005».

Подводников, весьма широк, и в настоящее время, в отличие от Евразийского суббассейна, невозможно назвать концепцию, которая была бы преобладающей.

Для «распознавания образа» по частотно-спектральным характеристикам магнитных аномалий блоков литосферы в Амеразийском суббассейне и выяснения геологической природы хребта Альфа и поднятия Менделеева было проведено специальное исследование. Для решения задачи использовался грид магнитных аномалий, распространяемый Геологической службой Канады и дополненный российскими данными по Амеразийскому бассейну [*Verhoef, Macnab et al., 1996*]. На основе этого материала были выбраны участки, структура аномального магнитного поля которых визуально характеризуется подобием с полем поднятия Менделеева и хребта Альфа. В качестве таких аналогов были выбраны три полигона: Гренландско-Фарерский хребет, сходство которого с хребтом Альфа обсуждалось D. Forsyth et al., [1986], участок интенсивных линейных аномалий Анабарского щита и район сходного аномального магнитного поля Тунгусского бассейна. Установлено, что по спектральным характеристикам АМП хребет Альфа и поднятие Менделеева в равной мере сопоставимы как с Гренландско-Фарерским порогом, представляющим собой океаническую морфоструктуру осложненную длительной (в том числе и современной) вулканической деятельностью типа «горячей точки», так и с Анабарским щитом, располагающимся в ядре древнего кратона. Сопоставление с Тунгусским бассейном представляет наибольший интерес, поскольку этот крупный элемент древней Сибирской платформы отличается интенсивным проявлением вулканизма. По результатам бурения установлено, что возникшая в результате мощнейшего импульса внутриконтинентального вулканизма толща пермотриасовых траппов достигает мощности 4 км [*Альмухамедов и др., 1999*]. Площадь распространения траппового вулканизма на Сибирской платформе

вполне сопоставима с размерами специфической провинции АМП в Амеразийском суббассейне.

Опираясь на все приведенные аргументы, авторы отдают предпочтение точке зрения, согласно которой хребет Альфа и поднятие Менделеева - это геоблоки древней континентальной коры, испытавшие растяжение и интенсивный внутриплитный магматизм, что привело к насыщению земной коры магнитными вулканическими образованиями. Не противоречат этому выводу и результаты изучения донно-каменного материала с поднятия Менделеева.

Всестороннее изучение донно-каменного материала, полученного в результате драгирования и грунтовыми трубками, дают богатый фактологический материал и приводят к определенным выводам [*Кабаньков, Андреева и др., 2004*]. Так на возвышенности имени НЭС «Академик Федоров» поднятия Менделеева обнаружены обломки с остатками рыб и конодонтов позднего силура - раннего девона и фораминиферы среднего карбона и ранней перми. Среди обломков преобладают доломиты и окремненные доломиты.

Авторы исследования донно-каменного материала пришли к выводам о том, что «во-первых, породы, послужившие источником осадков, формационно принадлежат типично платформенным образованиям. Во-вторых, исходными породами были преимущественно средне-верхнепалеозойские образования. В-третьих, источник донных осадков представляет собой платформенные отложения не только по условиям формирования, но и по геоструктурным особенностям».

Хребет Нортунд имеет протяженность более 500 км и со всех сторон имеет крутые склоны. Уступ хребта со стороны Канадской котловины имеет наклон 10-15° и высоту до 2500 м. Сводовая поверхность хребта располагается на глубинах 600-800 м. В средней части хребта с запада к нему

примыкает ряд сопряженных гряд и долин протяженностью до 150 км.

Хребет Нортуинд отделен от Чукотского поднятия впадиной Нортуинд, протяженность которой около 250 км, а днище располагается на глубине около 2000 м. Впадина рассечена узкими хребтами и желобами, перепад глубин на которых доходит до 1400 м. Впадина рассматривается как молодая кайнозойская зона растяжения.

Согласно плотностному моделированию, поверхность Мохоровичича под хребтом Нортуинд находится на глубине 28 км, под впадиной Нортуинд - 23 км.

На хребте Нортуинд под верхнекайнозойским чехлом допускается наличие докембрийского гранито-метаморфического фундамента и распространены палеозойские, триасовые, юрские, раннемеловые и позднемеловые образования. Предполагается пологое залегание и падение всех этих толщ в направлении на юг [*Косько и др., 2002*]. В целом хребет Нортуинд представляется останцом древней платформы, расчлененным на горсты и грабены во время тектонических событий мезозоя и кайнозоя.

На хребте Нортуинд грунтовыми трубками обнаружены элювиально-делювиальные осадки, представленные карбонатными породами, содержащими многочисленные остатки верхнекембрийской, нижне- и верхнеордовикской, каменноугольной и пермской фауны. Кроме делювия из пород палеозойского возраста в трубках обнаружены делювий из пород мезозойского возраста и обломки кислых эффузивов.

В магнитном поле хребту Нортуинд соответствует меридиональная интенсивная аномалия большой протяженности. Она не похожа на магнитные аномалии поднятия Менделеева и Чукотского купола. Вместе с тем совокупность всех приведенных геолого-геофизических данных по хребту Нортуинд дает основание сделать вывод, что по своим характеристикам он принадлежит к

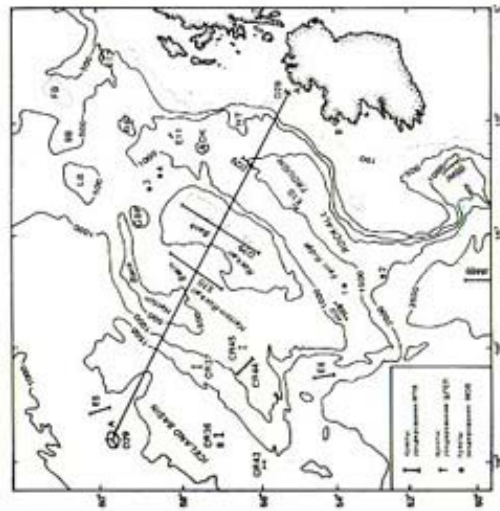
блокам континентальной коры, участвующих в строении области поднятий Американо-Чукотского суббассейна. К западу от хребта выделяется Чукотское поднятие.

