СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ
ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА

Геология и геофизика, 2010, т. 51, № 11, с. 1515—1530

ГЕОДИНАМИКА

УДК 551.242(98)

КОНТИНЕНТАЛЬНАЯ КОРА НА ХРЕБТЕ ЛОМОНОСОВА, ПОДНЯТИИ МЕНДЕЛЕЕВА И В КОТЛОВИНЕ МАКАРОВА. ОБРАЗОВАНИЕ ГЛУБОКОВОДНЫХ ВПАДИН В НЕОГЕНЕ

Е.В. Артюшков

Институт физики Земли РАН, 123995, Москва, ул. Бол. Грузинская, 10, Россия

Северо-восток Российского сектора Арктики представляет собой глубоководную впадину. Под ней находятся хр. Ломоносова и поднятие Менделеева, между которыми расположена котловина Макарова. На большей части площади этой области при глубинах воды ~1—4 км кора имеет повышенную толщину (20—30 км) и включает хорошо выраженный гранитный слой. По данным признакам ряд исследователей относит ее к континентальному типу. Другие авторы считают, что это океаническая кора, образовавшаяся на горячих пятнах типа Исландского пятна в Атлантике или Онтонг Джава в Тихом океане. После прекращения активности структуры такого типа должны погружаться вследствие охлаждения коры и мантии по тому же закону, что и океаническая кора, образовавшаяся на оси спрединга. Погружение хр. Ломоносова и поднятия Менделеева происходило совершенно иным образом. В отсутствие вулканизма они долго (не менее 70 и 190 млн лет соответственно), почти не погружаясь, оставались вблизи уровня моря. В конце раннего миоцена эти области испытали быстрое погружение со сменой мелководных отложений глубоководными осадками. Одновременно быстрое погружение произошло в котловине Макарова, до этого также располагавшейся вблизи уровня моря. Его амплитуда в несколько раз превышала погружение, которое за то же время могло произойти за счет охлаждения литосферы на горячем пятне, потерявшем свою активность. Такое развитие тектонических движений в указанных областях было возможно только на коре континентального типа. Судя по данным о строении осадочного чехла, значительного растяжения литосферы в них не происходило. В этих условиях ее быстрое погружение следует связывать с переходом габбро в нижней коре в более плотные гранатовые гранулиты и эклогиты. Переход был катализирован поступлением в кору флюида из мантии. Тяжелые глубоко метаморфизованные породы основного состава со скоростями продольных волн ~8 км/с залегают в рассматриваемой области под разделом Мохо. Толщина их слоя достигает 10—20 км.

Земная кора, хр. Ломоносова, поднятие Менделеева, котловина Макарова, быстрые погружения, эклогитизация.

CONTINENTAL CRUST IN THE LOMONOSOV RIDGE, MENDELEEV RIDGE, AND MAKAROV BASIN. THE FORMATION OF DEEP-WATER BASINS IN THE NEOGENE

E.V. Artyushkov

The northeast of the Russian Arctic is a deep-water basin underlain by the Lomonosov and Mendeleev Ridges, with the Makarov basin in between. In most of this area, the water depth is ~1–4 km and the crust is thick (20–30 km), with a well-pronounced granitic layer. Therefore, some researchers regard this crust as continental. Others think that this is the oceanic crust, the same as that on the hotspots like Iceland in the Atlantic or Ontong Java in the Pacific. After their activity ceases, such structures must subside as a result of the crust and mantle cooling, in the same way as the oceanic crust on a spreading axis. As regards the Lomonosov and Mendeleev Ridges, they subsided in quite a different way. In the absence of volcanism, they remained near sea level, almost not subsiding, for a long time (at least 70 and 190 myr, respectively). In the late Early Miocene, these areas subsided rapidly and deep-water sediments overlay shallow-water ones. In the same epoch, the Makarov basin subsided rapidly, which also used to lie near sea level. Its subsidence was several times that which could have taken place over the same period of time as a result of lithosphere cooling on an extinct hotspot. Such tectonic movements were possible only for the continental crust. The data on the structure of the sedimentary cover preclude considerable lithospheric stretching in these areas. Therefore, the rapid subsidence is accounted for by the transformation of gabbro in the lower crust into denser rocks (garnet granulites and eclogites), catalyzed by infiltration of a mantle-derived fluid. Dense, deeply metamorphosed mafic rocks with a thickness of up to 10–20 km and *P*-wave velocities of ~8 km/s underlie the Moho in the area under study.

Earth's crust, Lomonosov Ridge, Mendeleev Ridge, Makarov basin, rapid subsidence, eclogitization

© Е.В. Артюшков, 2010

ВВЕДЕНИЕ

Северо-восток Российского сектора Северного Ледовитого океана представляет собой обширную глубоководную впадину. Здесь расположены хр. Ломоносова и поднятие Менделеева, разделяемые котловиной Макарова (рис. 1). По поводу природы коры в этой области, является ли она континентальной или океанической, ведутся оживленные дискуссии. На большей части площади океанов кора имеет толщину ~7 км и не включает гранитного слоя [White et al., 1992]. В указанных структурах Амеразийского бассейна толщина консолидированной коры значительно больше и достигает 20—25 км (рис. 2, 3) [Поселов и др., 2002, 2008; Буценко, Поселов, 2003, 2006; Буценко и др., 2005]. В ее верхней части везде залегают породы со скоростями продольных волн, характерными для гранитного слоя земной коры на континентах. Толщина этого слоя изменяется от ~2 до 12 км. Глубина воды, перекрывающей рассматриваемые структуры (1—4 км), также значительно меньше, чем в океанических котловинах за пределами разрастающихся хребтов (~5.0—5.5 км). Данные особенности позволили отнести земную кору в северо-восточной части Амеразийского бассейна Российского сектора Арктики к континентальному типу.

Области с сильно повышенной толщиной коры существуют и в других океанах. Примером может служить плато Онтонг Джава в Тихом океане [Gladczenko et al., 1997]. Кора толщиной 30 км здесь включает гранитный слой толщиной до 7 км (рис. 4). На современном Исландском вулканическом плато в Атлантике толщина коры достигает 40 км [Allen et al., 2002]. В Канадском секторе Амеразийского бассейна расположено поднятие Альфа. При глубине воды 1.5 км оно подстилается корой толщиной от 20—25 км до 40 км [Asudeh et al., 1988]. Формирование таких структур чаще всего связывается с выплавлением базальтовых магм из крупных мантийных плюмов, поступивших из глубины к океанической литосфере вблизи осей спрединга [Maclennan et al., 2001; Sobolev et al., 2007]. Так, поднятие Альфа рассматривается как остывший реликт горячего пятна типа Исландского [Forsyth et al., 1986]. Судя по гравиметрическим данным, кора в этой области может относиться как к океаническому, так и к континентальному типу [Alvey et al., 2008].

Поскольку поднятие Менделеева расположено на продолжении поднятия Альфа, то зарубежные исследователи утверждают, что под ним также залегает кора океанического типа [Lawver et al., 2002]. Океаническая природа коры предполагается и для котловины Макарова. Исключение делается лишь для хр. Ломоносова, где, по данным глубоководного бурения [Moran et al., 2006; Backman et al., 2006], допускается существование континентальной коры. Однако эта возможность в указанных работах не была четко обоснована (см. ниже).

Земную кору, образовавшуюся на горячих пятнах внутри океанов, следует относить к океаническому типу. Для ряда структур с повышенной мощностью коры в пределах современных океанов условия их формирования остаются тем не менее не вполне ясными [Taylor, 2006]. При обсуждении природы коры в современных океанах необходимо иметь в виду следующее важное обстоятельство. Внутри континентов и на прилегающих к ним шельфах существует ряд осадочных бассейнов, заполненных осадками мощностью ~10—20 км. Сюда относятся, например, Вилюйская, Баренцевская, Прикаспийская и Южно-Каспийская впадины. Судя по очень большой продолжительности погружения коры и огромной мощности осадков ~20 км, три последние структуры подстилаются корой континентального типа, испытавшей погружение в результате перехода габбро в нижней части коры в более плотные гранатовые гранулиты и эклогиты [Артюшков, 2005, 2007; Артюшков, Егоркин, 2005]. Как следует из данных глубинного сейсмического зондирования [Egorkin et al., 1987], в Вилюйской впадине глубиной 13 км под осадками залегает континентальная кора с хорошо выраженным гранитным слоем в ее верхней части. В условиях изостатического равновесия мощность осадков в прогибах (13—20 км) примерно в три раза превышает глубину воды, которая заполнила бы их в отсутствие осадков (4—6 км). Такие глубоководные впадины с глубиной воды, превышающей

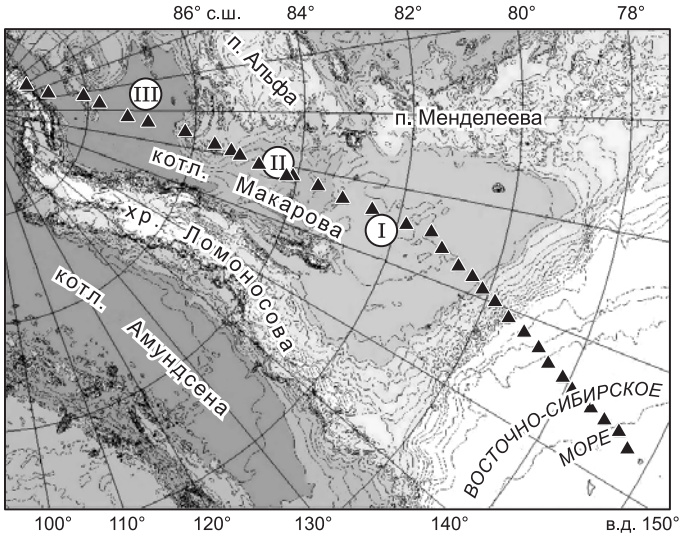

Рис. 1. Основные структуры глубоководной части Арктического океана (по [Буценко и др., 2005] с изменениями).

Треугольники — пункты взрыва на профиле ГСЗ «Трансарктика 1989—1991».

