

А.И. Трухалев, В.А. Поселов

Историко-генетические и геодинамические связи поднятий Амеразийского бассейна со структурами Восточно-Арктического шельфа

Проведенные Россией в последние годы фундаментальные геолого-геофизические исследования строения литосферы Арктического бассейна намного превышают по объему исследования других приарктических государств, однако Комиссия ООН по границам континентального шельфа, рассмотрев представленные в Заявке РФ 2001 г. доказательства принадлежности крупнейших поднятий Центрально-Арктической области (хребет Ломоносова и поднятие Альфа-Менделеева) к компонентам континентальной окраины Евразии, сочла их недостаточными для обоснования ВГКШ РФ в Арктике. Комиссия рассматривает российскую интерпретацию геологической природы и истории формирования этих структур как одну из возможных гипотез. В замечаниях Комиссии, в частности, отмечалось, что существует точка зрения о структурной изолированности рассматриваемых поднятий от окружающих континентальных областей. Скоростные параметры в толще фундамента (4,5-5,7 км/с) и скоростная структура залегающей ниже коры (6,45-6,8 км/с), зафиксированные зарубежными исследователями на хребте Альфа, позволяют им интерпретировать его как океаническое плато исландского типа. В итоге Комиссия пришла к заключению, что неопределенность в отношении генезиса поднятий Амеразийского бассейна и их структурной связи с прилегающим шельфом не позволяет поддержать российскую концепцию Заявки ВГКШ в СЛО [Буценко и др., 2005].

Для укрепления российской концепции определения ВГКШ РФ в Арктике в 2005 и 2007 гг. проведены комплексные геолого-геофизические исследования на субмеридиональных геотраверсах ГСЗ «Арктика-2005» и «Арктика-2007», пересекающих

южные части поднятия Менделеева и хребта Ломоносова и прилегающие к ним участки Восточно-Арктического шельфа. Получены новые геолого-геофизические данные о структуре и скоростных параметрах консолидированной коры, составе и возрасте (по материалам донного опробования и сейсмостратиграфической корреляции сейсмокомплексов) перекрывающих ее осадочных образований. В совокупности с материалами ранее проведенных исследований они позволяют получить более обоснованные представления о геологической эволюции рассматриваемого региона на до- и синокеаническом этапах развития, исторических и геодинамических связях поднятий Амеразийского бассейна со структурами Восточно-Арктического шельфа.

На современном уровне изученности СЛО наши представления о геологической природе и эволюции структур Центрально-Арктической области и их соотношениях со структурами Евразийской континентальной окраины базируются на материалах сейсмических исследований ГСЗ-МПВ (профили «Трансарктика 1989-92», «Арктика-2000», «Арктика-2005» и «Арктика-2007», сопровождавшихся донным опробованием), МОВ дрейфующих станций СП и высокоширотных экспедиций «Север», а также на интерпретации батиметрической карты СЛО м-ба 1 : 2500 000 и карт аномального магнитного поля (грид 5x5 км) и поля силы тяжести (грид 10x10 км) [Глебовский и др., 2002].

Естественно, в условиях недостаточной в целом геолого-геофизической изученности СЛО аргументированная геологическая интерпретация выделенных на сейсмических профилях скоростных и сейсмостратиграфических комплексов возможна лишь с привлечением материалов по геологии

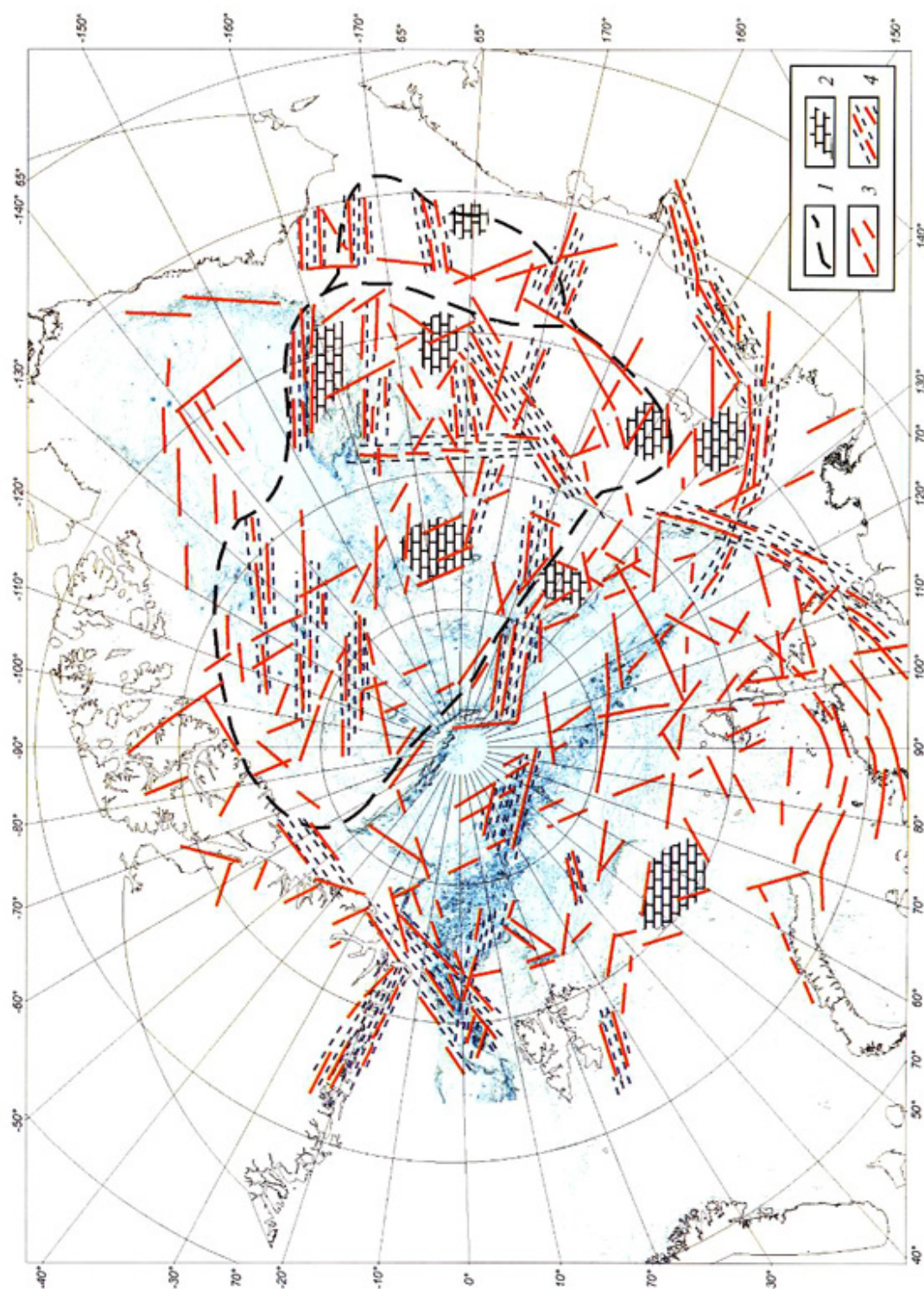


Рис. 1. Фрагменты структур докембрийского этапа.

1 — примерные границы «кратонного» аномального магнитного поля (на Восточно-Сибирском и Чукотском шельфе показаны два варианта проведения границ); 2 — проявление комплексов древней платформы (гранитно-метаморфического фундамента и/или осадочного терригенно-карбонатного чехла) по материалам геологического картирования на островных поднятиях и по данным ГСЗ и донного опробования; 3—4 — докембрийские транс-коронные разломы (3) и зоны разломов, шовные зоны (4), предполагаемые на основе линейментного анализа карт потенциальных полей.

Восточно-Арктического шельфа и его островов (играющих роль геологических реперов) и результатах донного опробования на поднятиях Американо-Арктического бассейна.

Совместный анализ вышеперечисленных геолого-геофизических материалов и многочисленных публикаций по рассматриваемой тематике позволяет реконструировать следующие этапы развития рассматриваемого региона: до-океанический, раннеокеанический, начавшийся в поздней юре или раннем мелу (см. ниже) и продолжавшийся до позднего олигоцена, и собственно океанический, продолжающийся до настоящего времени. В этот этап образовались глубоководные океанические бассейны, область Центрально-Арктических поднятий погрузилась до батимальных глубин, а в осевой части Евразийского бассейна начал формироваться сейсмоактивный спрединговый срединно-океанический хребет Гаккеля.