Чукотское поднятие располагается на глубине порядка 400-600 м и имеет волнистую поверхность с возвышениями и ложбинами, вытянутыми по простиранию поднятия. Платообразное поднятие возвышается на 1200 м над Чукотской впадиной и на 2400 м - над впадиной Менделеева, причем склоны поднятия имеют большую крутизну.

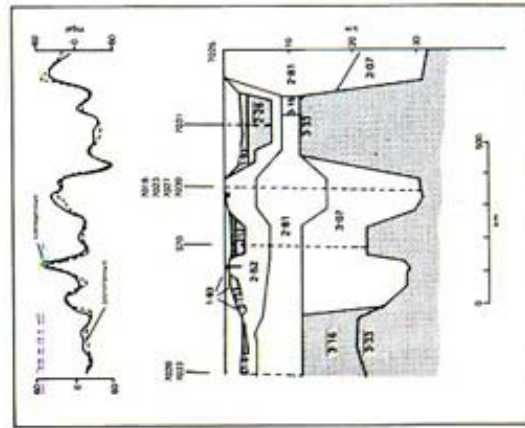
Отмечается уверенная обратная корреляция магнитных аномалий и рельефа, причем расчетная величина намагниченности форм рельефа составляет 5-10 А/м. Согласно плотностному моделированию, поверхность Мохоровичича под Чукотским поднятием находится на глубине 27 км. Мощность осадочного чехла в районе Чукотского поднятия оценивается в 1-2 км.

На Чукотском поднятии, по данным работ станции «Чарли», были подняты обломки, представленные только осадочными породами, среди них преобладают известняки - 72% и 22% - песчаники, возможно палеозойского возраста. Согласно представлениям В.Я. Кабанькова и др. [*2004*], Чукотское поднятие принадлежит к числу древних платформенных геоструктур и представляет собой реликт древней континентальной коры, преобразованной процессами континентального рифтогенеза, внутримантийного магматизма и неотектоническими движениями.

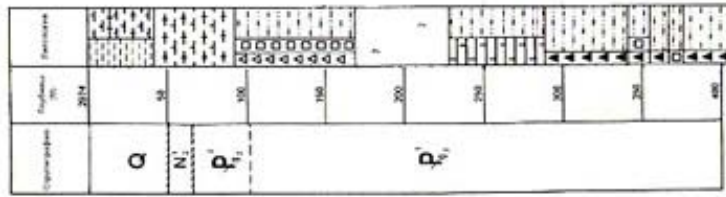
Из описания индивидуальных характеристик положительных морфоструктур Американо-Чукотского суббассейна легко выделить общие черты, объединяющие их в единую провинцию, несмотря на некоторые отличия. Одна из важных черт выражается в том, что батиметрический уровень положительных морфоструктур не превышает глубины более 2800 м и все они на современном уровне развития вместе с разделяющими их депрессиями представляют единый блок. Этот блок асейсмичен, для него характерны



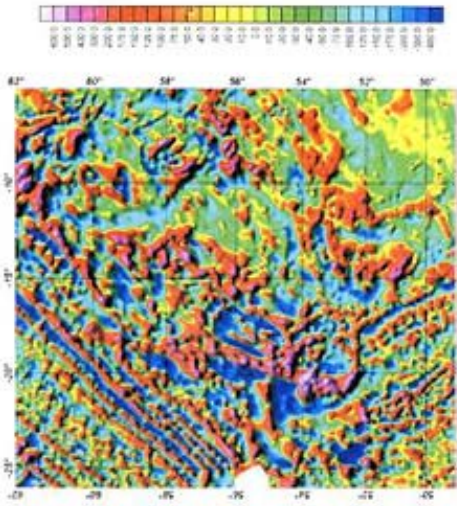
Батиметрия плато Роколл
(Init. report of the ODP vol. XLVIII, 1979)



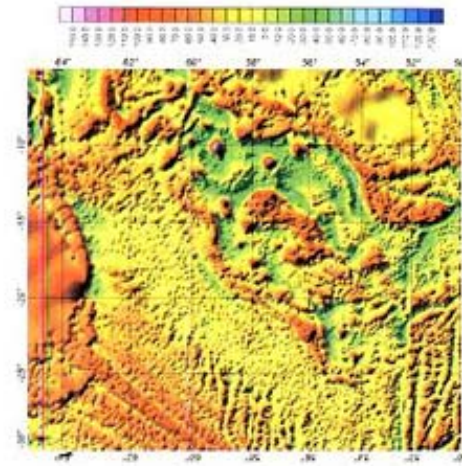
Глубинный разрез плато Роколл
(Init. Rep. of the ODP vol. XLVIII, 1979)



Скважина 405
(Init. Rep. of the ODP vol. XLVIII, 1979)



Карта магнитных аномалий
плато Роколл
(Verhoef J., Macnab R. et. al., open file 3125a, 1998)



Карта гравитационных аномалий в свободном воздухе
(по данным аэлотриггера TOPEX, 2002)

Рис. 7. Геолого-геофизическая характеристика плато Роколл (Атлантический океан).

отрицательные величины аномалий Буге и относительно большая мощность земной коры от 18 до 38 км, что нехарактерно для коры океанического типа. В магнитном поле провинция положительных морфоструктур Амеразийского суббассейна отличается мозаичным интерференционным типом аномального поля, характерным для континентальной коры. На их связь с обрамляющими континентальными окраинами неоднократно указывали многие исследователи [Богданов, 1998, 2004; Хаин, 2007].

Возможные аналоги положительных морфоструктур Северного Ледовитого океана в Атлантическом океане

Судя по проведенному описанию отдельных положительных морфоструктур Амеразийского суббассейна, каждую из них можно отнести к группе глыбово-вулканических поднятий Мирового океана и рассматривать как фрагмент континентальной коры, испытавшей влияние процессов рифтогенеза и внутриплитного магматизма. Вследствие неравномерного погружения отдельных блоков земной коры на этапе распада древних материков сложилась ступенчатая, террасированная структура континентальных склонов. Подобное явление очень четко проявилось в рельефе поднятия Менделеева.

Из всего разнообразия положительных структур Мирового океана выбраны и рассмотрены только такие, континентальная природа которых не вызывает принципиальных дискуссий и считается достаточно аргументированной. Такими реперными морфоструктурами в Атлантическом океане являются плато Роколл и плато Воринг. В пределах этих крупных морфоструктур выполнены комплексные геофизические исследования, в том числе сейсмические работы с различной глубиной изучения структуры земной коры, и пробурено несколько скважин глубоководного бурения.

