

**МОЩНОСТЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ГЛУБОКОВОДНОЙ ЧАСТИ СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО
ОКЕАНА: РЕЗУЛЬТАТЫ 3-D ГРАВИТАЦИОННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ**

В.Ю. Глебовский, Е.Г. Астафурова, А.А. Черных, М.С. Корнева, В.Д. Каминский, В.А. Поселов

*Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана им. И.С. Грамберга,
190121, Санкт-Петербург, Английский просп., 1, Россия*

Использованный метод 3-D гравитационного моделирования основан на вычислении гравитационных эффектов от основных плотностных границ литосферы, вычитании этих эффектов из наблюдаемого поля силы тяжести и последующем пересчете остаточных гравитационных аномалий вначале в глубины залегания раздела Мохоровичича (Мохо), а затем в значения суммарной мощности земной коры и мощности ее консолидированной части. При моделировании были учтены также гравитационные эффекты, связанные с возрастанием плотности осадков при увеличении глубины их залегания и с поднятием кровли астеносферы под океаническим хр. Гаккеля. Полученные результирующие 3-D модели рельефа Мохо и мощности земной коры хорошо согласованы с данными глубинной сейсмометрии. Они подтверждают существенные различия в строении земной коры Евразийского и Амеразийского бассейнов и дают представление о региональных вариациях мощности земной коры под основными глубоководными поднятиями и котловинами Северного Ледовитого океана.

3-D гравитационное моделирование, раздел Мохоровичича (Мохо), мощность земной коры, Северный Ледовитый океан.

**THICKNESS OF THE EARTH'S CRUST IN THE DEEP ARCTIC OCEAN:
RESULTS OF 3D GRAVITY MODELING**

**V.Yu. Glebovsky, E.G. Astafurova, A.A. Chernykh, M.S. Korneva,
V.D. Kaminsky, and V.A. Poselov**

The employed method of 3D gravity modeling is based on calculation of the gravity effects of the main density boundaries of the lithosphere, subtraction of these effects from the observed gravity field, and the subsequent conversion of the residual gravity anomalies first to the Moho depth and then to the total thickness of the Earth's crust and the thickness of its consolidated part. On the modeling, we also took into account the gravity effects due to an increase in the sediment density with increasing sediment depth and a rise of the top of the asthenosphere beneath the mid-ocean Gakkel Ridge. The resulting 3D models of the Moho topography and crustal thickness are well consistent with the data of deep seismic investigations. They confirm the significant differences in crustal structure between the Eurasian and Amerasian Basins and give an idea of the regional variations in crustal thickness beneath the major ridges and basins of the Arctic Ocean.

3D gravity modeling, Mohorovicic discontinuity (Moho), crustal thickness, Arctic Ocean

ВВЕДЕНИЕ

Мощность земной коры является одним из основных параметров, свидетельствующим о ее происхождении. За многие десятилетия, прошедшие со времени обнаружения сейсмического раздела Мохоровичича (1909 г.), названного по имени своего первооткрывателя и традиционно принимаемого за подошву земной коры, собран огромный массив данных о его глубинном положении в различных регионах земного шара. Результаты еще самых первых сейсмических экспериментов в глубоководных частях Мирового океана показали, что мощность земной коры здесь существенно (в несколько раз) меньше, чем на континентах и прилегающих шельфах [Деменичкая, 1977]. К настоящему моменту этот факт подтвержден в самых разных регионах и его можно считать установленным.

Северный Ледовитый океан (СЛО) по-прежнему остается исключительно важным районом для решения региональных проблем геологии, касающихся глубинного строения и истории формирования Мирового океана и Земли в целом. Помимо этого необходимо его дальнейшего геолого-геофизического изучения диктуется важнейшей задачей, связанной с поисками и разведкой месторождений нефти и газа, а также их последующим освоением [Каминский и др., 2011]. Суммарные потенциально извлекаемые запасы углеводородов российских континентальных окраин СЛО огромны. Их численные оценки постоянно возрастают. За последние 8 лет они увеличились в 1.7 раза — от 83 млрд т [Граumberг, 2002] до 141.3 млрд т условного топлива [Конторович и др., 2010]. Приведенные оценки превышают запасы углеводородов на континентальных окраинах каждого из других океанов Земли. Концентрация части этих запасов в месторождениях-гигантах значительно облегчает их освоение, что делает континентальные окраины СЛО важнейшим резервом углеводородного сырья XXI в.

Следует отметить, что глубоководные зоны, охватывающие континентальные окраины Арктического бассейна и его континентальные склоны, также рассматриваются в качестве исключительно перспективных на поиски углеводородов [Граumberг, 2002]. Тем не менее этот вывод требует подтверждения результатами дополнительных геолого-геофизических исследований.

В последние годы интерес к геологическому строению и истории формирования глубоководной части СЛО приобрел еще большее значение в связи с началом делимитации внешних границ арктических государств, расположенных по его периферии. Поэтому актуальной геологической задачей в этом регионе стало создание модели мощности земной коры, дающей представление об особенностях ее строения и формирования.