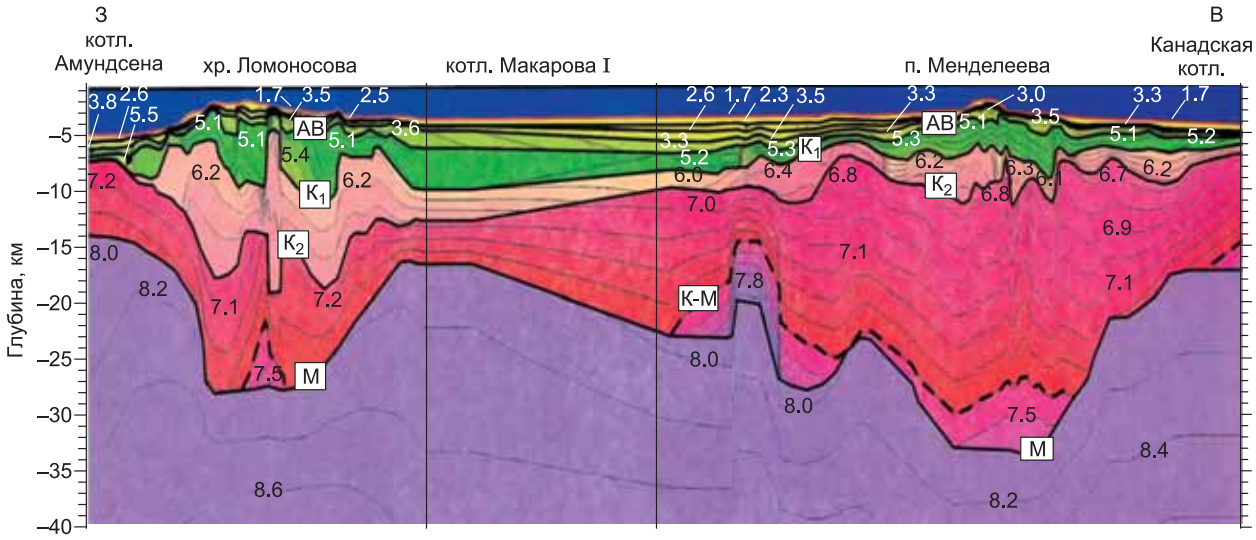

Рис. 2. Строение литосферы вдоль профиля ГСЗ «Трансарктика-1992—Трансарктика-2000» на 82—84° с.ш. [Поселов и др., 2008].

AB — акустический фундамент; K_1 — кровля верхней коры; K_2 — кровля нижней коры; M — раздел Мохо; K—M — слой со скоростями продольных волн (км/с), промежуточными между нижней корой и мантией. По мнению авторов профиля, он представляет собой коромантийную смесь. Согласно интерпретации, приведенной в настоящей работе, это метаморфизованные породы основного состава.

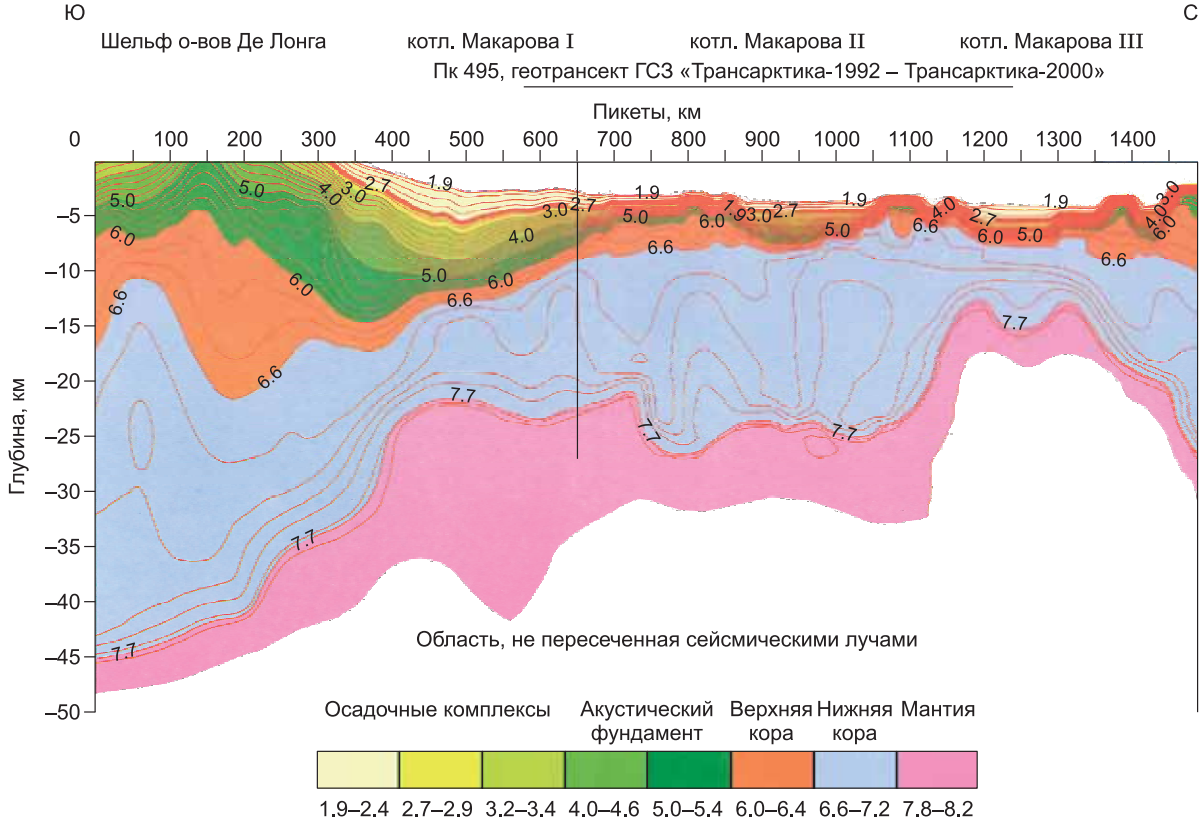

Рис. 3. Строение коры в котловине Макарова по данным глубинного сейсмического зондирования (по [Буценко и др., 2005] с изменениями).

Показаны скорости продольных волн (км/с). Раздел Мохо условно проводится по изолинии 7.7 км/с.

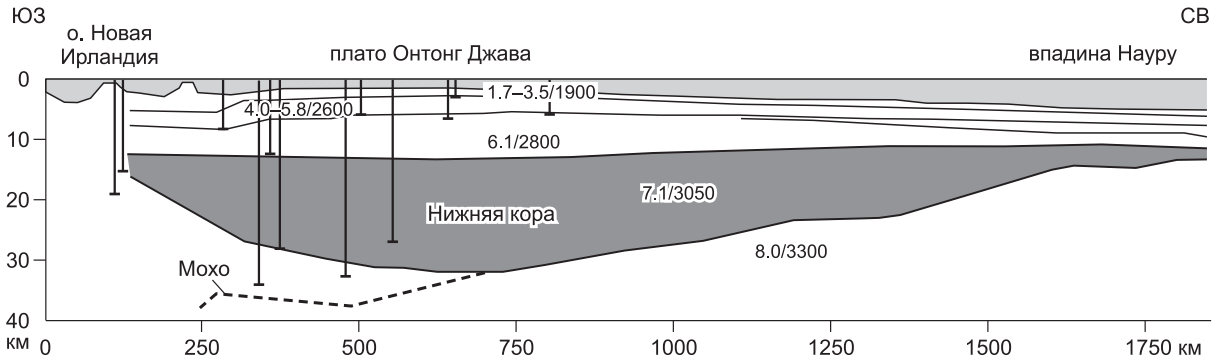

Рис. 4. Строение земной коры на плато Онтонг Джава (с изменениями по [Gladczenko et al., 1997]).

Показаны скорости продольных волн (км/с) и плотность пород (кг/м^3).

ее глубину в Российском секторе Центральной Арктики, формально можно было бы относить к океаническим областям. Возникает вопрос, существуют ли в пределах современных океанов структуры на континентальной коре, испытавшие погружение до океанских глубин вследствие эклогитизации в нижней части коры. В настоящей работе мы рассматриваем с этой точки зрения хр. Ломоносова, поднятие Менделеева и котловину Макарова. Определяется также, могли ли эти структуры образоваться на горячих пятнах внутри океанов. Первые результаты исследований были опубликованы в работах [Артюшков, Поселов, 2009а,б].

ХРЕБЕТ ЛОМОНОСОВА

Как отмечалось, обычно предполагается, что области с повышенной мощностью коры и пониженной глубиной воды в пределах современных океанов подстилаются океанической корой, сформировавшейся на горячих пятнах. Поэтому повышенная мощность коры и присутствие в ней гранитного слоя еще не являются однозначными доказательствами ее континентальной природы. В таком случае можно воспользоваться резким различием в истории развития погружения океанической и континентальной коры. Океаническая кора, образовавшаяся на оси спрединга, погружается в результате охлаждения и термоупругого сжатия коры и мантии в движущейся литосферной плите толщиной ~100 км. Охлаждение занимает период времени $t_0 \sim 80$ млн лет и приводит к увеличению глубины воды от оси разрастающихся хребтов (в среднем $h_в^0 = 2700$ м) по направлению к прилегающим океаническим котловинам, где глубина воды составляет $h_в^1 = 5000 - 5500$ м. Для указанного периода времени изменение глубины воды ($h_в$) во времени (t) хорошо описывается соотношением [Watts, 2001]:

$$h_в = h_в^0 + \left(h_в^1 - h_в^0\right)\left(t/t_0\right)^{1/2}. \qquad (1)$$

Погружение утративших свою активность горячих пятен на океанической коре также обусловлено охлаждением коры и мантии в литосферной плите и происходит по закону того же типа. Оно начинается сразу же после прекращения поступления к пятну из глубины горячего вещества мантийного плюма. Толщина коры на бывших горячих пятнах (до 20—30 км и более) в несколько раз превышает толщину обычной океанической коры (~7 км). Поэтому до начала погружения горячие пятна в океанах обычно располагаются вблизи уровня моря или выше него, а погружаются до глубины, значительно меньшей глубины воды в океанических котловинах. Конечная глубина воды на древних вулканических плато в океанах обычно составляет $h_в^1 \sim 2000 - 3000$ м, как, например, на плато Онтонг Джава и Манихики.

Для горячих пятен, находившихся вначале вблизи уровня моря $\left(h_в^0 \approx 0\right)$, соотношение (1) приобретает вид

$$h_в \approx h_в^1 \left(t/t_0\right)^{1/2}. \qquad (2)$$

Соответствующая этому соотношению красная кривая на рис. 5 построена для случая $t_0 = 80$ млн лет. Погружение быстро развивается в начальной стадии, и уже через 10 млн лет достигается глубина воды $h_в \approx 0.35 h_в^1$, что при $h_в^1 = 2000 - 3000$ м составляет $h_в \approx 700$—1050 м. Через 40 млн лет глубина воды оказывается равной $h_в \approx 0.7 h_в^1 = 1400 - 2100$ м.