Доокеанический этап

На этом этапе развития область Центрально-Арктических поднятий, включающая хребет Ломоносова, котловины Подводников-Макарова, поднятие Альфа-Менделеева, Чукотский свод, хребет Нордвинд, и прилегающая часть Восточно-Арктического шельфа представляла платформенную структуру с докембрийским фундаментом и палеозойско-мезозойским осадочным чехлом. Впервые эта древняя платформа, предполагаемая в центре Арктического бассейна, была выделена Н.С. Шатским и названа им Гиперборейской. Позднее эта древняя кратонная область выделялась большинством исследователей [Пушаровский, 1976; Зоненшайн и др., 1990; Хаин, 2001 и др.] под различными названиями. Результаты новейших геолого-геофизических исследований подтверждают предположение Н.С. Шатского о существовании в центральной части Арктического бассейна древней Гиперборейской платформы [Кабаньков и др., 2004].

Платформенный литосферный блок достаточно отчетливо выделяется в АМП специфической линейно-мозаичной структурой поля, сходного по частотно-амплитудным характеристикам с АМП

древних платформ и щитов [Поселов и др., 2007]. Южная граница «платформенного» магнитного поля достаточно «расплывчатая» и проводится в значительной мере условно (рис. 1). Сейчас уже ясно, что в современном структурном плане она определяется северной границей области поздне-мезозойской складчатости, переработавшей некогда гораздо более обширную платформу. Фрагменты платформенных терригенно-карбонатных отложений обнажаются в пределах срединных массивов (о. Котельный) или в ядрах антиклинорных структур (о. Врангеля) мезозойской складчатости. Таким образом, в слабо измененном виде фрагменты древней платформы сохранились на поднятии Де-Лонга и Чукотском аваншельфовом выступе.

Геолого-геофизические материалы позволяют уверенно идентифицировать поднятие Де-Лонга как блок древней платформы с докембрийским кристаллическим фундаментом и палеозойским осадочным или вулканогенно-осадочным (в зонах активизации) чехлом. Как показывают материалы ГСЗ (профиль «Трансарктика-91») в центральной части поднятия развита стандартная платформенная кора (40-45 км) с мощным (около 15 км) гранитно-метаморфическим слоем с характерными для континентальной коры скоростями (6,0-6,5 км/с). Нижнепалеозойский (кембрий-ордовик) в целом полого дислоцированный чехол, обнажающийся на о. Беннетта и о. Генриетты, содержит прослои и пачки типичных для чехла древних платформ терригенных пород - кварцевых песчаников и кварцито-песчаников. В составе обломков в песчаниках и гравелитах значительную роль играют метаморфические породы (различные сланцы, гнейсы, кварциты), микроклиновые граниты и микропегматиты - продукты размытия докембрийского кристаллического фундамента [Виноградов и др., 1975].

Плотность пород платформенного чехла (по данным изучения представительной - 115 образцов - коллекции вулканогенно-терригенных пород о. Генриетты) колеблется в пределах 2,63 - 2,76 г/см³ и, соответственно, на сейсмических профилях ин-

тервальные скорости этих пород должны находиться в интервале 5,0-5,5 км/с.

Значительная (до 4-5 км) мощность образований платформенного чехла на поднятии Де-Лонга связана с режимом подвижной платформы. Такой режим реконструируется на основании изучения нижнепалеозойских образований о. Котельный [Косько, 1977].

Слой с такими скоростями, залегающий на верхней коре, зафиксирован на профиле ГСЗ [Лебедева-Иванова и др., 2002]; он прослеживается (с уменьшением мощности) в котловину Подводников. Совершенно очевидно, что он соответствует образованиям древнего платформенного чехла.

Эти данные являются реперными для геологической интерпретации скоростного слоя с $V = 5,0-5,5$ км/с, выделяемого на профилях ГСЗ в южной части хребта Ломоносова и на поднятии Менделеева. Они находятся в полном соответствии с результатами геолого-геофизических исследований на геотраверсе «Арктика-2000». Как показало изучение литологических особенностей, органических остатков и плотности драгированных здесь пород, скоростной слой с интервальными скоростями 5,0-5,5 км/с представлен палеозойскими (верхний силур - пермь) и, возможно, мезозойскими (см. ниже) платформенными терригенно-карбонатными и терригенными отложениями, накапливавшимися в условиях мелководного шельфа [Буценко и Поселов, 2003; Кабаньков и др., 2004].

Фрагментом древней платформы является также Чукотский свод, представляющий относительно неглубоко погруженный аваншельфовый выступ континентальной коры, что признается практически всеми исследователями. Наиболее изученную часть этого поднятия - хребет Нордвинд - можно рассматривать (также как и поднятие Де-Лонга) как геологический репер при определении природы поднятий с корой континентального типа в пределах Американо-Азиатского бассейна.

Как показывают имеющиеся геолого-геофизические материалы [Grantz et al., 1998; Косько и др., 2002; Кабаньков и др., 2004], хребет Нордвинд представляет фрагмент древней платформы с докем-

брийским гранитно-метаморфическим фундаментом и фанерозойским фаунистически охарактеризованным осадочным чехлом (палеозой, триас, юра), подвергшейся альпийскому континентальному рифтогенезу с образованием системы субмеридиональных горстов и грабенов, выполненных мел-палеогеновыми отложениями.

Таким образом, на доокеаническом этапе развития область Центрально-Арктических поднятий и прилегающий к ней Восточно-Арктический шельф были частями единой геологической структуры - древней платформы со стандартной для подобных структур континентальной корой. Сейчас уже очевидно, что древняя платформа в фанерозое подверглась различным преобразованиям (регмагенезу, тектономагматической активизации и др.), проявлявшимся в эпохи глобальной тектонической активности. Следы этих процессов сохранились в виде выраженных в потенциальных полях доокеанических регмагенных зон и отдельных крупных разломов, прослеживающихся из глубоководных областей СЛО на шельфы (см. рис. 1). Эти зоны и разломы нередко наследуются или «учитываются» альпийскими регмагенными зонами и на значительных отрезках служат границами крупнейших океанических морфоструктур. Применительно к рассматриваемому региону можно говорить о проявлении (на доокеаническом этапе) эпох каледонской и герцинско-киммерийской тектономагматической активизации.

Каледонская эпоха проявилась в формировании систем разломов и, возможно, складчатых (авлакогенных?) зон северо-западного и субмеридионального простирания, а также в проявлениях ордовикского (440-450 млн. лет) андезит-базальтового магматизма (о. Генриетта) [Каплан и др., 2001].

Разломы СЗ простирания широко развиты на шельфе, континентальном склоне и в приазиатской части хр. Ломоносова. Закартированные на о. Котельном крупные разломы СЗ простирания следуют структурно-фациальной зональности развитых здесь палеозойских платформенных отложений и являются конседиментационными