Ввиду суровых климатических условий и высокой стоимости полевых исследований глубоководная часть арктической акватории исключительно слабо изучена методами глубинной сейсмометрии (рис. 1), которые дают прямую оценку положения границы Мохоровичича (Мохо). С учетом этого обстоятельства при создании цифровой модели мощности земной коры СЛО были собраны и использованы все доступные в настоящее время геолого-геофизические данные.

Работа проводилась в рамках международного проекта по составлению новой циркумполярной тектонической карты Арктики, осуществляемого во ВСЕГЕИ при участии ВНИИОкеангеология и других российских и зарубежных организаций. В качестве исходной информации наряду с сейсмическими данными были использованы новые цифровые модели рельефа дна СЛО [Jakobsson et al., 2008] и поля силы тяжести [Glebovsky et al., 2011], а также опубликованные карты и разрезы, дающие представление о глубинном строении дна арктической акватории. В результате проведенной работы С.Н. Кашубиным с коллегами [2011] была скомпилирована новая цифровая карта мощности земной коры, впервые представленная в 2010 г. на 6-й Международной конференции по континентальным окраинам (ICAM-VI). В пределах подавляющей части глубоководного Арктического бассейна, характеризующейся исключительно слабой сейсмической изученностью, она основана на результатах интерпретации поля силы тяжести с применением корреляционной зависимости между мощностью земной коры, рельефом земной поверхности и интенсивностью гравитационных аномалий в редукции Буге [Кашубин и др., 2011]. В рамках настоящего исследования предпринята попытка уточнения этой карты в результате разработки и применения усовершенствованной методики 3-D гравитационного моделирования. Решение данной задачи стало возможным в связи с появлением новой карты и цифровой модели мощности осадочного чехла СЛО, созданной в 2012 г. во ВНИИОкеангеология [Каминский и др., 2012].

МЕТОДИКА 3-D ГРАВИТАЦИОННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ И ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

Оценка глубин до раздела Мохоровичича по методике трехмерного гравитационного моделирования основана на последовательном учете гравитационных эффектов от наиболее контрастных плотностных границ в земной коре, положение которых известно, и последующем пересчете остаточных аномалий в рельеф искомой границы — подошвы земной коры. В первую очередь вычислялись гравитационные эффекты от разделов вода—дно и осадки—фундамент. Эти эффекты были вычтены из наблюдаемого поля. Полученная остаточная составляющая поля силы тяжести использовалась при решении обратной задачи гравиметрии по расчету глубин залегания раздела Мохо. Вычисления прямой задачи в трехмерной постановке проводились с помощью алгоритма Р.Л. Паркера [Parker, 1974], основанного на быстром преобразовании Фурье и реализованного в программном обеспечении, разработанном в Атлантическом отделе Геологической службы Канады [Verhoef et al., 1995]. Для расчетов обратной задачи применялось программное обеспечение Geosoft Oasis Montaj v.7.2.

Исходными данными для вычислений стали цифровые модели глубин до известных границ раздела, величины плотностных контрастов на этих границах, а также начальная (осредненная) глубина H_0 , от которой производился расчет изменений положения раздела Мохо. Эта глубина выбиралась с учетом существующих сейсмических данных. Были использованы следующие цифровые материалы.