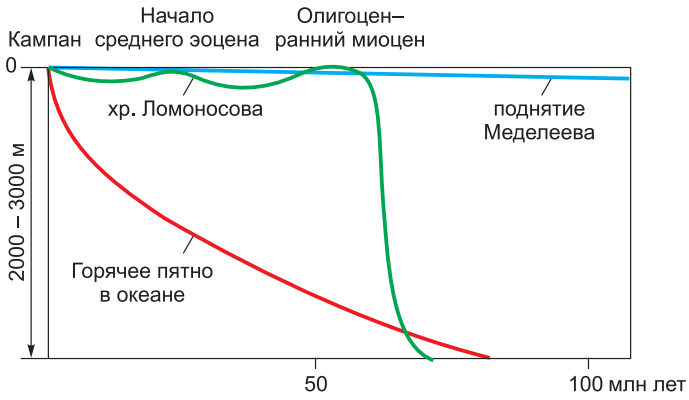

Рис. 5. Изменение во времени глубины воды на остывающем горячем пятне на океанической коре и схематический вид изменения глубины воды на хр. Ломоносова по данным бурения [Moran et al., 2006; Backman et al., 2006; Ким, Глезер, 2007] и на поднятии Менделеева по данным драгирования [Кабаньков, 2004а,б].

Рассмотрим, как развивалось погружение коры на хр. Ломоносова. Скважины, пробуренные вблизи Северного полюса в области с глубиной воды около 1300 м (рис. 6) (экспедиция ACEX-302), позволили построить сводный разрез верхнего этажа осадков толщиной 428 м [Moran et al., 2006; Backman et al., 2006]. В нижней части разреза залегают верхнемеловые отложения кампана, представленные прибрежно-морскими осадками — мелководными песками, песчаниками и глинистыми сланцами. По некоторым данным, в самых низах разреза присутствуют и более ранние мелководные отложения турона [Ким, Глезер, 2007]. Вплоть до олигоцена область скважины оставалась на небольших глубинах, не превышавших ~200 м (зеленая линия на рис. 5). В позднем палеоцене и раннем эоцене, возможно, имело место обмеление бассейна с размывом осадков в подводных условиях. Для олигоцена и раннего миоцена было характерно крайне медленное осадконакопление, а временами и отсутствие осадконакопления. В это время хр. Ломоносова располагался вблизи уровня моря или выше него, подвергаясь денудации.

Для активных горячих пятен на океанической коре (как, например, для Исландского и Гавайского) характерно интенсивное проявление вулканизма с образованием базальтовых покровов толщиной ≥ 1 км [Sobolev et al., 2007; Sigmundsson, Sæmundsson, 2008]. В разрезе глубоководной скважины на хр. Ломоносова какие-либо следы вулканизма отсутствуют. Если здесь и существовало горячее пятно, то к позднему мелу оно уже утратило свою активность. В таком случае увеличение во времени t глубины воды $h_в$ должно было следовать красной линии на рис. 5. К концу раннего миоцена (за ~70 млн лет) литосферная плита почти полностью охладилась бы, и глубина воды на ней достигла бы 2000—3000 м. В действительности в это время хр. Ломоносова еще располагался вблизи уровня моря.

В позднем мелу глубина моря в области скважины была ~200 м. За поздний мел, палеоцен и эоцен здесь накопилось $h_{ос}$~220 м осадков. В условиях изостатического равновесия, характерных для крупных

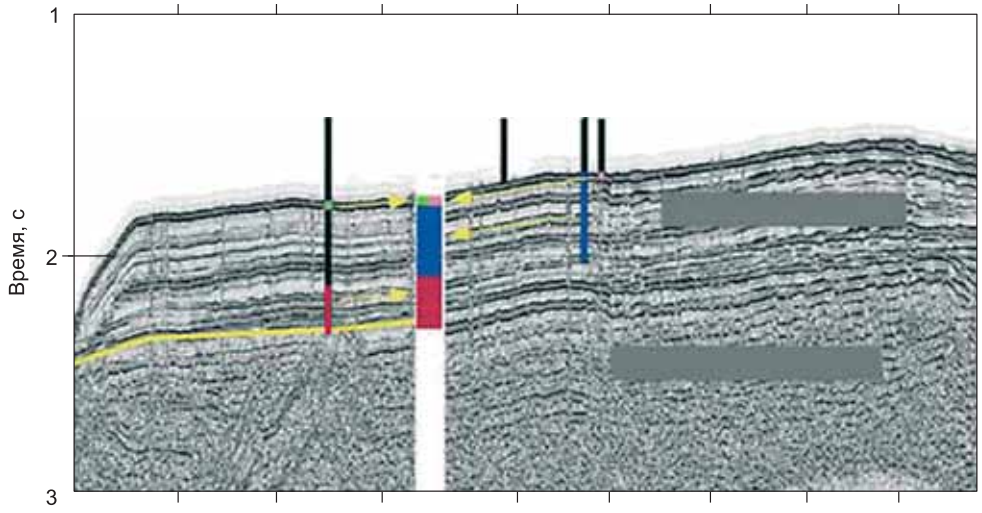

Рис. 6. Сейсмический профиль через западный склон хр. Ломоносова в районе глубоководных скважин, пробуренных на хребте вблизи Северного полюса [Moran et al., 2006].

На горизонтальной оси каждое деление соответствует двумстам пунктам взрывов. Максимальная глубина, достигнутая при бурении, составила 428 м. На сводном разрезе разными цветами показаны интервалы глубин, для которых использовались данные по четырем скважинам. Желтая линия — сейсмическое несогласие, интерпретированное как кровля континентальной коры в меловое время.

областей, образование слоя осадков с плотностью $\rho_{ос}$ и мощностью $h_{ос}$ уменьшает глубину воды на величину

$$\Delta h_в = [(\rho_м - \rho_{ос})/(\rho_м - \rho_в)]h_{ос}, \quad (3)$$

где $\rho_м = 3330$ кг/м^3 — плотность мантии и $\rho_в = 1030$ кг/м^3 — плотность морской воды. При $\rho_{ос} = 1800$ кг/м^3 и $h_{ос} = 220$ м, получаем $\Delta h_в \sim 150$ м. С эоцена в связи с образованием Антарктического ледяного щита могло произойти понижение уровня Мирового океана на ~50 м. Вместе с уменьшением глубины моря на ~150 м за счет осадконакопления это понижение уровня океана вполне могло привести в осушению коры в области скважины. Таким образом, с раннего мела по ранний миоцен здесь не происходило значительного тектонического погружения коры. Для остывающего горячего пятна на океанической коре подобная ситуация невозможна. Оставаться почти на одном и том же уровне в течение ~70 млн лет может только кора континентального типа.

Характерное время охлаждения плиты t_0 пропорционально ее толщине d: $t_0 \sim d^2$. Толщина слоя аномально нагретого материала под горячим пятном может быть выше, чем под обычными плитами океанической литосферы, образовавшимися на осях спрединга. В таком случае значение t_0 для них будет превышать 80 млн лет. Такая ситуация достаточно маловероятна, поскольку горячий материал, находящийся под горячим пятном, должен обладать низкой вязкостью. В этих условиях его корень, расположенный ниже подошвы океанических литосферных плит, не может существовать долго и будет быстро растекаться в стороны. Допустим, тем не менее, что для хр. Ломоносова $t_0 = 160$ млн лет. Тогда, согласно (2), за ~70 млн лет хребет погрузился бы до глубины $h_в \sim 1300$—2000 м. В действительности он оставался примерно на одном и том же уровне.

В среднем миоцене на хр. Ломоносова началось быстрое погружение коры (правая часть зеленой линии на рис. 5). Эродированные осадки верхнего эоцена и нижнего олигоцена были резко перекрыты глубоководными отложениями. Развитие погружения коры с конца раннего миоцена точно неизвестно. Поэтому изменение глубины моря при $t > 70$ млн лет на рис. 5 показано условно. К настоящему времени глубина моря в районе скважины достигла примерно 1300 м.

Как следует из рис. 5, развитие движений коры на хр. Ломоносова, включающее длительную фазу крайне медленного погружения с последующим крупным и быстрым погружением (зеленая линия), прямо противоположно развитию погружения океанической коры на горячем пятне, потерявшем свою активность (красная линия). На остывающем горячем пятне должно наблюдаться прямо противоположное развитие погружения коры: быстрое погружение в начальной фазе с последующим сильным замедлением погружения. Это исключает океаническую природу коры на хр. Ломоносова и указывает на то, что он подстилается корой континентального типа. Быстрые погружения коры с образованием за один или несколько миллионов лет глубоководных впадин на месте мелководного шельфа происходили во многих континентальных областях. Это явление и его природа обсуждаются ниже.

ПОДНЯТИЕ МЕНДЕЛЕЕВА

В этой области глубоководное бурение еще не проводилось. Предполагается [Lawver et al., 2002], что в отличие от хр. Ломоносова, эта структура с сильно повышенной мощностью коры (см. рис. 2) представляет собой след на океанической коре горячего пятна, с которым были связаны мощные излияния траппов на Сибирской платформе на рубеже перми и триаса. В последней области площадью ~10^6 км^2 излияния траппов представляли собой кратковременное событие, продолжавшееся не более 1 млн лет [Старосельцев, 1989; и др.]. Поднятие Менделеева расположено на расстоянии 1700 км от северо-восточной границы распространения сибирских траппов [Старосельцев, 1989; Соболев и др., 2009]. Проявления базальтового вулканизма между этими двумя областями не обнаружены. Более того, океаническая природа коры на поднятии Менделеева не подтверждается и данными драгирования. Для поднятия Менделеева характерен неровный рельеф с эрозионными структурами высотой от нескольких сотен метров до километра (рис. 7). Склоны таких структур служат источником многочисленных обломков пород размером до 30—40 см. В 2000 г. на 82° с.ш. они были подняты в ряде мест драгами, дночерпателями и грунтовыми трубками [Кабаньков и др., 2004а,б; Кабаньков, Андреева, 2008]. Большинство образцов представлены доломитами, образовавшимися в лагунных обстановках, глинистыми известняками, а также песчаниками и алевролитами, формировавшимися в крайне мелководных высокодинамичных условиях; 8—10 % образцов составляют диабазы и граниты. Такой комплекс пород соответствует типичным платформенным условиям. Многочисленные обломки базальтов, характерные для древних горячих пятен, покрытых слоем базальтов в несколько километров, здесь не обнаружены.