Плато Роколл. Одной из наиболее типичных структур в зоне перехода континент - океан в Восточной Атлантике является плато Роколл. Оно вытянуто в субмеридиональном направлении примерно на 600 миль и имеет ширину около 200 миль. Плато состоит из двух хребтов, разделенных обширным понижением. Каждый из этих трех элементов рельефа занимает в ширину около 70 миль (рис. 7). Морфологически возвышенность Роколл прослеживается до 50°с.ш. Рельеф ее простой. Часто встречаются равнинные участки. Превышения западного и восточного хребтов возвышенности над понижением Хэттон-Роколл составляет около 500 м. Поверхность этих крупных элементов рельефа расчленяется на более мелкие морфоструктуры.

Морфоструктурные характеристики плато Роколл, располагающегося к северо-западу от Великобритании, в сочетании с данными о его внутреннем строении свидетельствуют о погружении этого огромного участка материковой земной коры.

Гравиметрические данные свидетельствуют о большой мощности земной коры, сравнимой с континентальной. По данным глубоководного бурения, погружение плато Роколл началось в палеоцене, 55 млн. лет тому назад. В разрезе осадочной толщи это погружение фиксируется сменой мелководных детритовых фаций на пелагические отложения. Древние осадки представлены аркозовыми песками, песчаниками и известняками. В среднеэоценовое время ситуация изменилась до среднебатиальных глубин, от шельфовой к склоновой до батиальной. В то же время предполагается одновременный вулканизм. В олигоценовое время, судя по изменению характера осадков, глубина моря возросла до 1000 м.

На основании этих данных поднятие Роколл включается в переходную зону от материка к океану. Существует мнение, что погружение материкового блока современной возвышенности Роколл

непосредственно связано с возникновением в палеоцене хребта Рейкьянес [*Init. Rep., 1979*].

Активный спрединг между Гренландией и плато Роколл, который начался 52 млн. лет назад (аномалия 24), закончился изоляцией плато Роколл. Представление о геологии плато и трога Роколл основаны на материалах сейсмического профилирования методом отраженных волн и их корреляции с данными глубоководного бурения (скважины 116, 117). Установлено, что основание плато Роколл сложено гранулитам докембрия, перекрытыми местами нижнетретичными и меловыми лавами, что подтверждается скважинами 403 и 404 DSDP. Мелкие скважины на плато Роколл, пробуренные в наиболее приподнятой части плато, вскрыли двупироксеновые и пироксенобиотитовые кварцевые гранулиты докембрийского возраста около 1566-1670 и 989 млн. лет по определениям Г.С. Харина.

Наблюдения на сейсмическом профиле JROD, выполненного британской Seismograph Service методом ОГТ, показали, что структура рифтовой окраины плато Роколл состоит из многочисленных блоков, ограниченных разломами, ориентированными субпараллельно континентальной окраине (рис. 7). В сводовой части плато Роколл скважина 405 вскрыла 2958 м разреза, а скважина 406, пробуренная на 5 миль южнее, прошла 822 м. Недавние исследования показали, что плато покрыто эоценовыми лавами. Анализируя скорости накопления осадков, вскрытых этими скважинами, исследователи пришли к выводу о существенной роли субаэральной эрозии в формировании разреза плато Роколл.

Глубинные сейсмические профили КМПВ подтвердили, что скоростные характеристики пород земной коры типичны для континентальной коры, а глубина залегания мантии колеблется в пределах 22-33 км. По геофизическим данным океаническая кора предполагается только в троге Роколл.

Плато Воринг. Подводные континентальные окраины в пределах Норвежско-Гренландского бассейна расчленяются на ряд сегментов, отражающих результаты начальных стадий рифтогенеза и сдвиговых движений в Северной Атлантике, предшествующих ее раскрытию. Одним из них является плато Воринг; оно находится в зоне перехода континент - океан и совпадает с крупным поднятием континентальной коры, преобразованной процессами континентального рифтогенеза, внутриплитного магматизма и неотектоническими движениями.

Плато Воринг по характеру сейсмического разреза и мощности земной коры практически всеми исследователями признан структурой с континентальной земной корой. Проведенные сейсмические работы подтвердили данное предположение.

Сейсмические работы, выполненные в зоне перехода континент-океан и на плато Воринг показали, что земная кора включает 5 слоев: кайнозойские и меловые осадки, домеловой фундамент (возможно, осадки юрского и триасового возраста), относительно высокоплотная верхняя-средняя кора и высокоскоростной слой ($>7,2$ км/с), перекрывающий нормальную верхнюю литосферную мантию. Высокоскоростной слой нижней коры интерпретируется как мафические интрузии, простирающиеся к берегу эскарпа Воринг.

В результате проведенных работ в нижней части кристаллической коры на плато Воринг был выделен высокоскоростной слой, который наблюдался как в области с континентальным типом земной коры, так и с океаническим.

Строение верхней части земной коры плато Воринг было уточнено бурением (рис. 8).

Основываясь на результатах бурения, исследователи предположили, что в районе плато Воринг произошел раскол земной коры, который сопровождался излиянием основных и кислых пород, а начавшийся затем спрединг океанического дна -