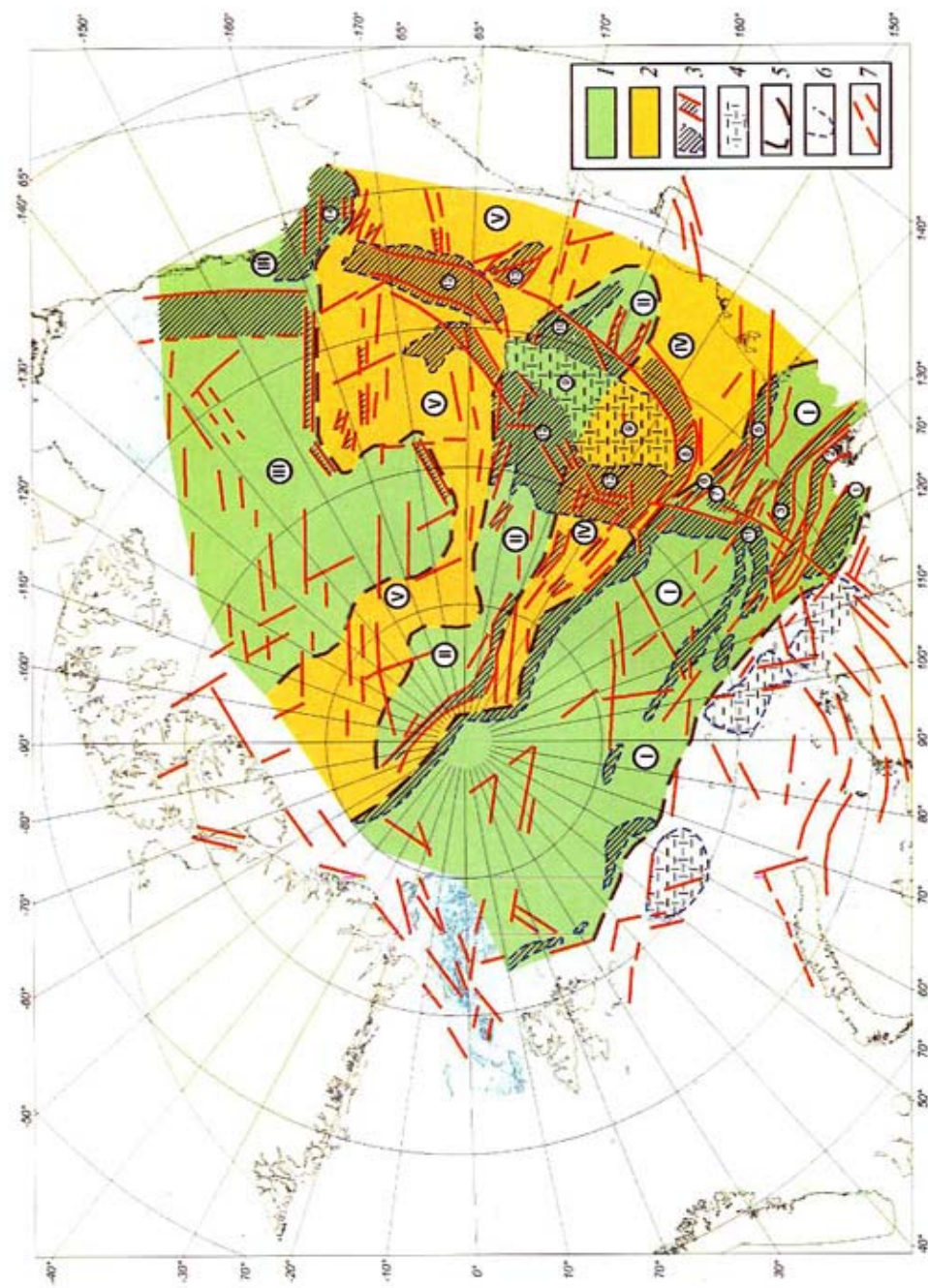


Рис. 2. Схема расположения основных структур раннекаменноугольного этапа (составлена с использованием материалов Ю.Е. Погребницкого, В.А. Виноградова, Е.А. Гусева, М.К. Косыко, Б.И. Кима, В.Ю. Лебедева, А.Л. Пискарева).

1–2 – структуры I порядка, седиментационные бассейны и впадины (1), поднятия (2); 3–4 – структуры более высоких порядков; рифтогенные прогибы и впадины, присклонные прогибы (3), поднятия (4); 5–6 – границы структур (5 – I порядка, 6 – более высоких порядков); 7 – разрывные нарушения (новообразованные и до-океанические, активизированные в эпоху континентального рифтогенеза). Названия структур I порядка (римские цифры в кружках): I – Евразийско-Лавтеноморский бассейн; II – система впадин Макарова–Полудиников–Жохова; III – Каналский бассейн; IV – Ломоносовско-Новосибирское поднятие; V – поднятие Альфа–Менделеева–Врангеля. Структуры более высоких порядков (арабские цифры в кружках): 1 – Южно-Лавтеновский прогиб, 2 – Усть-Ленский грабен, 3 – Омолонский прогиб, 4 – Северо-Омолонский грабен, 5 – Бельковский-Святоносский прогиб, 6 – Анисинский прогиб, 7 – впадина Толя, 8 – Новосибирский прогиб, 9 – поднятие Де-Лонга, 10 – Жоховская впадина; присклонные прогибы: 11 – Северо-Лавтеновский, 12 – Вилькинского-Северо-Чукотский; 13 – Дремелский, 14 – впадина Ханна.

[*Косько, 1977*]. Субмеридиональные разломы и гребневидные антиклиналы о. Генриетты также совпадают с конседиментационной тектонической зональностью, выраженной оползневыми структурами [*Виноградов и др., 1975*]. В монографии по Новосибирским островам в пределах поднятия Де-Лонга выделен субмеридиональный Генриетский авлакоген [*Дорофеев и др., 1999*], выполненный палеозойскими вулканогенно-терригенными отложениями.

Субмеридиональные разломы, ограничивающие Чукотский свод и прослеживающиеся по потенциальным полям через весь Американо-Арктический бассейн, также имеют древнее заложение. Они прослеживаются на шельф Чукотского моря, в пределы прогиба Ханна, где выделена серия субмеридиональных грабенов, выполненных мощными отложениями нижнеэлзмирского (D₃-P) комплекса [*Sherwood et al., 2002*].

Необходимо отметить, что магматические породы о. Генриетты рассматриваются некоторыми исследователями как островодужные образования - индикаторные формации активных континентальных окраин. В плейттектонических реконструкциях о. Генриетты и прилегающая акватория рассматривается как террейн - фрагмент Северо-Американской активной континентальной окраины [*Зоненшайн и др., 1990*]. «Островодужные» петрохимические характеристики магматических пород о. Генриетты послужили основанием для отнесения их к образованиям каледонской складчатой области [*Кораго и Столбов, 2002*].

Мы специально рассматривали этот вопрос, анализировали петрохимические диаграммы и пришли к такому же выводу, что и В.А. Виноградов: вулканогенно-терригенные отложения о. Генриетты образовались в эпоху раннепалеозойской активизации древней Гиперборейской платформы [*Виноградов и др., 1975*].

Наиболее значительным структурным проявлением каледонского тектоногенеза мы считаем трансрегиональную зону глубинных разломов СЗ простирания, пересекающую хр. Ломоносова в его приполюсной части. По потенциальным полям разломы этой зоны прослеживаются до СЗ окраины Шпицбергена [*Пискарев, 2004*] и да-

лее, скорее всего, соединяются с гренвилево-каледонским складчатым поясом Восточной Гренландии. Юго-восточным продолжением рассматриваемой зоны, расположенным кулисообразно по отношению к ней, по-видимому, является система ССЗ разломов, выделяющаяся в южной части поднятия Менделеева и уходящая далее на Чукотский шельф.

Мы предполагаем, что рассматриваемая зона является трансрегиональной зоной глубинных разломов полициклического развития, активизировавшейся в наиболее крупные эпохи тектоногенеза. Такое предположение основывается на гистограмме возрастов детритовых цирконов, выделенных из песчаников юрского или мелового возраста, поднятых на склоне хребта Ломоносова на широте около 88° с.ш. [*Grantz et al., 2001*]. Наиболее интенсивные возрастные пики на этой гистограмме (432, 368, 304 и 240 млн. лет) соответствуют каледонской и герцинской эпохам тектоногенеза. В рассматриваемых песчаниках встречены редкие зерна AR-PR цирконов и достаточно много цирконов с возрастными интервалами 500-1400 млн. лет.

Следует также отметить, что по результатам анализа характеристик потенциальных полей и данным моделирования земной коры приполюсный сегмент хр. Ломоносова отличается от его приконтинентальных блоков составом кристаллического фундамента. Гранит-диоритовый метаморфический фундамент сменяется здесь гетерогенным складчатым [*Пискарев, 2004*]. В южной части поднятия Менделеева, куда по нашим предположениям прослеживается рассматриваемая зона, верхняя часть консолидированной коры характеризуется гетерогенным строением с чередованием блоков с пониженной (2,65 г/см³) и повышенной (до 2,78 г/см³) плотностью. Здесь по материалам ГСЗ (геотраверс «Арктика-2005») выделяется единый скоростной комплекс ($V = 6,0-6,45$ км/с), в котором не удается разделить кристаллический фундамент и нижние горизонты платформенного чехла. По-видимому, фундамент и чехол древней платформы переработаны здесь каледонским регмагенезом (складчатостью?).