Появление каменного материала на дне Северного Ледовитого океана обычно связывают с его разносом льдами кругового Бофортского течения [Bischof et al., 1996; и др.]. Предполагается, что материал захватывается с Северной Гренландии и Канадского Арктического архипелага, где распространены

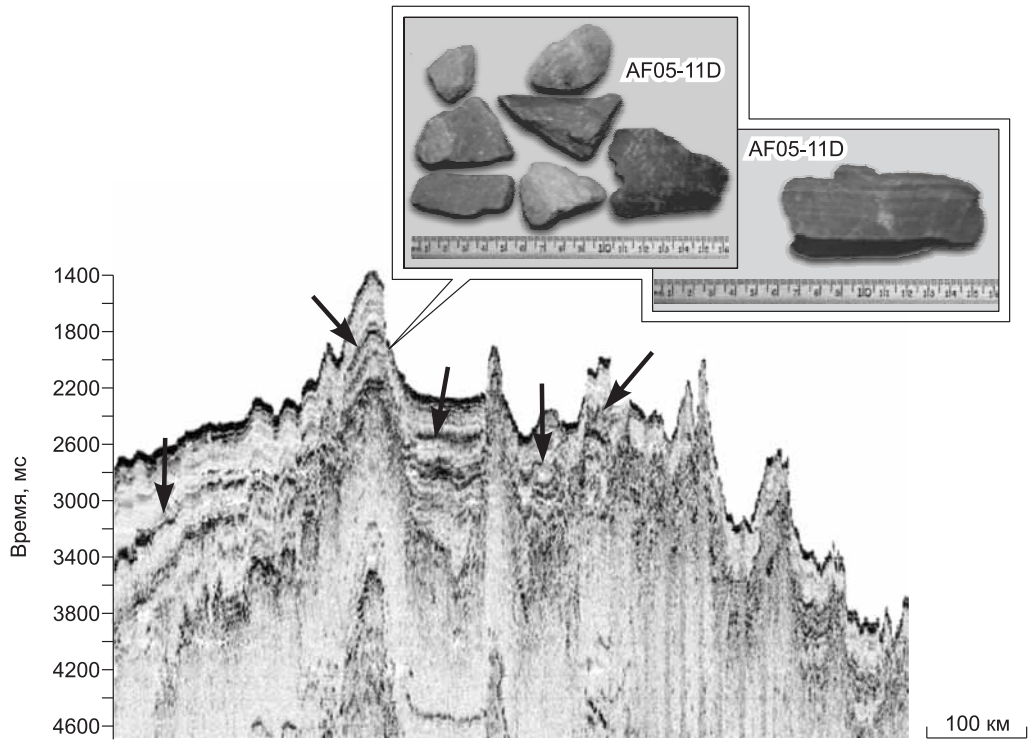

Рис. 7. Сейсмический разрез через поднятие Менделеева на 82° с.ш. и донно-каменный материал, отобранный с крутого эскарпа дна (с изменениями по [Буценко, Поселов, 2006]).

Стрелками указано региональное несогласие между мелководными отложениями эоцена и олигоцена и глубоководными осадками среднего миоцена.

складчатые образования Иннуитской системы, а также метаморфические породы и эффузивы. На поднятии Менделеева все эти породы на дне моря и в верхних нескольких метрах осадков отсутствуют. Более того, ледовый разнос должен сопровождаться выпадением каменного материала по всей площади Арктического бассейна. В действительности многочисленные обломки пород распространены на дне моря только вблизи положительных структур с крутыми склонами. В обширных областях с плоским и ровным дном, где скальные породы перекрыты осадками, крупные обломки пород отсутствуют. Так, например, трехлетние фотонаблюдения в Канадской котловине не обнаружили там ни одного крупного валуна [Карсола и др., 1964]. Эти данные исключают ледовый разнос как причину появления крупных обломков пород на дне моря на поднятии Менделеева и указывают на их местное происхождение [Кабаньков и др., 2004б].

Отбор образцов с обильными остатками фауны на склонах возвышенности имени НЭС «Академик Федоров» высотой около 800 м обнаружил закономерное увеличение возраста пород вниз по склону — от ранней перми до позднего силура [Кабаньков и др., 2004б], что позволило построить соответствующий разрез осадков (рис. 8). За указанную эпоху продолжительностью ~190 млн лет в лагунных и мелководных высокодинамичных обстановках здесь накопилось 400—500 м крайне мелководных осадков платформенного типа. Как следует из соотношения (3), в отсутствие этих осадков при их средней плотности $\rho_{ос} = 2500$ кг/м^3 и в условиях изостатического

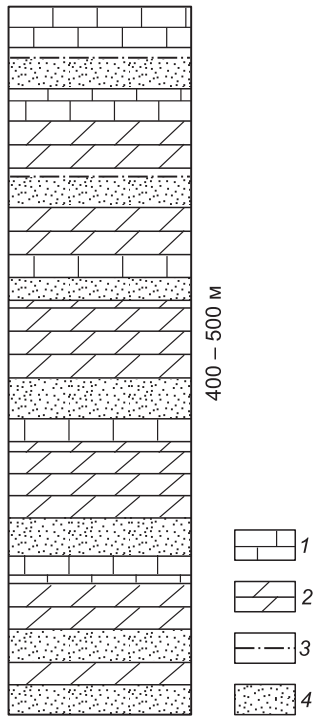

Рис. 8. Предполагаемый разрез отложений верхнего силура—нижней перми, построенный по данным анализа донно-каменного материала на поднятии Менделеева (с изменениями по [Кабаньков, Андреева, 2008]).

1 — известняки, *2* — доломиты, *3* — алевролиты, *4* — песчаники.

равновесия глубина воды достигла бы ~140—180 м. Тектоническое (не нагруженное осадками) погружение коры за 100—110 млн лет условно показано синей линией на рис. 5. С позднего силура по раннюю пермь интенсивный базальтовый вулканизм в рассматриваемой области не проявлялся, откуда следует, что активного горячего пятна в это время здесь не было. Если на поднятии Менделеева горячее пятно существовало бы до начала погружения, то через ~80 млн лет после прекращения подпитки снизу горячим материалом охлаждающаяся литосфера погрузилось бы до глубины ~2000—3000 м. Оставаться в течение ~190 млн лет вблизи уровня моря могла только кора континентального типа. Таким образом, континентальная кора существовала на поднятии Менделеева еще в палеозое. Если на поднятии и имели место излияния лав в более поздние эпохи, например в мезозое или кайнозое, то они происходили уже на типичной континентальной коре, сформировавшейся не позднее, чем в среднем палеозое.

КРУПНОЕ НЕОГЕНОВОЕ ПОГРУЖЕНИЕ, СИНХРОННОЕ ВО ВСЕХ РАССМАТРИВАЕМЫХ ОБЛАСТЯХ

Смена фаций на хр. Ломоносова в конце раннего миоцена привела к образованию выраженного эрозионного несогласия (рис. 9). Региональное несогласие между размытыми отложениями различного возраста, в разных местах от верхнего эоцена до нижнего миоцена, наблюдается здесь в ряде областей, везде сохраняя свой облик. Оно прослеживается также к западу в котловину Амундсена и к востоку в котловину Макарова. Несогласие этого возраста присутствует и в осадочном чехле поднятия Менделеева (см. рис. 7), прослеживается в ряде областей на профиле ГСЗ вдоль котловины Макарова от континентального склона Восточно-Сибирского моря до Северного полюса (см. рис. 3).

Существование регионального эрозионного несогласия указывает на то, что в раннем миоцене вся рассматриваемая область, включающая хр. Ломоносова, поднятие Менделеева и котловину Макарова, располагалась на очень небольших глубинах, а местами выше уровня моря. Данные структуры 16 млн лет назад были вовлечены в быстрое погружение, что привело к образованию обширной глубоководной впадины. Как именно это погружение развивалось во времени, по имеющимся данным определить не удается, но к настоящему времени глубина воды в области скважины на хр. Ломоносова достигла 1300 м. Его склоны, как и поднятие Менделеева, погрузились до глубины 2000 м и более. В котловине Макарова глубина воды достигла 2800—3800 м.

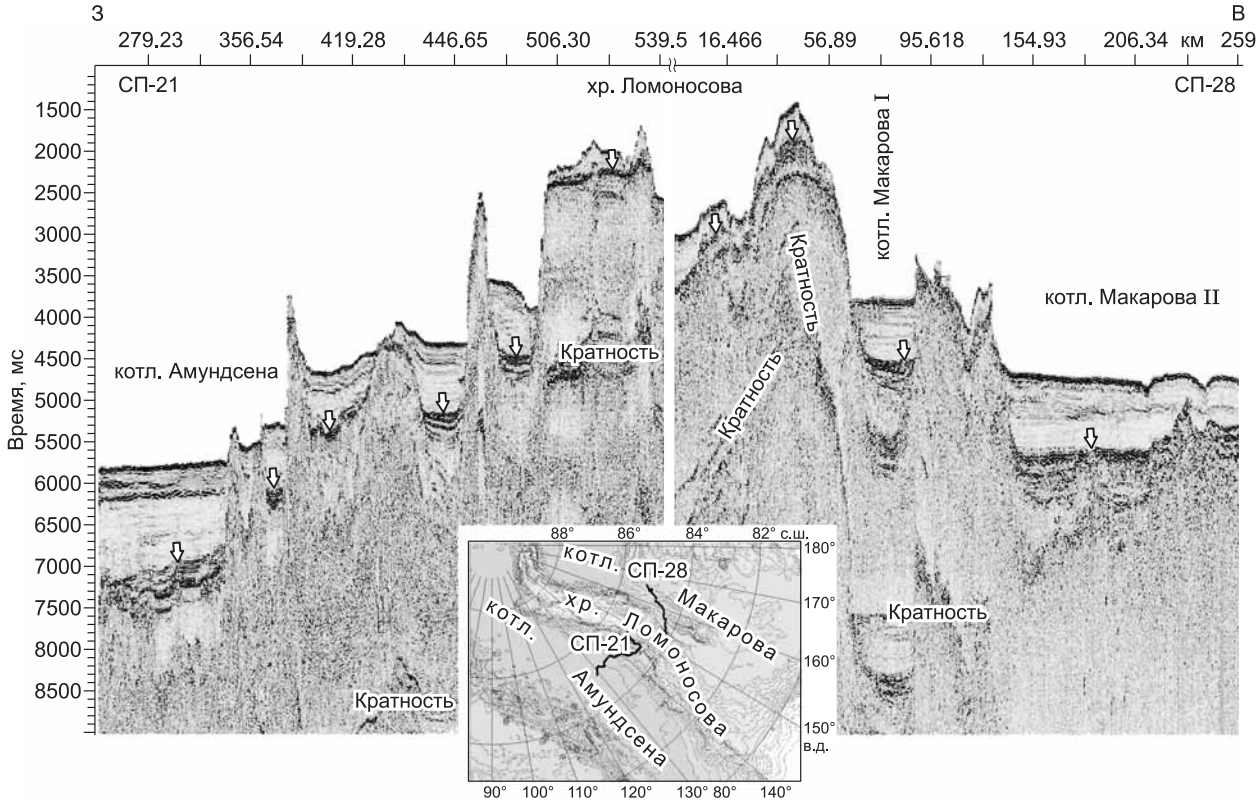

Рис. 9. Региональное несогласие (стрелки) между осадками верхнего эоцена—нижнего олигоцена и среднего миоцена в котловине Амундсена, на хр. Ломоносова и в западной части котловины Макарова (по [Буценко, 2008] с изменениями).