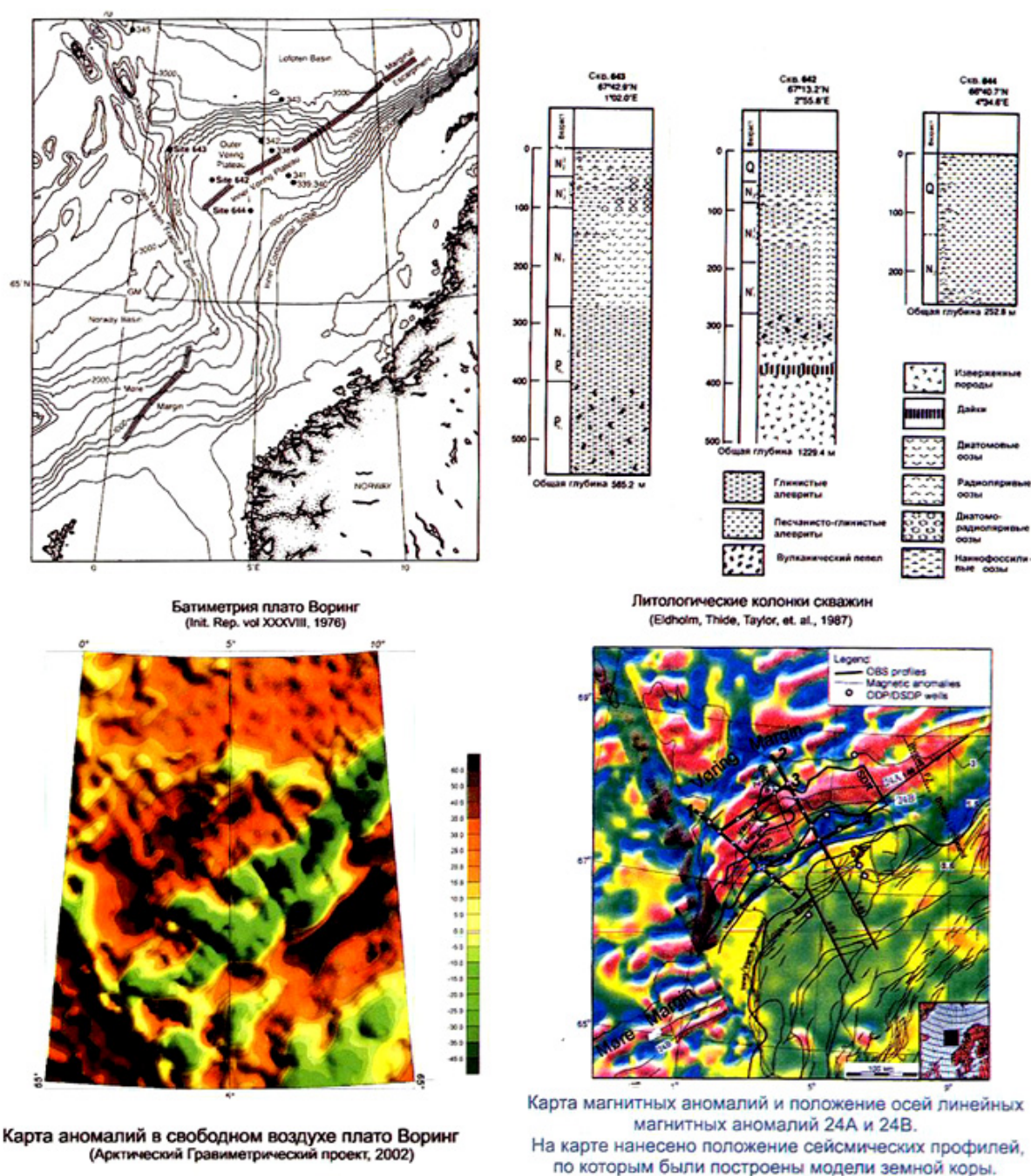


Рис. 8. Геолого-геофизическая характеристика плато Воринг.

толеитовым вулканизмом. В эоцене вулканизм завершился и началось накопление отложений кремнистых илов.

Построенные модели земной коры плато Воринг показывают ее гетерогенное строение. Внутренние районы плато обладают типично континентальным типом земной коры. Под осадочным слоем присутствуют породы, обладающие скоростями 6,0-6,5 км/с, что характерно для «гранитного» слоя земной коры. Нижний слой коры характеризуется скоростями 6,6-6,9 км/с, а в его основании прослеживается

высокоскоростной слой (7,3-7,7 км/с), на возможное происхождение которого существуют разные точки зрения:

- 1) эклогитизация нижней коры;
- 2) внедрение базитовых интрузий в нижнюю кору.

Мощность земной коры составляет 18-22 км, а ширина зоны перехода континент - океан достигает 30-50 км.

В 1992 и 1996 гг. в центральной части плато Воринг были проведены сейсмические исследования на региональных профилях (рис. 9)