Проявлением познепалеозойской - раннемезозойской активизации является система разломов СВ и ВСВ простирания, прослеживающихся от Таймыра и устья Хатангского залива в южные части поднятий Ломоносова и Менделеева. Разломы Таймырской складчатой системы образовались в процессе каменноугольно-триасового тектоногенеза, сущность которого Ю.Е. Погребницкий определил как омоложение платформы - преобразование фундамента и чехла древней платформы в складчатое основание молодой платформы [Погребницкий, 1971]. Южные разломы рассматриваемой системы, выделяемые под названием Хатангско-Ломоносовской зоны разломов [Пискарев, 2004], являются продолжением континентальной рифтовой зоны в основании мезозойского Енисей-Хатангского прогиба (сходной с пермотриасовыми рифтами в фундаменте Западно-Сибирского бассейна).

Изучение детритовых цирконов из кварцевых песчаников, поднятых на геотраверсе «Арктика-2000», показало, что наряду с архейскими (более 2600 млн. лет) и протерозойскими породами (1700-2000 и 950-1400 млн. лет), размыту подверглись и фанерозойские (600-220 млн. лет) образования. Наиболее молодая генерация магматогенных цирконов имеет возраст около 220 млн. лет [Беляцкий и др., 2006] и ее естественно связывать с породами, образовавшимися в рассматриваемую эпоху активизации. Как уже отмечалось, цирконы сходного возраста присутствуют и в мезозойских песчаниках, поднятых на хребте Ломоносова.

Раннеокеанический этап

Этот этап характеризуется процессами континентального рифтогенеза, растяжения и деструкции континентальной коры, охватившими современную глубоководную часть СЛО и прилегающие к ней Восточно-Арктические шельфы. Следы этих процессов сохранились в виде сформировавшихся в этот этап структурах растяжения - осадочных бассейнах, рифтогенных прогибах, грабенах, выполненных мощными толщами терригенных мел-кайнозойских отложений, и разделяющих их горстообразных подня-

тий. Такие структуры установлены сейсмическими исследованиями как в пределах области Центрально-Арктических поднятий (котловины Подводников - Макарова), так и на сопредельных с ней шельфах. При этом нередко имеют место непосредственные переходы шельфовых прогибов и поднятий в соответствующие структуры Центрально-Арктической области (ныне погруженной до батимальных глубин). Конкретные примеры таких переходов будут приведены при дальнейшем описании.

Мы предполагаем, что общей причиной всех этих процессов являлись крупномасштабные подъемы мантийного материала из расширяющихся глубинных геосфер Земли. Концепция восходящих от ее ядра потоков разогретого мантийного материала (называемых мантийными плюмами, диапирами, мантийным апвеллингом), называемая в обобщенном виде плюмтектоникой, представляет принципиально новую, во многом неизученную область в науках о Земле. Рассматривая в недавно вышедшем энциклопедическом справочнике (Планета Земля, том «Тектоника и геодинамика») эту концепцию, Л.И. Красный отмечает, что плюмтектоника получила свое развитие во многом благодаря изучению глубинного строения Земли методами сейсмической томографии. Было показано, в частности, наличие в нижней и средней мантии столбообразных и сводообразно расширяющихся кверху восходящих потоков аномально разогретого мантийного материала. Предполагается, что воздымание наиболее крупных плюмов или суперплюмов играет ведущую роль в расколе и перемещении континентальных масс. Поверхностным проявлением мантийных плюмов чаще всего являются крупномасштабные ареалы платобазальтового вулканизма и щитовые вулканы. Один из наиболее изученных плюмов диаметром около 2000 км располагается под Восточной Африкой, производя обширную провинцию развитых здесь платобазальтов [Планета Земля..., 2004, с. 370-374].

Применительно к СЛО можно предположить, что единый суперплюм, эволюция которого привела в итоге к формированию современного Арктического океана, состо-

ял в верхней своей части из двух меньших по размерам плюмов - Евразийского и Амеразийского (Канадского), приуроченных к полярным отрезкам Атлантического и Тихоокеанских сегментов Мировой системы океанических рифтов.

Места максимального подъема мантийных масс выражены на карте гравитационных аномалий Буге наиболее интенсивными положительными аномалиями - они соответствуют Евразийскому бассейну и Канадской котловине. Область Центрально-Арктических поднятий отчетливо выделяется на этой карте как зона положительных, резко пониженных по сравнению с глубоководными бассейнами, значений гравитационного поля. Относительно небольшие по площади гравитационные максимумы, совпадающие по интенсивности с максимумами над глубоководными бассейнами, приурочены к котловинам Макарова и Менделеева. Гравитационная аномалия над Евразийским бассейном асимметрична - наиболее высокими значениями гравитационного поля характеризуется котловина Амундсена. Следует отметить также, что рифтовая зона хребта Гаккеля располагается на «склоне» гравитационной аномалии, а не в ее наиболее интенсивной части.

Как показывают материалы профиля ГСЗ «Трансарктика-92», пересекающего южную часть хребта Ломоносова и прилегающую часть котловины Амундсена, в зоне сочленения этих морфоструктур происходит резкий (на 12-15 км) подъем поверхности Мохо, утонение нижней коры, выклинивание «гранитного» слоя ($V = 6,0-6,2$ км/с) и нижних горизонтов платформенного чехла. Мощность коры сокращается с 25-27 до 8-9 км, низкоскоростные ($V = 3,6-3,8$ км/с) осадочные слои «ложатся» на нижнюю кору. Очевидно, что в местах максимального подъема мантийного материала происходит полная деструкция континентальной коры, превращение ее в океаническую (по составу, но континентальную или мелководную палеографически).

Сейсмические профили ГСЗ «Трансарктика-92», «Арктика-2000» показывают, что область Центрально-Арктических поднятий (за исключением котловины Макарова и, в меньшей мере, котловины Подводников)

характеризуется наименьшей степенью деструктивных преобразований континентальной коры; происходит лишь ее утонение при сохранении типичной для такой коры вертикальной расслоенности [*Поселов, 2002; Поселов и др., 2007*].

Начальной геологической формацией раннеокеанического этапа, связанной с растяжением коры и континентальным рифтогенезом, являются апт-альбские платобазальты, проявления которых очень широко распространены по периферии СЛЮ (Шпицберген, север Гренландии, острова Элсмир, Аксель-Хейберг и др.) [*Ким, 2003*]. В рассматриваемом регионе наиболее крупные ареалы платобазальтов известны на ЗФИ и поднятии Де-Лонга, где они несогласно перекрывают платформенные отложения доокеанического этапа. Обширный ареал платобазальтов, сходных по характеру выражения в потенциальных полях и петрофизических особенностях земной коры с апт-альбскими платобазальтами Земли Франца-Иосифа, выделен на поднятии Альфа [*Пискарев, 2004*]. Предполагается, что апт-альбские базальты играют роль акустического фундамента во впадине Подводников [*Ким, 2003; 2004; Поселов, 2002*].

Растяжение коры на уровне реологически пластичных слоев над мантийными сводами привело к прогибанию ее поверхности и формированию крупнейших мелководных бассейнов - Евразийско-Лаптевоморского и Канадского и разделяющей их Центрально-Арктической области (рис. 2). Последняя, испытывавшая меньшее (по сравнению с сопредельными бассейнами) растяжение и утонение коры, превратилась в зону относительных поднятий. Она была разделена системой впадин Макарова - Подводников - Жохова (образовавшейся в результате существенного утонения - вплоть до частичной деструкции коры над субмеридиональным мантийным выступом) на Ломоносовско-Новосибирское поднятие и поднятие Альфа - Менделеева - Врангеля.