В отсутствие буровых данных можно в принципе допустить, что перед началом быстрого погружения в конце раннего миоцена в котловине Макарова и на поднятии Менделеева существовало обширное горячее пятно. При этом на поднятии Менделеева интенсивный вулканизм должен был проявиться на древней коре континентального типа. Судя по широкому развитию регионального эрозионного несогласия, в раннем миоцене обе области располагались вблизи уровня моря. Горячие пятна, находившиеся вначале на одном уровне, после прекращения активности должны погружаться примерно одинаковым образом. При одновременном прекращении активности глубина воды в погружающихся областях будет примерно одинаковой, т.е. эти области будут представлять собой глубоководное плато. В действительности на поднятии Менделеева глубина воды сильно изменяется по площади, от 1400 м на его оси до 2—3 км на склонах. В котловине Макарова глубина воды достигает 2.8—3.8 км. Сильная неоднородность погружения исключает формирование данных структур в результате охлаждения литосферы на горячем пятне, существовавшем в них в олигоцене и раннем миоцене.

КОТЛОВИНА МАКАРОВА

Континентальная природа коры на хр. Ломоносова и на поднятии Менделеева доказывается их длительным расположением вблизи уровня моря в отсутствие вулканизма. По отношению к котловине Макарова аналогичный подход не может быть использован ввиду отсутствия данных о развитии в ней погружения коры в позднем мелу и палеогене. Можно, однако, утверждать, что в раннем миоцене котловина также располагалась вблизи уровня моря и подвергалась эрозии, что хорошо видно, например, на профиле рис. 10. Рассмотрим, могла ли эта впадина возникнуть на океанической коре, образовавшейся на горячем пятне. Котловина Макарова условно подразделяется на три впадины: котловину I, прилегающую к шельфу Восточно-Сибирского моря, и расположенные далее к северу котловины II и III. С разделом Мохо на профиле ГСЗ (см. рис. 3) сопоставляется изолиния скорости продольных волн, примерно соответствующая значению $V_P = 7.8$ км/с. В таком случае, толщину коры под осадками, залегающими над региональным несогласием в котловинах Макарова I, II и III, можно оценить соответственно как

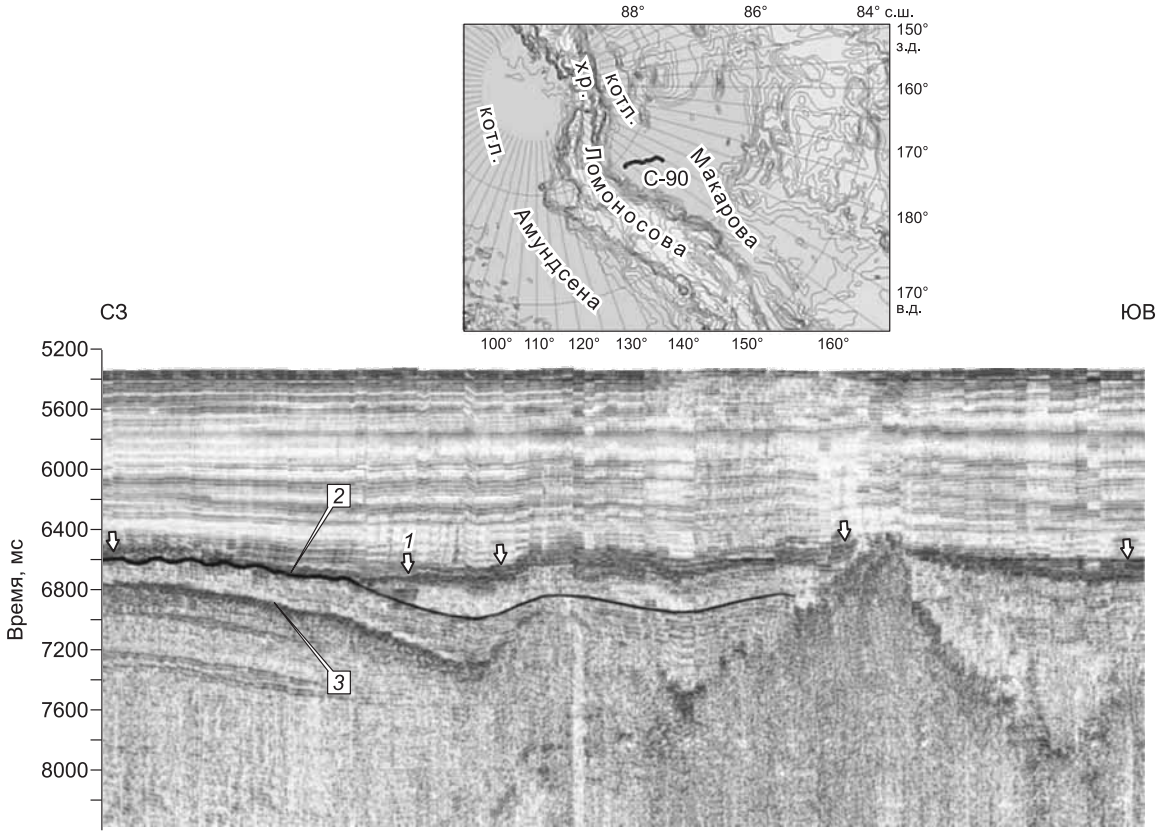

Рис. 10. Эрозионный срез в олигоцене и раннем миоцене нижнего этажа осадков в котловине Макарова (по [Буценко, 2008] с изменениями).

1 — региональное несогласие; *2* — эрозионный срез осадочных пород, подстилающих региональное несогласие; *3* — акустический фундамент. Длина профиля 92 км.

$h_к$ = 16—20, 20—23 и 9—10 км. Как следует из условия изостатического равновесия, конечная глубина воды $h^1_в$, достигаемая после полного охлаждения коры и мантии на остывшем горячем пятне, составляет

$$h^1_в = h^0_в - \left[\left(\rho_м - \rho^0_к\right)/\left(\rho_м - \rho_в\right)\right]\left(h_к - h^0_к\right). \quad (4)$$

Здесь $h^0_к = 7$ км — средняя толщина океанической коры, $\rho^0_к = 2900$ кг/м^3 — ее средняя плотность и $h^0_в = 5000 - 5500$ м — глубина воды в океанических котловинах за пределами разрастающихся хребтов. Тогда для котловины Макарова I при $h_к$ = 16—20 км получаем конечную глубину воды на охладившемся горячем пятне $h^1_в = 2.6 - 3.8$ км. Судя по отсутствию в раннем миоцене вулканического материала на прилегающем хр. Ломоносова, интенсивный вулканизм в котловине в это время не проявлялся. В таком случае погружение коры в ней, начавшись 16 млн лет назад, должно было происходить по закону (2) (см. рис. 5, красная кривая). С начала погружения в данной области в конце раннего миоцена прошло 16 млн лет. Подставляя это значение в качестве t в (2) вместе с t_0 = 80 млн лет, находим, что в отсутствие осадконакопления современная глубина воды в котловине достигла бы значения $h_в = 1.2 - 1.7$ км. Над региональным несогласием в котловине залегают $h_{ос}$ = 2—3 км неогеновых осадков. Как следует из соотношения (3), при плотности $\rho_{ос}$ = 2200 кг/м^3 их накопление уменьшило глубину воды на $\Delta h_в$ = 1.0—1.5 км. В результате глубина воды в котловине Макарова I достигла бы ~0.2 км, т.е. здесь существовал бы шельф. В действительности глубина воды в данной области составляет 2.8 км (см. рис. 3). На остывающей океанической литосфере такое крупное погружение коры за 16 млн лет было бы невозможным.

В котловине Макарова II толщина коры под неогеновыми осадками $h_к$ = 20—23 км. Согласно (4), это дает $h^1_в = 2.0 - 3.1$ км. Как следует из (2), на остывающем горячем пятне современная глубина воды была бы $h_в$ = 0.9—1.4 км. Мощность осадков над региональным несогласием составляет здесь примерно 1 км. Согласно соотношению (3), при $\rho_{ос}$ = 2200 кг/м^3 их накопление уменьшило глубину воды на $\Delta h_в$ = 0.5 км. В результате глубина воды на охлаждающемся горячем пятне в котловине II составляла бы 0.4—0.9 км. В действительности глубина воды на профиле рис. 3 в этой области равна 3.8 км.

Наименьшая мощность коры под осадками среднего миоцена—плейстоцена $h_к$ = 9—10 км характерна для котловины Макарова III. Как следует из (4), для данной области $h^1_в = 4.4 - 5.1$ км. В отсутствие осадконакопления после начала быстрого погружения современная глубина воды была бы равна 2.0—2.3 км. При мощности осадков над региональным несогласием $h_{ос}$ = 0.8—1.4 км глубина воды на остывающем горячем пятне составляла бы ~1.6 км. Это значительно меньше глубины воды 3.8 км, характерной для данной котловины.