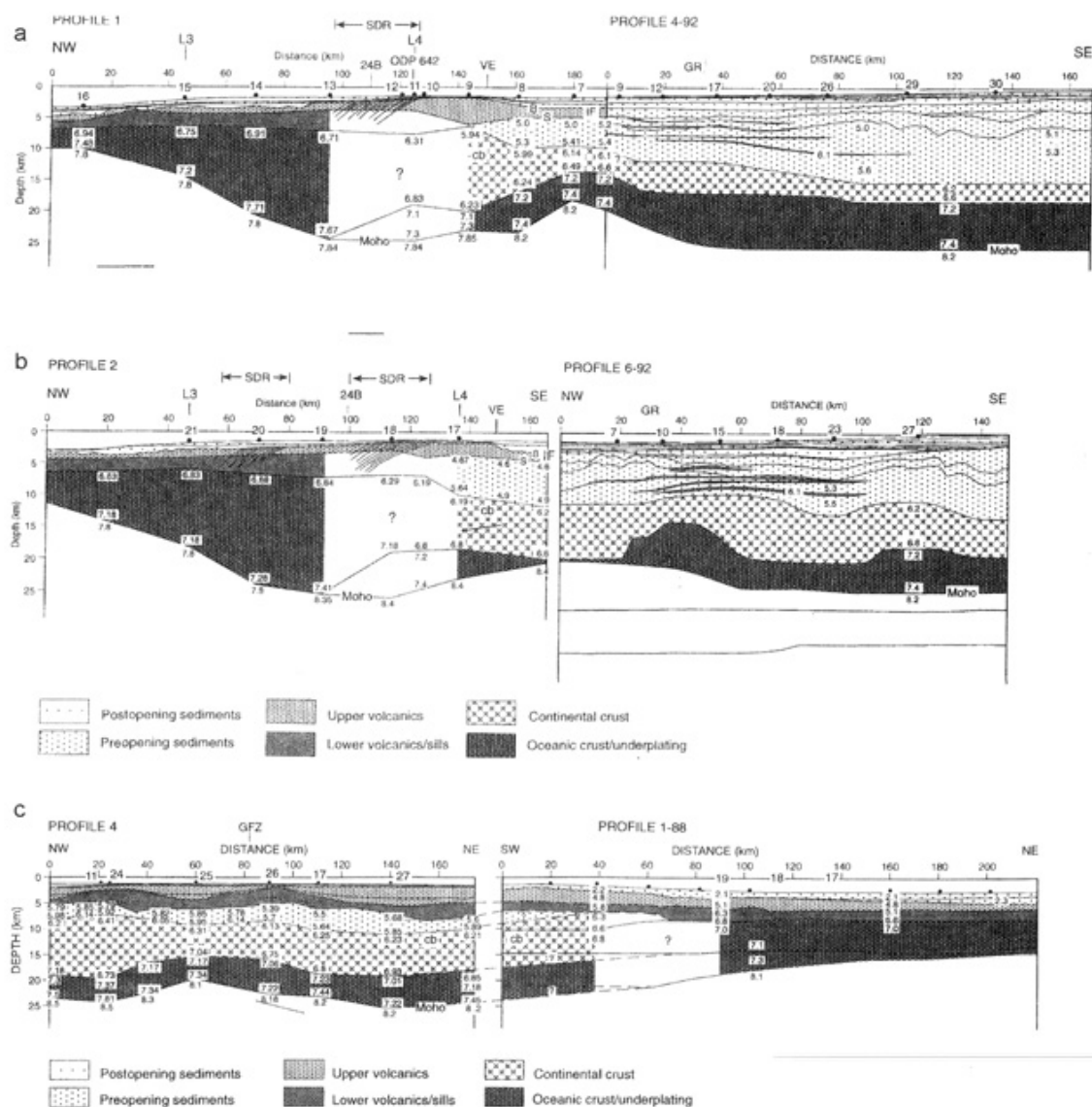


Рис. 9. Модель строения земной коры.

а — по профилям 1 и 4-92, два профиля разделяют примерно 15 км; б — по профилям 2 и 6-92, два профиля разделяют примерно 4 км; в — по профилям 4 и 1-88, два профиля разделяют примерно 11 км в направлении В-З и 9 км — С-Ю, зона смены коры континент/океан — не закрашена (Mjelde et al., 2001).

[Mjelde et al., 2001]. На полученных профилях мощность осадочных пород варьирует от 1,7 км во внутренней части плато до 0,2 км мористее плато. Скорость продольных волн изменяется от 1,6 до 2,55 км/с. Мощность верхнего слоя базальтов около 4,5 км на профиле 1. Скорость в верхней части этого слоя в основном около 4,0 км/с, но местами повышается до 4,9 км/с. В основном скорость в данном слое варьирует от 3,6 км/с до 5,05 км/с. Ниже верхнего слоя базальтов в океанической части плато Воринг выделяется другой слой экзтрузий/интрузий, мощность которого составляет 1,5-3,7 км.

На профиле 4 под слоем экзтрузий/интрузий выделяются осадки с $V = 5,7$ км/с, фундаментом которых служит слой с $V = 6,1-6,4$ км/с, что соответствует верхней континентальной коре. Нижняя кора представлена слоем с $V_p = 6,9-7,0$ км/с.

Таким образом, скоростная модель по профилю 4 указывает на континентальную природу коры этой части плато Воринг. Моделирование глубинного строения земной коры показало зону смены типа коры континент/океан шириной 30-50 км. Высокоскоростной слой в основании нижней коры имеет мощность около 7 км, а скорость $V = 7,0-7,8$ км/с. Этот высокоскоростной слой интерпретируется

Mjelde [2001] как интрузии в нижнюю кору. Мощность земной коры в целом изменяется от 7-9 км в областях с «нормальной» океанической корой до 25 км в областях с континентальной корой. Мощность коры в зоне смены типа коры океан/континент относительно постоянна и увеличивается в сторону плато Воринг до 17-21 км (рис. 9).

Сравнение разрезов коры плато Роколл, Воринг с поднятиями Американо-Северного суббассейна показало, что они имеют сходные скоростные параметры и близкие значения мощности коры. В разрезе осадочного чехла выделяется две фазы осадконакопления в мелководных и в глубоководных условиях. Для всех поднятий характерен мозаичный тип структуры аномального магнитного поля, обусловленный активным проявлением внутриплитного магматизма.

Естественный процесс распада континента предполагает утонение, растяжение и разрыв континентальной коры и обширное проникновение в нее магмы. Приподнятые формы рельефа морского дна, образовавшиеся в результате такого процесса распада, являются органичным продолжением континентального массива, и их следует рассматривать как естественные компоненты материковой окраины. Такому определению соответствуют рассмотренные надводные возвышенности - плато Роколл, Воринг и поднятия Американо-Северного суббассейна.

Заключение

Ю.М. Пушаровский, на раннем этапе изучения тектоники Северного Ледовитого океана [1976], пришел к выводу, что «более половины площади Северного Ледовитого океана занимают тектонические зоны, обладающие континентальным типом коры докембрийского возраста. В центральных областях тектонические зоны имеют субконтинентальную и субокеаническую коры, возникшие в результате деструкции континентальной коры».

О принадлежности хребта Ломоносова, поднятия Менделеева и Чукотского к массиву гиперборейской платформы

говорил еще в 1935 г. Н.С. Шатский. Позднее эта идея была поддержана Л.П. Зоненштайном и Л.М. Натаповым [1987], которые назвали этот массив Арктидой.

В одной из последних обобщающих работ по вопросам тектонического развития Арктики, В.Е. Хаин и Н.И. Филатова [2007] также приходят к выводам о том, что Арктическая область Земли «представляет собой в тектоническом отношении мозаику, состоящую из блоков древней докембрийской континентальной коры, спаянных поясами более молодой позднепротерозойской-мезозойской коры и разделенных впадинами с новообразованной позднеюрской - кайнозойской океанической корой». По мнению В.Е. Хаина [2007] и Н.А. Богданова [2004], к началу неопротерозоя Арктика входила в состав суперконтинента и обладала в основном гренвилевым фундаментом. Его распад привел к обособлению континентов, в пределах которых происходило шельфовое терригенно-карбонатное осадконакопление. В раннем палеозое на Гиперборейском кратоне оно продолжилось.

Начиная с юры, а возможно и ранее, на кратоне появились признаки растяжения и деструкции континентальной коры, что явилось предвестником образования Американо-Северного суббассейна. Режим растяжения привел в юре - раннем мелу к погружению (проседанию) континентальной плиты и формированию рифтогенных периокеанических прогибов. Синхронно этим событиям, возможно несколько позднее (временной диапазон апт-сеноман), активным базальтоидным магматизмом были охвачены Земля Франца-Иосифа и восточный шельф Шпицбергена. Этот процесс во времени совпадает с магматической активизацией в Свердрупском бассейне, на островах Де-Лонга и на хребте Альфа. Предполагается, что им были охвачены хребет Ломоносова и поднятие Менделеева.