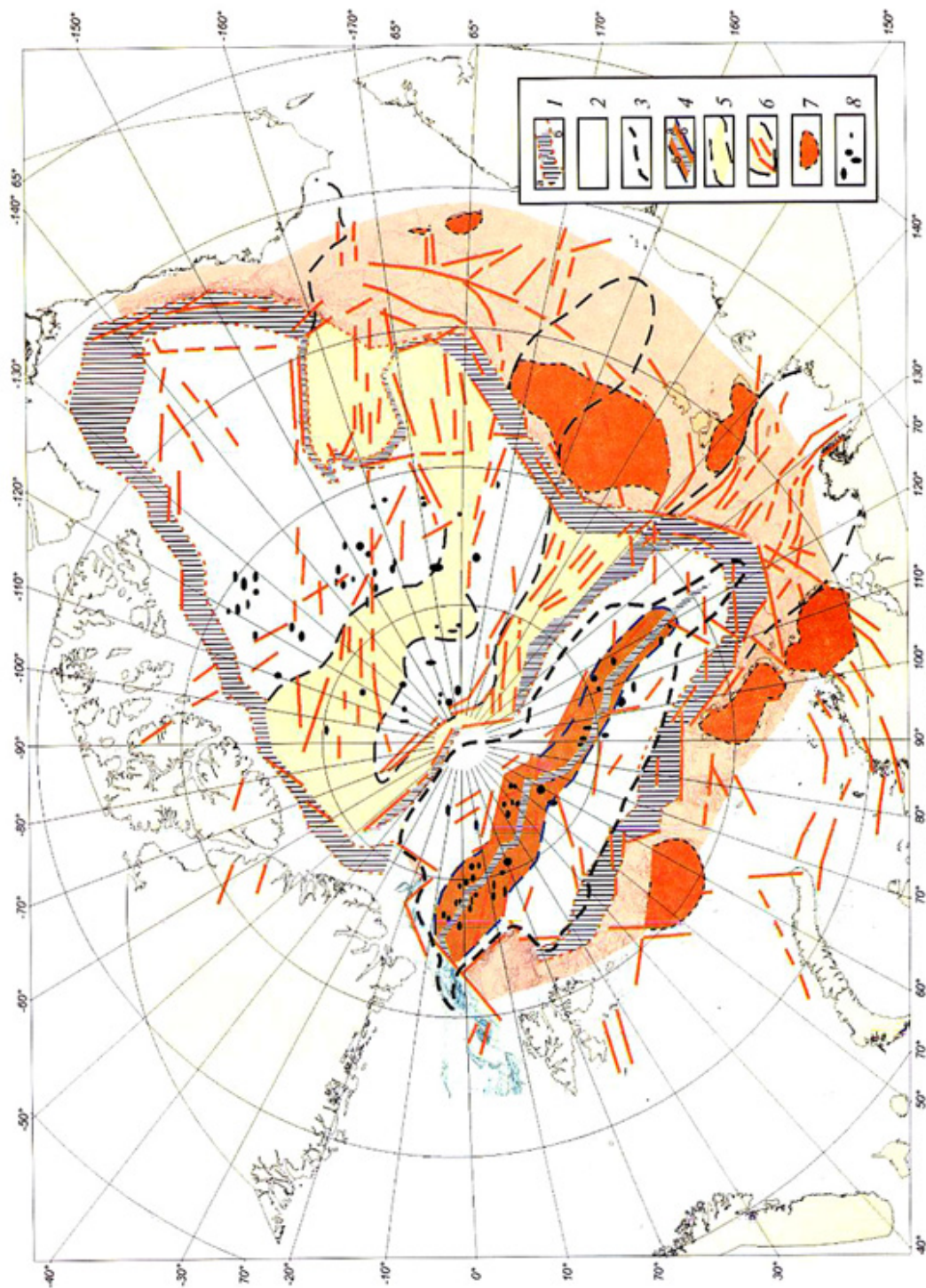


Рис. 3. Современный структурный план.

1 — эпоконтинентальный пояс флексуно-разломного обрушения (а) и флексуно-разломные зоны, ограничивающие внутриоканские поднятия и аваншельфовые выступы (б); 2 — глубоководные бассейны и впадины с океанической корой, корой переходного типа и реликтовой континентальной корой; 3—4 — область линейного спрединга: 3 — границы срединного АМП, 4 — срединно-океанический хребт Таскеля (сейсмически активный хребт Таскеля); 5 — внутриоканские поднятия и аваншельфовые выступы с редуцированной континентальной корой; 6—7 — область альпийского платформенного тектогенеза и орогенеза: шельфовые чехлы (б) и орогенные поднятия (7); показаны границы главных структур и разломы предыдущего этапа развития; 8 — плионен(?)—четвертичные вулканы, вулканотектонические постройки.

Формирование рассматриваемых структур происходило в условиях растяжения, и в верхних, хрупких горизонтах коры сопровождалось образованием систем горсто-грабеновых структур, характерных как для поднятий, так и для впадин. Это хорошо видно на сейсмических профилях, пересекающих хр. Нордвинд и Канадскую котловину [Косько и др., 2002] или хр. Ломоносова и сопредельные впадины [Буценко и Поселов, 2004; Буценко и др., 2005].

Бассейны и впадины характеризуются большей по сравнению с поднятиями мощностью осадочного чехла и более древним возрастом его нижних горизонтов. Так, в Канадской котловине нижний сейсмокомплекс осадочного чехла представлен юрско-нижнемеловыми образованиями (по-видимому, с базальтами, судя по его высоким скоростям - 5,0-5,9 км/с), а в грабенах на хребте Нордвинд наиболее древним является позднемеловой сейсмокомплекс [Косько и др., 2002].

По данным сейсмофациального анализа [Буценко и др., 2005; Буценко, 2006] и материалам бурения на хр. Ломоносова [Backman et al., 2006] выполняющие рассматриваемые структуры терригенные отложения представлены мелководными или континентальными фациями.

Итак, главными структурами (структурами I порядка), образовавшимися на раннеокеаническом этапе в результате рифтогенных преобразований континентальной коры, явились обширные бассейны (Евразийско-Лаптевоморский, Канадский) и впадины (Макарова - Подводников - Жохова) и разделяющие их поднятия (см. рис. 2).

Другой разновидностью структур растяжения, образовавшихся на раннеокеаническом этапе, является пояс присклоновых рифтогенных прогибов, приуроченных к современному континентальному склону и подножью. Эти прогибы развивались над зоной глубинных разломов, окаймляющих область мантийного апвеллинга и выраженных в гравитационном поле цепочкой максимумов, связанных с выступами мантийного материала под осевой частью прогибов [Погребницкий и др., 2001]. В Евразийском и Канадском бассейнах присклоновые

прогибы приурочены к зоне перехода континентальной и океанической коры (или коры переходного типа), а в области Центрально-Арктических поднятий - к зоне сочленения стандартной и редуцированной континентальной коры, т.е. являются континентальными рифтогенными прогибами. В пределах Баренцево-Карской окраины морфология фундамента прогибов имеет признаки, характерные для континентального рифтогенеза: крутые приконтинентальные борта прогибов явно связаны с разломами листрического типа. Присклоновые океанические прогибы развивались практически синхронно с субмеридиональными впадинами и прогибами Центрально-Арктической области и выполнены сходными по составу и возрасту мелкайнозойскими толщами вулканогенно-терригенных и терригенных отложений. Наличие таких прогибов и сопряженных с ними окраинно-материковых поднятий нередко затушевывает связи прогибов и впадин Центрально-Арктической области и Восточно-Арктического шельфа.

Сейчас же очевидно, что процессы растяжения и деструкции континентальной коры не ограничивались современной глубоководной областью СЛО, а распространялись на прилегающий шельф, затухая лишь у побережья.

Крупнейшими структурами позднемезозойского - кайнозойского осадочного чехла Восточно-Арктического шельфа являются Лаптевский и Восточносибирско-Чукотский седиментационные бассейны и разделяющее их субмеридиональное поднятие, называемое Новосибирской системой горстов и грабенов [Виноградов и др., 2005] или Ломоносовско-Святоносской зоной поднятий [Ким и др., 2004]. Оно характеризуется прерывистым или резко сокращенным по мощности осадочным чехлом и выходами складчатого позднемезозойского фундамента или переработанного палеозойского платформенного чехла. В его пределах выделяются субмеридиональные рифтогенные прогибы (Анисинский и Новосибирский), выполненные мощными (до 9-12 км) толщами континентальных мелкайнозойских отложений. Эти структуры (точнее, ограничивающие их разломы) про-

слеживаются на западный склон и осевую часть поднятия Ломоносова; их непосредственным продолжением, по всей вероятности, являются грабенообразные прогибы западного склона и центральной части хребта Ломоносова, выполненные в основном верхнемеловыми-палеогеновыми сейсмокомплексами.