Как показывают приведенные оценки, крупное погружение в котловине Макарова за последние 16 млн лет не могло произойти за счет охлаждения океанической коры и мантии на остывающем горячем пятне. Отсюда следует, что, как хр. Ломоносова и поднятие Менделеева, котловина подстилается корой континентального типа.

ОТСУТСТВИЕ СИЛЬНОГО РАСТЯЖЕНИЯ ЛИТОСФЕРЫ

Быстрые высокоамплитудные погружения континентальной коры могут быть обусловлены сильным растяжением литосферы [Artemjev, Artyushkov, 1971; McKenzie, 1978], либо эклогитизацией — переходом габбро в нижней коре в более плотные гранатовые гранулиты и эклогиты [Артюшков, 1993, 2005, 2007; Артюшков, Егоркин, 2005; и др.]. Сильное растяжение приводит к образованию системы наклонных блоков шириной обычно от нескольких до десятков километров. Блоки разделяются крупными сбросами, вдоль которых наблюдаются большие смещения одновозрастных слоев [Le Pichon, Sibuet, 1981]. Такие структуры существуют в ряде областей, например, в грабенах Центральный и Викинг в Северном море (рис. I.23 в [Артюшков, 1993]). Допустим, что начальная толщина коры в рассматриваемой области была такая же, как в большинстве платформенных областей: $h^0_к = 40$ км. В котловине Макарова на рис. 3 толщина коры над разделом Мохо составляет $h^1_к = 12 - 20$ км. Если над этим разделом залегает кора, испытавшая сильное растяжение, то его интенсивность $\beta = h^0_к / h^1_к$ должна быть очень велика: β = 2.0—3.3. Угол наклона ограниченных разломами блоков (θ) связан с β-фактором соотношением [Le Pichon, Sibuet, 1981]

$$\beta \approx \sin\varphi / \sin(\varphi - \theta), \quad (5)$$

где φ — начальный угол падения сбросов, т.е. их угол падения до наклона блоков. Как следует из этого соотношения, при типичных значениях φ ~ 50° и интенсивности растяжения β = 2.0—3.3 ограниченные разломами блоки должны быть наклонены на весьма значительные углы θ = 27—37°.

На многочисленных сейсмических профилях через хр. Ломоносова, поднятие Менделеева и котловину Макарова осадочный чехол распадается на отдельные глубокие ванны (см., например, рис. 6, 7, 9 и 10). Сильно наклоненные блоки, разделенные крупными сбросами, в них не наблюдаются. В пределах этих ванн как рефлектор позднеолигоценового-раннемиоценового эрозионного несогласия, так и распо-

ложенные ниже слои осадков почти непрерывны, что указывает на отсутствие сильного растяжения. Это особенно хорошо видно на многочисленных детальных профилях, таких как профиль рис. 10.

ПОГРУЖЕНИЕ КОРЫ ВСЛЕДСТВИЕ ЭКЛОГИТИЗАЦИИ

В отсутствие сильного растяжения, быстрое и крупное погружение коры с конца раннего миоцена на хр. Ломоносова, на поднятии Менделеева и в котловине Макарова следует связывать с переходом габбро в нижней коре в эклогиты, более плотные, чем мантийные перидотиты. Погружения с образованием за один или несколько миллионов лет глубоководных впадин на месте мелководного шельфа или низкой суши происходили во многих континентальных областях. Примерами могут служить Западная Сибирь в конце поздней юры, Прикаспийская впадина в начале позднего девона, Южно-Каспийская впадина в плиоцен-четвертичное время и ряд других структур [Артюшков, 1993, 2005, 2007, 2010; Артюшков, Егоркин, 2005]. Быстрый метаморфизм обычно развивается, когда в нижнюю кору проникают активные флюиды из небольших мантийных плюмов, поступивших к подошве литосферы. На подход такого плюма под хр. Ломоносова, поднятием Менделеева и котловиной Макарова может указывать их осушение с формированием регионального эрозионного несогласия в олигоцене и раннем миоцене. Скорости продольных волн в эклогитах примерно такие же, как в мантии [Соболев, Бабейко, 1994; Sobolev, Babeiko, 1994]. Поэтому, несмотря на то, что по своему составу эти породы относятся к земной коре, по сейсмическим данным они должны помещаться под разделом Мохо. Условия, при которых в нижней части континентальной коры оказывается возможным образование эклогитов, рассмотрены в работах [Кориковский, 2005, 2009]. Обозначим среднюю плотность эклогитов через $\rho_э$, а плотность габбро, из которого они образовались, — через $\rho_{гб}$. В крупных структурах кора должна быть близка к состоянию локальной изостазии. В этих условиях для образования на месте мелководного шельфа впадины с глубиной воды $h_в$ должен образоваться слой эклогитов толщиной

$$h_э = (\rho_{гб}/\rho_м)[(\rho_м - \rho_в)/(\rho_э - \rho_{гб})]h_в. \quad (6)$$

Как следует из проведенного выше рассмотрения, в отсутствие осадков верхнего миоцена и плейстоцена, перекрывающих региональное несогласие, глубина воды в котловинах Макарова I, II и III была бы равна соответственно $h_в = 3.8$—4.3, 4.3 и 4.2—4.5 км. Полагая $\rho_{гб} = 2930$ кг/м^3 и $\rho_э = 3500$—3600 кг/м^3, при этих значениях $h_в$ для котловин Макарова I, II и III из (6) находим: $h_э = 11$—15, 13—15 и 13—16 км. В отсутствие эклогитов под разделом Мохо данные структуры располагались бы на значительно меньших глубинах. Более того, как следует из рис. 3, в котловине II толщина коры в 1.8 раза больше, чем в котловине III, но глубина воды в данных областях примерно одинакова. Это указывает на большие латеральные неоднородности плотности, обусловленные неравномерным проявлением метаморфизма в породах основного состава, расположенных под разделом Мохо.

Мощность слоя габбро, из которых образовались эклогиты, равна

$$h_{гб} = (\rho_э/\rho_{гб})h_э. \quad (7)$$

Для котловин I, II и III она составляет $h_{гб} = 13$—18, 16—18 и 16—20 км. Эти значения представляют собой максимально возможные мощности габбро, испытавшего быстрый метаморфизм с позднего миоцена и залегающего под разделом Мохо (см. рис. 3). Этот раздел здесь условно проводится по изолинии скоростей продольных волн 7.7 км/с. В нижней части коры на данном профиле существует слой со скоростями 7.2—7.7 км/с. В нем происходит постепенное увеличение с глубиной степени метаморфизма и плотности пород основного состава. Поэтому мощность расположенного под разделом Мохо слоя эклогитов должна быть несколько меньше приведенных выше значений.

ПЛАТО ОНТОНГ ДЖАВА

Типичной структурой, образовавшейся на горячем пятне в океане, считается плато Онтонг Джава [Taylor, 2006; Gladczenko et al., 1997; и др.]. Представляет интерес сравнить данную структуру с хр. Ломоносова и поднятием Менделеева. Плато Онтонг Джава площадью 1.6 млн км^2 расположено вблизи экватора в западной части Тихого океана. Над прилегающими океаническими областями оно возвышается примерно на 2 км. В верхней части коры толщиной до 32—33 км здесь залегает слой со скоростями $V_P = 6.1$ км/с толщиной до 5—7 км (см. рис. 4). В нижней части коры толщиной до 18 км, в интерпретации сейсмических данных, приведенных на данном рисунке, $V_P = 7.1$ км/с. Такая кора, включающая гранитный ($V_P = 6.1$ км/с) и базальтовый ($V_P = 7.1$ км/с) слои, в принципе, может соответствовать и континентальному типу. Данное предположение было сделано ранее [Nur, Ben Abraham, 1982]. В дальнейшем, однако, большинство исследователей высказалось в пользу образования плато при подъеме плюма к океанической литосфере. При таком объяснении остается много неясных вопросов (см., например [In-

gle, Coffin, 2004]). Горячие пятна обычно оставляют за собой длинный след мощных вулканических излияний, «прочерченный» на дрейфующей плите квазистационарным восходящим потоком горячего вещества в мантии. Типичным примером является Гавайское горячее пятно. Такой след в Тихом океане к востоку от плато Онтонг Джава, дрейфующего к западу, отсутствует. Основные излияния базальтов происходили на плато в глубоководных условиях, в то время как на других горячих пятнах вулканизм обычно проявлялся в субаэральных условиях.

Высказывалось предположение, что плато Онтонг Джава возникло в результате падения в океан астероида размером 10—20 км [Ingle, Coffin, 2004]. При этом допускалось, что астероид пробил океаническую литосферу с возрастом 20 млн лет, что привело к интенсивному плавлению астеносферы. Множество крупных импактных структур хорошо изучено в континентальных областях [Фельдман, 1990; French, 1998; Василевский, 2007; и др.]. Глубина кратеров в них обычно не превышает нескольких километров, а ударный метаморфизм распространяется до глубины не более 10 км. Поэтому пробой астероидом океанической литосферы толщиной 40—50 км является крайне маловероятным, что подтверждается и результатами математического моделирования [Катастрофическое…, 2005]. Более того, основные излияния лав на плато произошли около 120 млн лет назад в раннем апте. Для данной эпохи неизвестно крупное глобальное событие с вымиранием многих видов фауны, как это имело место после падения мексиканского астероида с образованием кратера Чиксулуб на рубеже мела и палеогена.

Весьма необычной особенностью плато Онтонг Джава является понижение под ним скоростей поперечных волн в мантии в области шириной 1200 км и до глубины 300 км [Richardson et al., 2000; Gomer, Okal, 2003]. Понижение скоростей составляет примерно 5 % по сравнению с прилегающими областями с древней океанической литосферой. За счет аномального нагрева вещества для этого потребовалось бы повышение температуры мантии на 500—700 °С. В действительности тепловые потоки на плато типичны для древней океанической литосферы. Более того, аномальное тело характеризуется не повышенным, а пониженным затуханием поперечных волн, характерным для континентальных областей с мощной литосферой. Поэтому авторы указанного исследования связывают пониженные скорости в мантии под плато Онтонг Джава с ее аномальным составом. Скорее всего, эти изменения состава мантии произошли во время выплавления из нее базальтов, изливавшихся на поверхность.