Таким образом, важным этапом в формировании современного облика поднятий Американо-Северного суббассейна были события деструктивно-рифтогенной

активизации в позднемезозойское время [Погребницкий, 2002; Шипилов и др., 2003]. Они привели к первой генерации молодого Амеразийского суббассейна. По мнению Э.В. Шипилова начальная фаза становления Амеразийского суббассейна знаменуется также развитием полуграбенов вдоль Арктической окраины Аляски.

Растяжению подвергались и прилегающие к области Амеразийского суббассейна шельфы (рифтогенные структуры Восточно-Сибирского шельфа).

Деструкция континентальной коры завершилась в среднем мелу (конце неокома - раннем альбе) априфтом, что подтверждается многочисленными сейсмическими исследованиями [Franke, Hinz, 2001; Jokat, 1998; 2003; Поселов, Буценко и др., 2002]. Было установлено региональное несогласие, проявившееся в разных районах Арктики от Лаптевского шельфа до хребтов Ломоносова, Альфа и поднятия Менделеева.

В кайнозое это привело к образованию Евразийского суббассейна, который представляет собой структуру зрелой стадии развития Арктического океана. Для этой стадии характерно формирование в осевой части суббассейна срединно-океанического хребта с сейсмоактивной раздвиговой зоной. В то же время, как отмечал И.С. Грамберг, в планетарном плане Северная Полярная область Земли является частью обширной геопредепессии, где образовался самый молодой преимущественно кайнозойский Северный Ледовитый океан [Грамберг, 2001].

Границы глубоководного Арктического бассейна с обрамляющим шельфом имеют изменчивый характер. В западном секторе Арктики, куда входят Гренландия и Канадский Арктический архипелаг, зона перехода от шельфа к глубоководной части океана выражается резкой сменой, «срезанием» простирающихся структурных элементов шельфа, что может быть объяснено наложенным деструктивным процессом образования глубоководного Евразийского суббассейна.

Совсем другая картина наблюдается в восточном секторе Арктики - от архипелага Де-Лонга до устья реки Маккензи. Здесь

ярко выражено постепенное ступенчатое погружение континентальной коры в глубоководную часть. Особенно отчетливо этот процесс проявился на границе шельфа с Чукотским куполом и поднятием Менделеева [Богданов, 2004].

На современном этапе развития провинцию котловин и поднятий Амеразийского суббассейна СЛО отличает асейсмичное состояние. Потенциальные поля имеют устойчивые черты блоков континентальной коры, мощность которой в некоторых районах достигает 40 км и зависит от интенсивности процесса растяжения, обрушения и редуцирования коры. Выявлено, что земная кора основных поднятий Амеразийского суббассейна, имеющих отчетливые признаки эпиконтинентального происхождения, подвергалась наименьшим преобразованиям. Эти морфоструктуры и разделяющие их котловины входят в состав единого литосферного блока с корой континентального типа. Главной геологической структурой этого мегаблока является древняя платформа, фрагменты которой (кристаллическое основание и рифейско-фанерозойский чехол) установлены в пределах окраинно-материкового поднятия Де-Лонга, аваншельфового Чукотского выступа и поднятия Менделеева.

Таким образом, Амеразийский суббассейн по своей морфологии и глубинному строению существенно отличается от Евразийского. Он похож не на океаническую структуру, а на континентальную окраину, испытавшую рифтогенез и распад на ряд блоков-останцов, погруженных на разную глубину. Примечательно, что ступенчатые погружения дна к центру Амеразийского суббассейна во впадинах Подводников и Макарова находят отражение в его глубинной структуре [Грамберг, 2001].

На арктическом геотраверсе от островов Де-Лонга до впадины Макарова глубинные сейсмические зондирования показали последовательное утонение коры до 12-15 км.

Признаки утоненной (редуцированной) коры повсеместно наблюдаются на фланге

хребта Альфа (23 км), на хребте Ломоносова (22-24 км), в котловине Подводников (20-25 км) и на поднятии Менделеева (30-32 км).

По материалам комплексных геолого-геофизических исследований последних лет («Арктика-2005», «Арктика-2007») выявлены тесные структурно-генетические связи геологических структур Американо-Азиатского суббассейна со структурами шельфовых областей. Наиболее отчетливо такие связи проявлены для положительных морфоструктур, кора которых подверглась меньшим деструктивным преобразованиям. Ограничивающие хребет Ломоносова дизъюнктивные зоны, а также развитые в его пределах горсто-грабеновые структуры

являются признаками непосредственного продолжения шельфового субмеридионального поднятия (Новосибирской системы горстов и грабенов по В.А. Виноградову), начало формирования которого относится к раннему мелу.

Ю.М. Пушаровский приходит к выводу, что Атлантический океан имеет вторичное происхождение и образовался в результате расхождения расколотых материковых глыб, особенно много фрагментов континентальной коры установлено в его северных районах. Вероятно, такой же процесс, только более молодой, характерен для образования морфоструктур Американо-Азиатского суббассейна Северного Ледовитого океана.

Список литературы

Альмухамедов А.И., Медведев А.Я., Кирда Н.П. Сравнительный анализ геодинамики пермо-триасового магматизма восточной и западной Сибири // Геология и геофизика. 1999. № 11. С. 1575-1587.

Богданов Н.А. Проблема раздела Евразийской и Северо-Американской литосферных плит в восточной Арктике // Геотектоника. 1998. № 2. С. 4-15.

Богданов Н.А. Тектоника Арктического океана // Геотектоника. 2004. № 3. С. 13-30.

Буценко В.В., Поселов В.А. Региональные особенности сейсмической конфигурации осадочного чехла глубоководного Арктического бассейна и возможности их палеотектонической интерпретации // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. Вып. 5. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2004. С. 141-159.

Буценко В.В., Поселов В.А., Каминский В.Д., Литилин А.В. Строение литосферы и модель эволюции Арктического бассейна в свете проблемы внешней границы континентального шельфа России в СЛО // Разведка и охрана недр. 2005. №6. С. 14-23.

Буценко В.В., Поселов В.А. Геолого-геофизические исследования на поднятии Менделеева // Известия Челябинского научного центра Уро РАН. 2006. №3(33). С. 52-57.