Таким образом, осевая часть Новосибирской горсто-грабеновой системы и горсто-грабеновые структуры хребта Ломоносова являются частями единого субмеридионального поднятия (мы предлагаем называть его Новосибирско-Ломоносовским), сформировавшегося в мел-палеогеновое время в результате континентального рифтогенеза. Отнесение начала рифтогенеза к апт-альбу основано на возрасте нижних горизонтов осадочного чехла в сопредельных с рассматриваемым поднятием Лаптевском и Восточно-Сибирском седиментационных бассейнах и грабенообразных прогибах Новосибирской системы [Виноградов и др., 2005].

Шельфовым окончанием наиболее крупной раннеокеанической структуры - Евразийско-Лаптевоморского бассейна - является Лаптевская область континентального рифтогенеза, представляющая типичную структуру растяжения, образованную системой грабенообразных прогибов и разделяющих их горстов. Это отчетливо видно на глубинном сейсмическом разрезе по линии профиля BGR 97-04, пересекающем северную часть шельфа моря Лаптевых [Ким и др., 2007]. Заметен также общий наклон рефлекторов в осадочном чехле к западу и широкое развитие листрических сбросов, характерных для зон растяжения. Раздел кора-мантия показан на этом разрезе на глубинах 22-25 км, т.е. здесь развита утоненная континентальная кора (очень сходная по мощности с корой хребта Ломоносова). Наиболее глубокие и крупные рифтогенные прогибы Лаптевской области приурочены к ее западной части.

Сходная конфигурация структуры осадочного чехла характерна и для Евразийской части рассматриваемого бассейна. Здесь отмечается общий наклон рефлекторов в сейсмокомплексах нижнего (раннеокеанического) структурного этажа к Ба-

ренцево-Карскому континентальному склону [Поселов и др., 1998]. Горсто-грабеновая структура поверхности акустического фундамента в юго-восточной части бассейна хорошо видна на сейсмических профилях МОВ, располагающихся к северо-востоку от Таймыра [Sekretov, 1999]. Очевидно, на раннеокеаническом этапе этот бассейн и шельф моря Лаптевых (его центральная и западная части) представляли единую область позднекеммерийско-альпийского континентального рифтогенеза.

Структурные связи субмеридиональной системы впадин Макарова-Подводников со структурами Восточно-Сибирского шельфа в значительной мере затухиваются почти одновременным развитием здесь в мелкайнозойское время двух систем континентальных рифтогенных прогибов - северо-западной - субширотной и субмеридиональной, расположенной на продолжении впадины Подводников. Впервые это было отмечено В.А. Виноградовым. Осевая, наиболее погруженная зона ансамбля субмеридиональных горсто-грабеновых структур расположена южнее поднятия Де-Лонга и представлена Мельвильским грабеном с мощностью апт-кайнозойского чехла до 10 км. Разломы фундамента, обусловившие формирование этих структур, пересекают поднятие Де-Лонга и прослеживаются севернее. В.А. Виноградов связывает меридиональную структурную зональность с единым тектоническим процессом растяжения в океане и на шельфе [Виноградов и др., 2005].

Представителем прогибов СЗ простирания является Северо-Чукотский континентальный рифтогенный прогиб, выполненный очень мощной (до 18-20 км) толщей мел-кайнозойских и более древних отложений, соединяющийся с присклоновым прогибом (впадиной) Вилькицкого - Подводников, где мощность альпийских отложений достигает 8-9 км. Непосредственным продолжением этого прогиба к западу является крупный, возможно не уступающий Северо-Чукотскому, континентальный рифтогенный прогиб, приуроченный к сочленению поднятия Де-Лонга и хр. Ломо-

носова и, скорее всего, наследующий более древнюю рифтогенную структуру.

Структурные связи поднятия Менделеева со структурами Чукотского шельфа на раннеокеаническом этапе затушеваны расположенным южнее него Северо-Чукотским прогибом. Однако, несомненно, что это поднятие продолжалось на юг, и о. Врангеля располагается на его южном окончании. Закартированная В.А. Виноградовым восточнее о. Врангеля система субмеридиональных горстов и грабенов, выполненных апт-кайнозойскими отложениями является, очевидно, продолжением системы субмеридиональных разломов, выделяемых в южной части поднятия Менделеева. Чукотский аваншельфовый выступ также имеет шельфовое продолжение. Восточной границей этого поднятия (и всей системы Центрально-Арктических поднятий) является, по-видимому, западный борт субмеридионального рифтогенного прогиба Ханна, наследующего более раннюю (позднедевонско-пермскую) субмеридиональную структуру растяжения [Sherwood et al., 2002] и являющегося, как мы предполагаем, шельфовым окончанием Канадского бассейна.

Океанический этап

Рассматриваемый этап начался после периода пенепленизации, фиксируемого на сейсмических профилях поверхностью регионального несогласия, разделяющего осадочный чехол поднятий и бассейнов на нижний и верхний структурные этажи, которые формировались при различных условиях осадконакопления. Это несогласие связывается с глобальным позднеолигоценовым тектоноэвстатическим минимумом, который по периферии Арктического бассейна проявился формированием мощных кор выветривания [Ким, 2003; Буценко и Поселов, 2004]. Сейсмофации нижнего структурного этажа по своим характеристикам близки фациям морских мелководных терригенных осадков. Сейсмофации верхнего структурного этажа соответствуют фациям глубоководных отложений.

Основным геодинамическим содержанием рассматриваемого этапа являлось быстрое неотектоническое погружение или

обрушение окаймленной присклоновыми прогибами области (географически представлявшей подвергавшуюся эрозии сушу или мелководный шельф) и формирование глубоководного бассейна, отделенного от шельфа эпиконтинентальным поясом флексурно-разломного обрушения. Последний морфологически выражен континентальным склоном различной крутизны, в пределах которого выделяются серии высокоамплитудных неотектонических сбросов (рис. 3).

Причины быстрого неотектонического погружения остаются неясными. Однако, вероятно, оно явилось проявлением глобального процесса крупноамплитудных неотектонических погружений обширных пространств, занятых современными океанами. Анализ результатов глубоководного бурения в Мировом океане показал, что субаэральные базальтовые толщи II океанического слоя и их коры выветривания, образовавшиеся во временном интервале поздняя юра - мел - палеоген, испытали стремительное погружение до глубин 1-6 км [Блюман, 2006].

В пределах Арктического океана погружение было неравномерным, ступенчатым: наибольшее погружение испытали области максимального подъема мантийных масс (и соответствующего утонения и деструкции коры) на предыдущем этапе (котловины Нансена, Амундсена, Макарова, Канадская). На сейсмических профилях, пересекающих провинцию Центрально-Арктических поднятий, отчетливо видно ступенчатое, по системе сбросов, погружение поверхности регионального несогласия как от хребтов и поднятий в прилегающие котловины, так и от Восточно-Сибирского шельфа во впадины Подводников-Макарова [Буценко и др., 2005].

В результате дифференцированного погружения образовался Канадский глубоководный бассейн и область Центрально-Арктических поднятий, испытывавшая значительно меньшее (на 2-2,5 км по сравнению с Канадской котловиной) погружение.

Дальнейшая история главнейших структур СЛО различна. В Канадской котловине и области Центрально-Арктических поднятий активные тектонические процес-

сы, по-видимому, прекратились. В Евразийском же бассейне активизировались процессы линейного спрединга, вызванные новым подъемом мантийных масс и более интенсивным растяжением коры, приведшим к ее разрывам и внедрению протрузий глубинного вещества. В осевой части бассейна сформировался срединно-океанический хребт Гаккеля; серия субпараллельных ему более мелких протрузий (интрузий?, даек?), в той или иной степени прорывающих или вклинивающихся в осадочный чехол бассейна, фиксируется на сейсмических профилях и в котловине Амундсена [*Поселов и др., 1998*].

По структуре сейсмического разреза представляется несомненным, что раскол коры, ее раздвиг и внедрение протрузий акустического фундамента происходили после формирования значительной части осадочного чехла Евразийского бассейна.