Основные излияния базальтов произошли на плато около 120 млн лет назад. За это время дрейфующее плато переместилось на ~10 000 км по отношению к тому месту, где проявились начальные излияния при подходе к литосфере мантийного плюма. Отсюда следует, что мантийный корень глубиной до 300 км все это время дрейфовал вместе с плато Онтонг Джава. Судя по данным о расщеплении *S*-волн, в настоящее время этот твердый киль остается жестко связанным с плато, дрейфующим на северо-запад, и обтекается течениями в астеносферном слое в прилегающих областях [Klosko et al., 2001]. Для океанических областей такая ситуация крайне необычна. Толщина океанических литосферных плит не превышает ~100 км. Дрейфуя по поверхности Земли, они удаляются на тысячи километров от неоднородностей в нижележащей астеносфере, подстилавших плиты во время их формирования.

На холодных древних платформах мощность континентальной литосферы достигает нескольких сотен километров [Artemieva, 2009], и вместе с ней дрейфуют мантийные неоднородности, расположенные в пределах этого слоя. Примерами могут служить низкоскоростные тела под базальтовым плато Парана [van Decar et al., 1995] и под трапповым плато в Северо-Западной Индии [Kennet, Widiyantoro, 1999]. Существование мантийного киля глубиной ~300 км под плато Онтонг Джава с большой вероятностью указывает на его континентальную природу. Нельзя исключить, что и некоторые другие структуры с корой повышенной толщины, расположенные в современных океанах и считающиеся типичными океаническими образованиями, в действительности относятся к континентальному типу. В таком случае их сравнение с хр. Ломоносова и поднятием Менделеева будет свидетельствовать скорее не против, а в пользу континентальной природы последних.

Таким образом, плато Онтонг Джава вполне может оказаться микроконтинентом, вмороженным в Западно-Тихоокеанскую плиту. Погружение этого блока до глубины ~2 км могло быть обусловлено переходом габбро в нижней части базальтового слоя в более плотные эклогиты. Для проверки данной гипотезы необходимо пробурить слой базальтов на склоне плато, где его мощность понижена до ~2 км.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В Российском секторе центральной части Арктического бассейна под слоем воды толщиной 1—4 км расположены хр. Ломоносова и поднятие Менделеева, разделяемые котловиной Макарова (см. рис. 1). На основной части площади земная кора здесь значительно толще (20—30 км, см. рис. 2, 3), чем на большей части площади Мирового океана (~7 км), и включает гранитный слой мощностью от нескольких до ~12 км. Эти особенности строения коры позволяют отнести ее к континентальному типу [Поселов и др., 2008]. Области с близким строением коры существуют и в других океанических областях. Сюда относятся, например, Исландское горячее пятно [Allen et al., 2002], плато Онтонг Джава в

Тихом океане [Gladczenko et al., 1997] и плато Альфа, расположенное на продолжении поднятия Менделеева [Asudeh et al., 1988]. Плато Онтонг Джава и Альфа считаются реликтами древних горячих пятен. Поэтому предполагается, что поднятие Менделеева также представляет собой след древнего горячего пятна [Lawver et al., 2002]. Аналогичным образом котловина Макарова и хр. Ломоносова, в принципе, могут рассматриваться как структуры, образовавшиеся на древних горячих пятнах. Таким образом, сейсмические данные, взятые в отдельности, еще не позволяют уверенно относить включающую гранитный слой кору с повышенной мощностью в современных океанах к континентальному или океаническому типу.

Для определения природы коры в таких областях могут быть использованы данные об истории развития ее погружения. В эпохи проявления интенсивного вулканизма большинство активных горячих пятен в океанических областях располагалось выше уровня моря. После прекращения притока горячего материала мантийного плюма, в результате охлаждения коры и мантии начиналось погружение коры (красная линия на рис. 5). Оно развивалось по тому же закону, что и погружение океанической коры, образовавшейся на осях спрединга [Coffin, 1992]. В областях, располагавшихся вначале вблизи уровня моря, погружение продолжалось в течение ~80 млн лет, и его скорость, вначале очень высокая, быстро уменьшалась во времени.

Судя по данным глубоководного бурения, в позднем мелу, палеогене и раннем миоцене хр. Ломоносова располагался вблизи уровня моря, и вулканизм на нем не проявлялся [Moran et al., 2006; Backman et al., 2006; Ким, Глезер, 2007]. Отсюда следует, что если здесь раньше и существовало горячее пятно, то к позднему мелу оно утратило свою активность. Тем не менее в указанную эпоху в течение ~70 млн лет хребет почти не погружался, оставаясь вблизи уровня моря (зеленая линия на рис. 5). За такое время бывшее горячее пятно на океанической коре погрузилось бы до глубины ~2—3 км. Столь долго оставаться вблизи уровня моря могла только кора континентального типа. В олигоцене и раннем миоцене хр. Ломоносова располагался вблизи уровня моря, а местами и выше него. В эту эпоху было сформировано региональное эрозионное несогласие, четко прослеживающееся на сейсмических профилях (см. рис. 9).

Быстрое погружение хребта с образованием глубоководной впадины началось в конце раннего миоцена (правая часть зеленой линии на рис. 5), когда погружение остывающей океанической литосферы уже практически завершилось бы. Погружения такого типа происходили во многих осадочных бассейнах на континентах, например в Тимано-Печорской и Прикаспийской впадинах в позднем девоне, а также в Западной Сибири, Карском и Баренцевом морях в конце юры [Артюшков, 1993, 2005, 2007, 2010; Артюшков, Егоркин, 2005]. Они были обусловлены быстрой эклогитизацией в нижней части коры при поступлении в нее флюида из небольших мантийных плюмов. Расположение хр. Ломоносова вблизи уровня моря в течение, по крайней мере, 70 млн лет с последующим быстрым образованием глубоководной впадины несовместимо с существованием под ним коры океанического типа. Эти данные указывают на то, что хребет подстилается континентальной корой. Судя по отсутствию крупных и многочисленных сбросов в осадочном чехле, растяжение литосферы на нем в неогене не проявлялось. В таких условиях быстрое высокоамплитудное погружение, как и во многих других континентальных областях, можно связать с переходом габбро в нижней коре в более плотные эклогиты при инфильтрации флюида из небольшого мантийного плюма [Артюшков, 1993, 2005, 2007, 2010; Артюшков, Егоркин, 2005].

По данным драгирования [Кабаньков и др., 2004а,б], поднятие Менделеева в отсутствие вулканизма с позднего силура по раннюю пермь не испытало значительного погружения (синяя линия на рис. 5). В условиях крайне медленного мелководного осадконакопления оно оставалось вблизи уровня моря в течение 190 млн лет. Судя по существованию на поднятии регионального эрозионного несогласия (см. рис. 7) [Буценко, Поселов, 2006; Буценко, 2008], в олигоцене и раннем миоцене оно также располагалось вблизи уровня моря. Быстрое погружение с образованием глубоководной впадины началось здесь в конце раннего миоцена. Как и для хр. Ломоносова, длительное расположение поднятия Менделеева вблизи уровня моря вместе с его быстрым погружением в неогене указывают на континентальную природу коры в данной области.

Региональное эрозионное несогласие четко прослеживается и в котловине Макарова, в олигоцене и раннем миоцене также располагавшейся вблизи уровня моря (см. рис. 10) [Буценко, 2008]. С конца раннего миоцена котловина испытала погружение с образованием впадины с глубиной воды 2800—3800 м. Амплитуда новейшего погружения в данной области в несколько раз превышает то погружение, которое за последние 16 млн лет произошло бы на охлаждающейся океанической литосфере на бывшем горячем пятне. Значительного растяжения коры на сейсмических профилях в котловине не наблюдается (см. рис. 10). В этих условиях крупное и быстрое погружение могла испытать только континентальная кора, в нижней части которой произошла эклогитизация при инфильтрации флюида. Для обеспечения наблюдаемого погружения, уплотнение должно было охватить слой пород основного состава толщиной ~10—20 км.

Таким образом, во всей рассматриваемой области история развития погружения была типична для континентальной коры и не характерна для коры океанического типа. При заполнении здесь осадками глубоководных впадин, с учетом изостатического погружения коры под их нагрузкой, сформировались бы осадочные бассейны с глубинами от нескольких до 15—18 км. Такие бассейны существуют во многих областях внутри континентов и на их окраинах. Сюда относятся Прикаспийская, Южно-Каспийская и Баренцевская впадины, Вилюйская синеклиза, Западно-Сибирский осадочный бассейн и многие другие глубокие осадочные бассейны [Артюшков, 1993, 2005, 2007, 2010; Артюшков, Егоркин, 2005; и др.]. Хребет Ломоносова, поднятие Менделеева и котловина Макарова принадлежат к тому же классу структур на континентальной коре и не представляют собой какого-то исключения.

Быстрые высокоамплитудные погружения континентальной коры являются характерной особенностью крупных нефтегазоносных бассейнов [Артюшков, 1993, 2005, 2007; Артюшков, Егоркин, 2005]. Такие погружения происходили в Баренцевской и Прикаспийской впадинах, в Западной Сибири, в Предуральском и Предкавказском прогибах, в бассейнах Персидского залива и во многих других областях. Как следует из рисунков 2, 3, 7, 9 и 10, на значительной части площади хр. Ломоносова, котловины Макарова и поднятия Менделеева мощность слоя слаболитифицированных осадков составляет от 2—3 до 6 км. Поэтому в рассматриваемой области с большой вероятностью можно ожидать существования крупных запасов углеводородов.

Автор выражает признательность за ценные дискуссии В.В. Буценко и В.А. Поселову.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант 09-05-684, а также программы 23 Президиума РАН.

ЛИТЕРАТУРА

Артюшков Е.В. Физическая тектоника. М., Наука, 1993, 456 с.

Артюшков Е.В. Механизмы образования Баренцевского прогиба // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (7), с. 700—713.

Артюшков Е.В. Образование сверхглубокой впадины в Южном Каспии вследствие фазовых переходов в континентальной коре // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (12), с. 1289—1306.

Артюшков Е.В. Образование сверхглубокого Северо-Чукотского прогиба вследствие эклогитизации нижней части континентальной коры. Перспективы нефтегазоносности // Геология и геофизика, 2010, т. 51(1), с. 61—74.

Артюшков Е.В., Егоркин А.В. Физический механизм образования сверхглубоких осадочных бассейнов. Прикаспийская впадина // Докл. РАН, 2005, т. 400, № 4, с. 494—499.

Артюшков Е.В., Поселов В.А. Континентальная кора в глубоководных впадинах на северо-востоке Российского сектора Арктики // Геология полярных областей Земли, М., ГЕОС, 2009, т. I, с. 24—27.