Верба В.В. Природа аномального магнитного поля провинции Центрально-Арктических поднятий в Американо-Азиатском бассейне Северного Ледовитого океана //

Геофизический журнал. 2006. Т. 28, № 5. Киев, Институт геофизики НАН Украины. С. 95-103.

Верба В.В., Губернов А.П., Каминский В.Д., Подгорных Л.В. Природа потенциальных шлей Арктического региона // Российская Арктика: геологическая история, минерагения, геоэкология. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. С. 142-149.

Верба В.В., Тюрин В.А., Школа И.В. Закономерности изменения физических характеристик пород глубоких скважин островов Баренцева моря // Геодинамические исследования на Европейском севере СССР. Апатиты, КФАН СССР, 1983. С. 98-104.

Верба В.В., Петрова А.А. Сравнительная характеристика аномальных магнитных полей Американо-Азиатского суббассейна и древних щитов Евразии и Северной Америки // Структура и история развития Северного Ледовитого океана. Л.: ПГО «Севморгеология», 1986. С. 80-86.

Вогт П.Р., Ковач Л.К., Перри Р.К., Тейлор П.Т. Американо-Азиатский бассейн, Северный Ледовитый океан: магнитные аномалии и их расшифровка // Тр. 27-го Междунар. геол. конгр. МГК. №4. М., 1984, С. 128-136.

Волк В.Э., Верба В.В., Раевский С.С., Харитонова Л.Я. Исследования магнитоактивной коры Северного Ледовитого океана // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. Вып. 1. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1996. С. 21-37.

Глебовский В.Ю., Зайончек А.В., Каминский В.Д., Мащенко С.П. Цифровые базы данных и карты потенциальных полей Северного Ледовитого океана // Российская Арктика: геологическая история, минерагения, геоэкология. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. С. 134-141.

Грамберг И.С. Сравнительная геология и минерагения океанов и их континентальных окраин с позиции стадийного развития океанов // Геотектоника. 2001. № 6. С. 3-19.

Гуревич Н.И., Мащенко С.П., Астафурова Е.Г. и др. Новые сведения об эволюции Амеразийского суббассейна (Северный Ледовитый океан) по геофизическим данным // Геология морей и океанов. Т. 1. Тезисы докладов Международной школы морской геологии. 2001. С. 159-160.

Джесксон Г.Р., Джонсон Г.Л. Строение и история развития Амеразийского бассейна // Тр. 27-го Междунар. геол. конгр. Т. 4. М., 1984. С. 119-127.

Заманский Ю.Я., Иванова Н.Н., Лангинен А.Е., Сорокин М.Ю. Сейсмические исследования земной коры в экспедиции «Арктика-2000» // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. Вып. 4. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. С. 24-31.

Зоненшайн Л.П., Натапов Л.М. Тектоническая история Арктики // Актуальные проблемы тектоники и континентов. М: Наука, 1987. С. 31-57.

Ильин А.В. Геоморфология дна Атлантического океана. М.: Наука, 1976. 232 с.

Ильин А.В. Эволюция морфоструктуры дна океана // Океанология. 2003. Т. 43, №3. С. 428-440.

Кабаньков В.Я., Андреева И.А., Иванов В.Н., Петрова В.И. О тектонической природе системы центрально-арктических морфоструктур и геологическое значение донных осадков в ее определении // Геотектоника. 2004. № 6. С. 33-48.

Карасик А.М. Основные особенности истории развития и структуры дна Арктического бассейна по аэромагнитным данным // Морская геология, седиментология, осадочная петрография и геология океана. Л.: Недра, 1980. С. 178-193.

Ким Б.И., Глезер З.И. Осадочный чехол хребта Ломоносова (Стратиграфия, история формирования чехла и структуры, возрастные датировки сейсмокомплексов) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2007. Т. 15, №4. С. 63-83.

Киселев Ю.Г. Глубинная геология Арктического бассейна. М.: Недра, 1986. 224 с.

Косько М.К., Заманский Ю.Я., Лангинен А.Е., Иванова Н.Н. Граница Канадской котловины и Центрально-Арктической области поднятий в районе хребта Нордвинд (Амеразийский бассейн Северного Ледовитого океана) // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. Вып. 4. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. С. 114-130.

Крылов А.А. Глубоководное бурение в Арктике // Экспедиционные исследования ВНИИОкеангеология в Арктике и Мировом океане в 2004 году. Еж. обзор. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2005. С. 4-7.

Леонов В.О. Тип земной коры хребтов Альфа и Менделеева в свете корреляционного анализа магнитометрических и батиметрических данных // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. Вып. 3. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2000. С. 33-35.

Объяснительная записка к картам Арктического бассейна / Ред. И.С. Грамберг, А.А. Комарицын. СПб.: МПР РФ ВНИИОкеангеология, РАН, ГУНиО МО РФ, 1999. 38 с.

Погребницкий Ю.Е. Геодинамическая система Северного Ледовитого океана и ее структурная эволюция // Советская геология. 1976. № 12. С. 3-22.

Погребницкий Ю.Е. Основные черты геологического развития геодинамической системы Северного Ледовитого океана // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. Вып. 2. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1998. С. 9-11.

Погребницкий Ю.Е., Трухалев А.И. Происхождение глубинных базит-гипербазитовых пород - ключевая проблема геологии Срединно-Атлантического хребта // Российская Арктика. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. С. 49-62.

Поселов В.А., Верба В.В., Жолондз С.М. Типизация земной коры Центрально-Арктических поднятий Северного Ледовитого океана // Геотектоника. 2007. № 4. С. 48-59.

Поселов В.А., Грамберг И.С., Мурзин Р.Р., Буценко В.В., Каминский В.Д., Сорокин М.Ю., Погребницкий Ю.Е. Структура и границы континентальной и океанической литосферы Арктического бассейна // Российская Арктика. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. С. 121-133.