Этот вывод подтверждается результатами геолого-геофизических исследований в южной части Евразийского бассейна (к югу от 81° с.ш.), где на сейсмических профилях фиксируются начальные стадии формирования срединно-океанического хребта. Здесь хр. Гаккеля морфологически не выражен, и океанический фундамент перекрыт осадочной толщей палеоцен-четвертичного возраста. На продолжении хребта Гаккеля наблюдается сводовый изгиб осадочной толщи, вызванный выступом (протрузией?) акустического фундамента. В центральной части свода осадочная толща рассечена грабеном, в который опущены все слагающие ее сейсмокомплексы [*Гусев и др., 2002*].

Изложенные выше геолого-геофизические материалы по СЛО находят, на наш взгляд, наиболее удовлетворительное объяснение в рамках концепции пульсационно расширяющейся Земли [*Ларин, 1980; Милановский, 1984*]. Согласно этой концепции, современные океаны являются гигантскими структурами растяжения, образующимися в результате подъема материала из пульсационно расширяющихся глубин геосфер Земли. Применительно к Евразийскому суббассейну предложенная нами модель его формирования объясняет целый ряд особенностей его строения.

Асимметричность конфигурации структуры осадочного чехла во впадинах Евразийского суббассейна (общий наклон рефлекторов в сейсмокомплексах нижнего структурного этажа к Баренцево-Карскому континентальному склону) скорее всего унаследована от начальных стадий формирования, когда он являлся частью области позднекиммерийско-альпийского континентального рифтогенеза. Южное окончание этой области представлено системой горстов и грабенов, занимающей центральную и западную часть моря Лаптевых. Как уже отмечалось, для Лаптевского седиментационного бассейна в целом характерно общее увеличение мощности осадочного чехла и наклон рефлекторов к западной части бассейна.

Предположение о том, что кора океанических впадин (за пределами рифтовой зоны Евразийского суббассейна) представлена не новообразованной океанической корой, а преобразованной синокеаническими процессами нижней гранулит-базитовой корой, в какой-то степени подтверждается существованием систем транскоровых разломов (или шовных зон), устанавливающих как в пределах глубоководных впадин, так и в сопредельных с ними шельфовых областях и внутриокеанических поднятиях (хребт Ломоносова). Как уже отмечалось, одна из наиболее проявленных в рельефе дна и потенциальных полях регмагенных систем прослеживается от хребта Ломоносова до Шпицбергена и далее, по-видимому, соединяясь с пригренландскими каледонидами. Трудно представить, чтобы такие доокеанические трансрегиональные регмагенные системы сохранились в новообразованной океанической литосфере.

Морфолинеаментный анализ рельефа крупнейших морфоструктур Арктического бассейна [*Зинченко и др., 2004*] выявил полное подобие роз-диаграмм линейных морфоструктур хребтов Гаккеля и Ломоносова. Максимумы простираций этих диаграмм проявляются и в розах-диаграммах морфоструктур Американо-Евразийского суббассейна. Все это указывает на то, что разломы, образовавшиеся на океанском этапе эволюции Арктического бассейна, в значитель-

ной мере наследуют доокеаническую трещинно-блоковую структуру литосферы.

Изложенные выше материалы позволяют сделать следующие выводы.

1. СЛО является позднекиммерийско-альпийской койлогенной структурой, наложенной на гетерогенное континентальное геологическое основание. В области Центрально-Арктических поднятий и в прилегающем к ней Восточно-Арктическом шельфе главной структурой этого основания была древняя платформа с карельско-гренвилевым кристаллическим фундаментом, испытавшая в фанерозое несколько эпох тектономагматической активизации. Проявлением этих процессов, соответствующих во времени глобальным тектоническим эпохам (каледонской, герцинской, киммерийской), являются системы трансформных разломов и/или шовных зон полициклического развития, прослеживающиеся из континентальных и шельфовых областей в акваторию СЛО.

2. Формирование СЛО связано с растяжением континентальной коры под воздействием поднимающегося из расширяющихся глубинных геосфер мантийного материала. На начальном этапе развития растяжение осуществлялось на уровне реологически пластичных слоев земной коры и привело к прогибанию земной поверхности и формированию обширных бассейнов (Евразийско-Лаптевоморского и Канадского) и впадин (Макарова - Подводников - Жохова) в областях максимального подъема мантийных масс (и соответственно утонения и деструкции коры) и разделяющих их относительных поднятий, кора которых испытала наименьшие преобразования.

Растяжению на раннеокеаническом этапе подверглась и территория Восточно-Арктического шельфа с продолжением сюда крупнейших структур Центрально-Арктической области (бассейнов, впадин, поднятий) и осложняющих их структур более высоких порядков (рифтогенных прогибов, горсто-грабенных структур, разломов).

Глубинные границы области мантийного апвеллинга (плюма), эволюция которого привела в итоге к образованию глубоководного Арктического бассейна, маркиру-

ются поясом рифтогенных присклоновых прогибов, развивавшихся над мантийными выступами по краям мантийного свода.

3. Мантийный апвеллинг сопровождался дифференцированной деструкцией континентальной коры. В местах максимального подъема мантийных масс происходило утонение и разрыв верхней коры и образование «океанической» (по геофизическим характеристикам) коры. Как показывают материалы ГСЗ, последняя представляет, скорее всего, испытавший пластическое растяжение и утонение нижний гранулит-базитовый слой континентальной коры, перекрытый континентальными аптальбскими платобазальтами и верхнемеловой-палеогеновой толщей мелководных и континентальных терригенных отложений.

4. Образование глубоководного Арктического бассейна произошло в результате неотектонического погружения (обрушения) в неогеновое время. Ранее единая область позднекиммерийско-альпийского континентального рифтогенеза оказалась разделенной поясом флексурно-разломного обрушения на глубоководную и шельфовую часть. Погружение было дифференцированным: наибольшее погружение испытали бассейны и впадины предыдущего этапа развития. Область Центрально-Арктических поднятий сохранилась в виде трансарктического пояса редуцированной континентальной коры, соединяющего Евразийский и Северо-Американский континенты.

5. Евразийский суббассейн представляет собой структуру более поздней стадии развития Арктического океана. В Канадском бассейне эта стадия не проявилась, его эволюция прекратилась на стадии неотектонического обрушения и образования глубоководного бассейна, подстилаемого корой переходного типа или параокеанической корой.

В Евразийском суббассейне новый, более интенсивный импульс расширения глубинных геосфер Земли привел к разрыву ранее сформированной литосферы (возможности ее пластического растяжения были исчерпаны) и образованию системы линейных, развивавшихся снизу раздвигав, в которые вклинивался глубинный матери-

ал (в форме протрузий или, возможно, дайковых внедрений). Наиболее масштабные протрузивные внедрения такого материала происходили в осевой части Евразийского бассейна (скорее всего, по ранее существовавшей зоне глубинных разломов), где сформировался продолжающий свое развитие срединно-океанический хребет Гаккеля. Он представляет сейсмоактивный орогенно-спрединговый пояс, в пределах которого происходит формирование новой океанической коры в форме протрузий глубинного материала и надстраивающих их базальтовых вулканотектонических построек.

В Амеразийском суббассейне этот этап активизации глубинных геосфер проявился в образовании достаточно крупных, морфологически выраженных вулканов, приуроченных преимущественно к северной части Канадской котловины и впадине Макарова.

6. Область Центрально-Арктических поднятий и Восточно-Арктический шельф России представляют единый ансамбль континентальных геологических структур с общей историей геологического развития и синокеанических структурно-вещественных преобразований континентальной коры. Разделение этого ансамбля на шельфовую и глубоководные части произошло в результате неотектонического погружения центральной части Арктического бассейна. При этом ранее существовавшие структурные связи этих частей (общие системы доокеанических разломов, горсто-грабеновых структур, осложняющих бассейны и поднятия, сформировавшиеся в эпоху раннеокеанического континентального рифтогенеза) сохранились. Представления о структурной изолированности поднятий Центрально-Арктической области от сопредельных континентальных областей не имеют под собой сколь-нибудь существенного фактологического обоснования.