Артюшков Е.В., Поселов В.А. Образование глубоководных впадин в Российском секторе Амеразийского бассейна в результате эклогитизации нижней части континентальной коры // Докл. РАН, 2010, т. 431, № 5, с. 680—684.

Буценко В.В. Главные тектонические события истории Арктического океана по сейсмическим данным: Автореф. дис. … д.г.-м.н. СПб., 2008, 42 с.

Буценко В.В., Поселов В.А. О геологической природе геоструктур Центрально-Арктического региона // Исследования литосферы в работах петербургских геофизиков. СПб., 2003, с. 161—170.

Буценко В.В., Поселов В.А. Геолого-геофизические исследования на поднятии Менделеева // Известия Челябинского научного центра, 2006, вып. 3 (33), с. 52—57.

Буценко В.В., Поселов В.А., Каминский В.Д., Липилин 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.

Василевский С.А. Астроблемы, Новосибирск, Изд-во Нонпарель, 2007, 288 с.

Кабаньков В.Я., Андреева И.А. О геологической истории глубоководной части Амеразийского суббассейна // 60 лет в Арктике, Антарктике и Мировом океане. ВНИИОкеангеология. СПб., 2008, с. 293—305.

Кабаньков В.Я., Андреева И.А., Иванов В.Н. О происхождении донных осадков, поднятых на геотраверсе «Арктика-2000» в Северном Ледовитом океане (район поднятия Менделеева) // Докл. РАН, 2004а, т. 399, № 2, с. 224—227.

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

Карсола А.Дж., Фишер Р.Л., Шипек К.Дж., Шамвей Г. Батиметрия моря Бофорта // Геология Арктики. М., Мир, 1964, с. 431—439.

Катастрофическое воздействие космических тел / Под ред. В.В. Адушкина, И.В. Немчинова. М., Академкнига, 2005, 310 с.

Ким Б.И., Глезер З.И. Осадочный чехол хребта Ломоносова (стратиграфия, история формирование чехла и структуры, возрастные датировки сейсмокомплексов) // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2007, т. 15, № 4, с. 61—83.

Кориковский С.П. Проградные преобразования габбро-норитов при эклогитизации в температурном интервале 600—700 °С // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (12), с. 1352—1366.

Кориковский С.П. Проградные преобразования умеренно-барических амфиболитов в ходе их эклогитизации // Петрология, 2009, т. 17, № 4, с. 339—354.

Поселов В.А., Грамберг И.С., Мурзин Р.Р., Буценко В.В., Каминский В.Д., Сорокин М.Ю., Погребицкий Ю.Е. Структура и границы континентальной и океанической литосферы Арктического бассейна / Под ред. И.С. Грамберга, В.С. Суркова // Российская Арктика. СПб., ВНИИОкеангеология, 2002, с. 49—62.

Поселов В.А., Каминский В.Д., Верба В.В., Поселова Л.Г., Глебов В.Б. Этапы исследований по проблеме юридического шельфа Российской Федерации // 60 лет в Арктике, Антарктике и Мировом океане. СПб., ВНИИОкеангеология, 2008, с. 249—262.

Соболев А.В., Криволуцкая Н.А., Кузьмин Д.В. Петрология родоначальных расплавов и мантийных источников магм Сибирской трапповой провинции // Петрология, 2009, т. 217, с. 276—310.

Соболев С.В., Бабейко А.Ю. Расчет фазовых равновесий и упругих свойств магматических горных пород // Физика Земли, 1994, № 11, с. 3—19.

Старосельцев В.С. Тектоника базальтовых плато и нефтегазоносность подстилающих отложений. М., Недра, 1989, 260 с.

Фельдман В.И. Петрология импактитов. М., Изд-во Моск. ун-та, 1990, 298 с.

Allen R.M., Nolet G., Morgan W.J., Vogfjord K., Nettles M., Ekström G., Bergsson B.H., Erlendsson P., Foulger G.R., Jakobsdottir S., Julian B., Pritchard M., Ragnarsson S., Stefansson R. Plume-driven plumbing and crustal formation in Iceland // J. Geophys. Res., 2002, v. 107, doi: 10.1029/2001JB000584.

Alvey A., Gaina C., Kusznir N.J., Torsvik T.H. Integrated crustal thickness mapping and plate reconstructions for the high Arctic // Earth Planet. Sci. Lett., 2008, v. 274, p. 310—321.

Artemieva I.M. The continental lithosphere: reconciling thermal, seismic, and petrologic data // Lithos, 2009, v. 109, p. 23—46.

Artemjev M.E., Artyushkov E.V. Structure and isostasy of the Baikal rift and the mechanism of rifting // J. Geophys. Res., 1971, v. 76, p. 1197—1211.

Asudeh., Green A.G., Forsyth D.A. Canadian expedition to study the Alpha Ridge complex: results of the seismic refraction study // Geophys. J. Intern, 1988, v. 92, p. 283—302.

Backman J., Moran K., Mcinarou D.B., Mayer L.A. Proceedings of the Integrated Ocean Drilling Program, 2006, v. 302, 169 p.

Bischof J., Clark D., Vincent J. Origin of the ice-rafted debris: Pleistocene paleoceanography in the western Arctic Ocean // Paleoceanography, 1996, v. 11, № 6, p. 743—756.

Coffin M.F. Emplacement and subsidence of Indian Ocean Plateaus and submarine ridges. Synthesis of results from scientific drilling in the Indian Ocean // Geophysical Monograph 70, 1992, Amer. Geophys. Union, p 115—125.

van Decar J.C., James D.E., Assumpcão M. Seismic evidence for a fossil mantle plume beneath South America and implication for plate driving forces // Nature, 1995, v. 378, p. 25—31.

Egorkin A.V., Zuganov S.K., Pavlenkova N.A., Chernyshev N.M. Results of lithospheric studies from long range profiles in Siberia // Tectonophysics, 1987, v. 140, p. 29—47.

Forsyth D.A., Asudeh I., Green A.G., Jackson H.R. Crustal structure of the northern Alpha Ridge beneath the Arctic Ocean // Nature, 1986, v. 322, p. 349—352.

French D.V. Traces of catastrophes, LHI Contrib., 1998, v. 954, 120 p.

Gladczenko T.P., Coffin M.F., Eldholm O. Crustal structure of the Ontong Java Plateau: modeling of new gravity and existing seismic data // J. Geophys. Res., 1997, v. 102. p. 22711—22729.

Gomer B.M., Okal E.A. Multiple S-c-S probing of the Ontong-Java Plateau // Phys. Earth Planet. Inter., 2003, v. 138, p. 317—381.

Ingle S., Coffin M.F. Impact origin for the greater Ontong Java Plateau // Earth Planet. Sci. Lett., 2004, v. 218. p. 123—134.

Kennett B.L.N., Widiyantoro S. A low seismic wave-speed anomaly beneath northwestern India: a seismic structure of the Deccan plume // Earth Planet. Sci. Lett., 1999, v. 165. p. 145—155.

Klosko E.R., Russo R.M., Okal E.A., Richardson W.P. Evidence for a rheologically strong chemical mantle root beneath the Ontong-Java Plateau // Earth Planet. Sci. Lett., v. 186, 2001, p. 347—361.

Lawver L.A., Grantz A., Gahagan L.M. Plate kinematic evolution of the present Arctic region since the Ordovician / Geol. Soc. Amer. Special Paper 360, 2002, p. 336—362.

Le Pichon X., Sibuet J.C. Passive margins: a model of formation // J. Geophys. Res., 1981, v. 86, № 35, p. 3708—3720.

Maclennan J., McKenzie D., Gronvöld K. Crustal accretion under northern Iceland // Earth Planet. Sci. Lett., 2001, v. 191, p. 295—310.

McKenzie D. Some remarks on the development of sedimentary basins // Earth Planet. Sci. Lett., 1978, v. 40, p. 25—32.

Moran K., Backman J., Brinkhuis H., Clemens S.C., Cronin T., Dickens G.R., Eynaud F., Gattacceca J., Jakobsson M., Jordan R.W., Kaminski M., King J., Koc N., Krylov A., Martinez N., Matthiessen J., McInroy D., Moore T.C., Onodera J., O'Regan M., Palike H., Rea B., Rio D., Sakamoto T., Smith D.C., Stein R., St John K., Suto I., Suzuki N., Takahashi K., Watanabe M., Yamamoto M., Farrell J., Frank M., Kubik P., Jokat W., Kristoffersen Y. The Cenozoic palaeoenvironment of the Arctic Ocean // Nature, 2006, v. 441, p. 601—605.

Nur A., Ben-Abraham Z. Oceanic plateaus, the fragmentation of continents, and mountain building // J. Geophys. Res., 1982, v. 87, p. 3644—3661.

Richardson W.P., Okal E.A., Van der Lee S. Rayleigh-wave tomography of the Ontong Java Plateau // Phys. Earth Planet. Inter., 2000, v. 118. p. 29—51.

Sigmundsson F., Sæmundsson K. Iceland: a window on North-Atlantic divergent plate tectonics and geologic processes // Episodes, 2008, v. 91 (1), p. 92—97.

Sobolev A.V., Hofmann A.W., Kuzmin D.V., Yaxley G.M., Arndt N.T., Chung S.L., Danyushevsky L.V., Elliott T., Frey F.A., Garcia M.O., Gurenko A.A., Kamenetsky V.S., Kerr A.C., Krivolutskaya N.A., Matvienkov V.V., Nikogosian I.K., Rocholl A., Sigurdsson I.A., Sushchevskaya N.M., Teklay M. The amount of recycled crust in sources of mantle-derived melts // Science, 2007, v. 316 (5823), p. 412—417.

Sobolev S.V., Babeiko A.Yu. Modeling of mineralogical composition, density and elastic wave velocities in anhydrous magmatic rocks // Surv. Geophys., 1994, v. 15, p. 515—544.

Taylor B. The single largest oceanic plateau: Ontong Java — Manihiki — Hikurangi // Earth Planet. Sci. Lett., 2006, v. 241, p. 372—380.

Watts A.B. Isostasy and flexure of the lithosphere. Cambridge, 2001, 458 p.

White R.S., McKenzie D., O'Nions R.R. Oceanic crustal thickness from seismic measurements and rare earth element inversions // J. Geophys. Res., 1992, v. 97, p. 19683—19715.

Рекомендована к печати 11 июня 2010 г.
Н.Л. Добрецовым

Поступила в редакцию 10 августа 2009 г.,
после доработки — 7 мая 2010 г.