Поселов В.А., Павленкин А.Д., Погребницкий Ю.Е., Буценко В.В., Сорокин М.Ю. Структура и эволюция Арктической литосферы //

- Геологическое строение и геоморфология Северного Ледовитого океана в связи с проблемой внешней границы континентального шельфа Российской Федерации в Арктическом бассейне / Ред. Грамберг И.С., Комарицын А.А. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2000. С. 94-109.
- [Пуцаровский Ю.М. Тектоника Северного Ледовитого океана](#) // Геотектоника. 1976. №2. С. 3-14.
- [Пуцаровский Ю.М.](#) Фундаментальные проблемы общей тектоники. Тектонические феномены океанов. М.: Научный мир. 2001. 520 с.
- [Российская Арктика:](#) геологическая история, минерагения, геоэкология. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. 958 с.
- [Строение литосферы](#) Российской части Баренц-региона. Петрозаводск: РАН и МПР РФ, 2005. 316 с.
- [Хаин В.Е., Филатова Н.И.](#) Основные этапы тектонического развития восточной Арктики // ДАН. 2007. Т. 415, №4. С. 518-523.
- [Хаин В.Е.](#) Тектоника континентов и океанов. М.: Научный мир, 2000. 600 с.
- [Шатский Н.С.](#) О тектонике Арктики // Геология и полезные ископаемые севера СССР. Т. 1. Геология. Л.: Главсевморпуть, 1935. С. 149-168.
- [Шпилов Э.В., Матишов Г.Г., Хасанкаев В.Б.](#) Амеразийская генерация океанообразования в Арктике и ее влияние на эволюцию Баренцевоморской континентальной окраины // ДАН. 2003. Т. 391, № 1. С. 85-88.
- [Backman J., Moran K., McInroy D.B., Mayer L.A.](#) Sites M0001 -M0004. Expedition 302 Scientists // Proceedings of the Integrated Ocean Drilling Program. 2006. V. 302. P. 1-115.
- [Clark D.L.](#) Geology and Geophysics of the Amerasia basin // The Ocean Basins and margins. V. 5. The Arctic Ocean / Nairn A.E., Churkin M.Jr. Stehli E.G. (Eds). Plenum Press. 1981. P. 590-634.
- [Forsyth D.A., Asudeh I., Green A. G, Jackson H. R.](#) Crustal Structure of the northern Alpha Ridge beneath the Arctic Ocean // Nature. 1986. 322. P. 349-352.
- [Franke D., Hinz K., Reichert Ch.](#) Geology of the East Siberian Sea, Russian Arctic, from seismic images: Structures, evolution, and implications for the evolution Arctic Ocean Basin // J. of Geoph. Res. 2004. V 109. P. 1-19.
- [Franke D., Hinz K., Onno On.](#) The Laptev Sea Rift // Marine and Petroleum Geology. 2001. Vol. 18 P. 1083-1127.
- [Grantz A., May S.D., Taylor P.T., Lowver L.A.](#) Canada Basin // The Geology of North America. V L. The Arctic Region. The Geological Society of America, 1990. P. 379-402.
- [Hall J.K.](#) Geophysical evidence for ancient Sea-floor Spreading from Alpha Cordillera and Mendeleev Ridge // Arctic Geology. Memoir. N.19. AAPG. 1973. P. 542-561.
- [Initial Report of the ODP. V. XLVI](#) 11. 1979.
- [Initial Report of the ODP. V. XXXVIII.](#) 1976.
- [Jackson H.R. and Johnson G.L.](#) Summary of Arctic Geophysics // Journ. Of Geodynamics. 1986. 6. P. 245-262.
- [Johnson G.L., Pogrebitsky Ju., Macnab R.](#) Arctic structural evolution: relationship to Paleooceanography. The Polar Oceans and their role in shaping the global environment // Geophysical Monograph 85. American Geophysical Union, 1994. P. 285-294.
- [Jokat W.](#) Seismic investigations along the western sector of Alpha Ridge, Central Arctic Ocean // Geophys. Journ. Int. 2003. N 152. P. 185-201.
- [Jokat W., Jackson R.](#) Seismic studies on Arctic Ridges // Inter Ridge Workshop: Mapping and Sampling the Arctic Ridges. BGR, Hannover, Germany, 1998. P. 6.
- [Jokat W., Weigelt E., Kristoffersen Y., Rasmussen T., Schone T.](#) New insights into the evolution of the Lomonosov Ridge and the Eurasian Basin // Geophys. Journ. Int. 1995. V. 122. P. 378-392.
- [Jokat W., Micksch U.](#) Sedimentary structure of the Nansen and Amundsen basins, Arctic Ocean // Geophysical research letters. V. 31.2004. P. 1-4.
- [Lowver L.A., Scotese C.R.](#) A review of tectonic models for the evolution of the Canada Basin // The Geology of North America. V. L. The Arctic Region. The Geological Society of America, 1990. P. 593-618.
- [Mjelde R., Digranes P., Van Schaach M. et. al.](#) Crustal structure of the outer Vøring Plateau, offshore Norway, from bottom seismic and gravity data // J. Geophys. Res. 2001. V 106, N B4. P. 6769-6791.
- [Mjelde R., Raum T., Myhren B. et. al.](#) Continent-ocean transition on the Vøring Plateau, NE Atlantic, derived from densely sampled ocean bottom seismometer data// J. of Geophys. Res. 2005. V. 110, BOS 101. P. 1-19.
- [Sweeney J.F., Weber J.R., Blasco S.M.](#) Continental Ridges in the Arctic Ocean: LOREX Constraints // Structure of the Arctic / Eds. Johnson G.L., Sweeney J.E. // Tectonophysics. 1982. Vol. 89, № 1-3. P. 217-237.
- [Verhoef J., Roest W.R., Macnab R. et al.](#) Magnetic anomalies of the Arctic and north Atlantic oceans and adjacent land areas.

Geological Survey of Canada Open file, 3125 a, 1996.

Vogt P.R., Ostenso N.A. Magnetic and gravity profiles across the Alpha Cordillera and their relation to Arctic sea-floor spreading // J. Geophys. Res. 1970. V. 75. P. 4925-4938.

Weber J.R. The Alpha Ridge: Gravity, Seismic and Magnetic Evidence for a Homogenous, Mafic Crust / G.L. Johnson, K. Kaminuma (Eds.) Polar Geophysics // J. of Geodynamics. 1986. V. 6, N 1-4. P. 117-136.

Ссылка на статью:



Поселов В.А., Буценко В.В., Верба В.В., Жолондз С.М., Трухалев А.И. **Поднятия Американо-Азиатского суббассейна в Северном Ледовитом океане и их возможные аналоги в Атлантическом океане. 60 лет в Арктике, Антарктике и Мировом океане** (под. ред. В.Л. Иванова). СПб.: ВНИИОкеангеология, 2008, с. 275-288.