Список литературы

Беляцкий Б.В., Ларионов А.Н., Андреева А.И. и др. Оценка возраста и источников сноса кварцевых песчаников поднятия Менделеева (Северный Ледовитый океан): морфология и SHRIMP анализ цирконов // Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма. Материалы III Российской конференции по изотопной геохронологии, 6-8 июня, 2006 г., ИГЕМ РАН. М.: ГЕОС. Т. 1. С. 101-105.

Блюман Б.А. Погребенные коры окисления (выветривания) базальтов в Мировом океане: геодинамические и металлогенические следствия // Региональная геология и металлогения. 2006. № 29. С. 20-26.

Буценко В.В. Сейсмостратиграфическая датировка главных тектонических событий в Арктическом океане // Геофизический вестник. 2006. № 11. С. 8-16.

Буценко В.В., Поселов В.А. О геологической природе геоструктур Центральноарктического региона // Исследования литосферы в работах Петербургских геофизиков (Развитие идей Г.А. Гамбурцева). СПб.: ВИРГ-Рудгеофизика-ВНИИОкеангеология, 2003. С. 161-170.

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. и др. 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.

Виноградов В.А., Каменева Г.И., Явищ Г.Л. О Гиперборейской платформе в свете новых данных по геологическому строению острова Генриетты // Тектоника Арктики. Вып. 1. Л.: НИИГА, 1975. С. 21-25.

Виноградов В.А., Лопатин Б.Г., Бурский А.З. и др. [Основные итоги геологического картирования масштаба 1 : 1 000 000 Арктического шельфа России](#) // Разведка и охрана недр. 2005. № 6. С. 45-52.

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

Гусев Е.А., Зайончек А.В., Мэннис М.В. и др. Прилаптевоморское окончание хребта Гаккеля // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. Вып. 4. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. С. 40-54.

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

Заманский Ю.Я., Иванова Н.Н., Лангинен А.Е. и др. Сейсмические исследования в экспедиции «Арктика-2000» // Геолого-геофизические характеристики Арктического региона. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2004.

Зинченко А.Г., Разуваева Е.Н., Рыбина Л.С. Особенности пространственного распределения линейных элементов рельефа дна Северного Ледовитого океана // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. Вып. 5. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2004. С. 160-168.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Кн. 1 - 327 с, кн. 2 - 336 с.

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

Каплан А.А., Коуплэнд П., Бро Э.Г. и др. Новые данные о радиометрическом возрасте изверженных и метаморфических пород Российской Арктики // Тезисы докл. СПб.: ВНИГРИ, 2001. С. 06-2.

Ким Б.И. История формирования Евразийского бассейна (сейсмокомплексы, структура, мощность чехла, этапы и стадии эволюции) // Российский геофизический журнал. 2003. № 31-32. С. 53-70.

Ким Б.И. Новые данные о формировании фундамента осадочного чехла и структуры Евразийского бассейна (основные противоречия с концепцией тектоники плит) // Океанизация Земли - альтернатива неомобилизма. Калининград: КГУ, 2004. С. 186-206.

Ким Б.И., Верба В.В., Дин Г.Г. Новые представления о строении хребта Ломоносова // Геолого-геофизические характеристики Арктического региона. Вып. 5. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2004. С. 89-97.

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

Кораго Е.А., Столбов Н.М. Магматизм в неогейской геологической истории акваторий и прибрежных областей Российской Арктики // Российская Арктика: геологическая история, минералогия, геоэкология. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. С. 238-252.

Косько М.К. Структурно-фациальная зональность ордовик-среднедевонского карбонатного комплекса островов Анжу // Тектоника Арктики. Складчатый фундамент шельфовых седиментационных бассейнов. Л.: НИИГА, 1977. С. 56-87.

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

Косько М.К., Верба В.В., Кораго Е.А. Фундамент Арктического шельфа Евразии: блоковая делимость и некоторые аспекты эволюции // Российская Арктика: геологическая история, минералогия, геоэкология. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. С. 109-120.

Ларин В.Н. Гипотеза изначально гидридной Земли. М.: Недра, 1980. 216 с.

Лебедева-Иванова Н.Н., Лангинен А.Е., Заманский Ю.Я. и др. Сейсмическая модель земной коры вдоль геотраверса «Острова Де-Лонга - котловина Макарова» // Геолого-геофизическая характеристика литосферы Арктического региона. Вып. 5. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. С. 125-140.

Милановский Е.Е. Развитие и современное состояние проблем расширения и пульсации Земли // Проблемы расширения и пульсации Земли. М.: Наука, 1984. С. 8-24.

Пискарев А.Л. Петрофизические модели земной коры Северного Ледовитого океана / Ред. Ю.Е. Погребницкий // Труды НИИГА-ВНИИОкеангеология. Т. 203. СПб., 2004. 134 с.

Планета Земля. Энциклопедический справочник. Том «Тектоника и геодинамика» / Ред. Л.И. Красный, О.В. Петров, Б.А. Блюман. СПб.: ВСЕГЕИ, 2004. 652 с.

Погребницкий Ю.Е. Палеотектонический анализ Таймырской складчатой системы // Труды НИИГА. Т. 166. Л.: Недра, 1971. 248 с.

Погребницкий Ю.Е. Раскрытие Северного Ледовитого океана и сопутствующие геологические процессы на окружающих континентах // Региональная геология и металлогения. 1997. № 7. С. 129-136.

Погребницкий Ю.Е., Горячев Ю.В., Трухалев А.И. Глубинное геологическое строение и пер-

спективы нефтегазоносности пояса сочленения континент-океан в Арктике // Мировой океан. 2001. Вып. 3. С. 44-48.

Погребницкий Ю.Е., Горячев Ю.В., Трухалев А.И. Тектоническое районирование Центрально-Арктического бассейна // Разведка и охрана недр. 2005. № 6. С. 24-26.

Поселов В.А. Структура литосферы центральной части Арктического глубоководного бассейна по сейсмическим данным // Автореферат дис. д-ра геол.-мин. наук. СПб.: ВНИИ-Океангеология, 2002. 47 с.

Поселов В.А., Буценко В.В., Павленкин Л.Д. Альтернатива спрединговой природе Евразийского бассейна по сейсмическим данным (на примере геотрансекта хребет Гаккеля - хребет Ломоносова) // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. Вып. 2. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1998. С. 177-183.

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

Пуцаровский Ю.М. [Тектоника Северного Ледовитого океана](#) // Геотектоника. 1976. № 2. С. 3-14.

Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: Научный мир, 2001. С. 511-522.

Backman J., Moran K., McInroy D.B. et al. Sites M0001-M0004. Expedition 302 Scientists // Proceedings of the Integrated Ocean Drilling Program. 2006. V. 302. P. 1-115, 169. (www.ecord.org/exp/acex/vol302/EXP_REPT/CHAPTERS/302_J04.PDF).

Grantz A., Clark D., Phillips R. et al. Phanerozoic Stratigraphy of Nortwind Ridge, magnetic anomalies in the Canada Basin and the geometry and timing of rifting in the Amearsia basin, Arctic ocean // Geol. Soc. Amer. Bull. 1998. V. 110, №6. P. 801-820.

Grantz A., Pease V.L., Willard D.A. et al. Bedrock cores from 89° North: Implication fo the geologic framework and Neogene paleoceanolograhy of Lomonosov Ridge and a tie to the Barents shelf // Geol. Soc. Amer. Bull. 2001. V. 113, № 10. P. 1272-1281.

Sekretov S.B. Southeastern Eurasian Basin termination: structure and key episodes of tectonic history// Polarforschung69:l. 1999 (erschienen 2001). P. 251-258.

Sherwood K.W., Jonson P.P., Graig J.D. et al. Structure and stratigraphy of the Hanna Trough, US, Chukchi Shelf, Alaska // Tectonic evolution of the Bering shelf - Chukchi Sea Arctic margin and adjacent landmasses / eds. by E.E. Miller, A. Grantz and S.L. Klemperer. Geological Society of America Special Paper 360, 2002. P. 39-66.

Ссылка на статью:



Трухалев А.И., Поселов В.А. Историко-генетические и геодинамические связи поднятий Американо-Арктического бассейна со структурами Восточно-Арктического шельфа. 60 лет в Арктике, Антарктике и Мировом океане (под. ред. В.Л. Иванова). СПб.: ВНИИОкеангеология, 2008, с. 263-274.