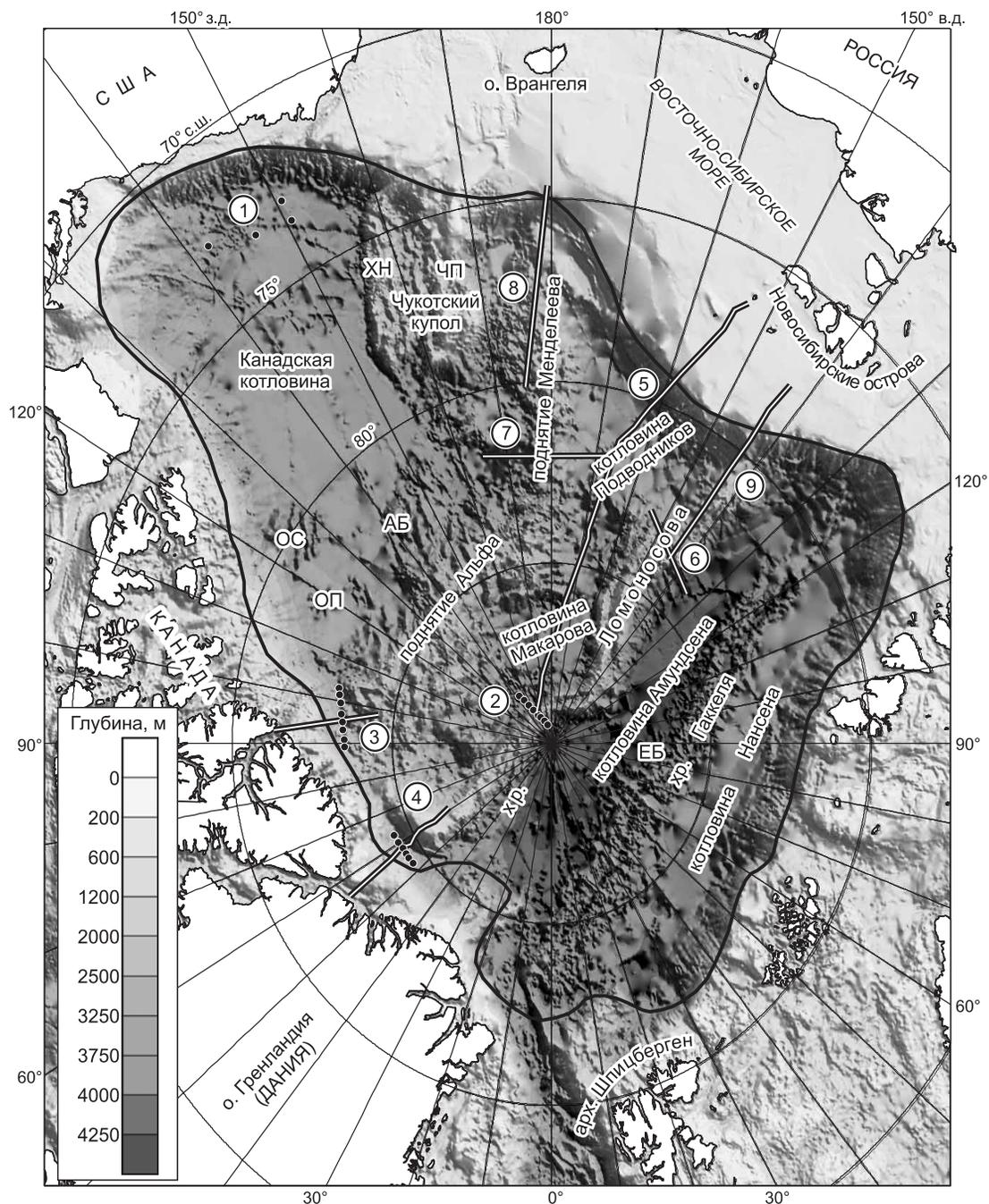


Рис. 1. Обзорная карта района исследований.

На карте рельефа дна ИВСаО [Jakobsson et al., 2008] показано положение сейсмических разрезов и точек глубинных сейсмических зондирований (ГСЗ). 1—4 — зарубежные сейсмические данные: 1 — точки ГСЗ [Grant et al., 1990]; 2—4 — профили ГСЗ соответственно [Malr, Forsyth, 1982], [Jackson et al., 2010], [Funck et al., 2011]; 5—9 — российские сейсмические данные вдоль геотрансектов [Российские..., 2012]: 5 — Трансарктика-1989—1991, 6 — Трансарктика-1992, 7 — Арктика-2000, 8 — Арктика-2005, 9 — Арктика-2007. АБ — Американо-Сибирский бассейн, ЕБ — Евразийский бассейн, ЧП — Чукотское плато, ХН — хр. Нордвинд, ОС — отрог Север, ОП — отрог Пири.

- Уточненная цифровая модель (ЦМ) аномалий поля силы тяжести в свободном воздухе, скомпилированная с использованием результатов циркумполярного арктического картографического проекта CAMP-GM (Circum Arctic Mapping Project — Geophysical Mapping) [Gaina et al., 2011], арктического гравиметрического проекта ArcGP (Arctic Gravity Project) [Kenyon et al., 2008] и российских гравиметрических данных, полученных в 2000-х годах.

- ЦМ рельефа дна — международный батиметрический грид IBCAO, версия 2.23 (International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean) [Jakobsson et al., 2008].

- Новая ЦМ глубины залегания подошвы осадочного чехла (раздела осадки—фундамент, рис. 2), рассчитанная авторами с помощью цифровой карты мощности осадочного чехла СЛО [Каминский и др., 2012] и батиметрического грида IBCAO.

Все перечисленные цифровые модели были пересчитаны в единую полярную стереографическую проекцию (координатная система WGS 1984, стандартная параллель 70° с.ш., центральный меридиан 0°) с размером ячейки 5 × 5 км.

Процесс 3-D гравитационного моделирования глубины залегания раздела Мохо (PM) в глубоководной части СЛО осуществлялся поэтапно. На каждом этапе модель совершенствовалась с целью лучшего совпадения рассчитываемых глубин до искомого раздела с данными глубинных сейсмических разрезов (см. рис. 1), а также с опубликованными результатами, дающими представление о глубине залегания PM в глубоководной части Северного Ледовитого океана.

На первом этапе рассчитана модель рельефа Мохо первого приближения. С учетом сейсмических данных в качестве осредненной глубины раздела (H_0) была выбрана плоскость на глубине 25 км ниже уровня океана. Плотностные контрасты на известных границах составили следующие величины: вода—дно — 1.03—2.30 г/см³, осадки—фундамент — 2.30—2.80 г/см³ и земная кора—мантия — 2.80—3.30 г/см³. Рассчитанная с данными параметрами модель отразила генеральные черты рельефа PM, но в ряде регионов расхождение с сейсмическими разрезами оказалось существенным. Среднеквадратическое откло-

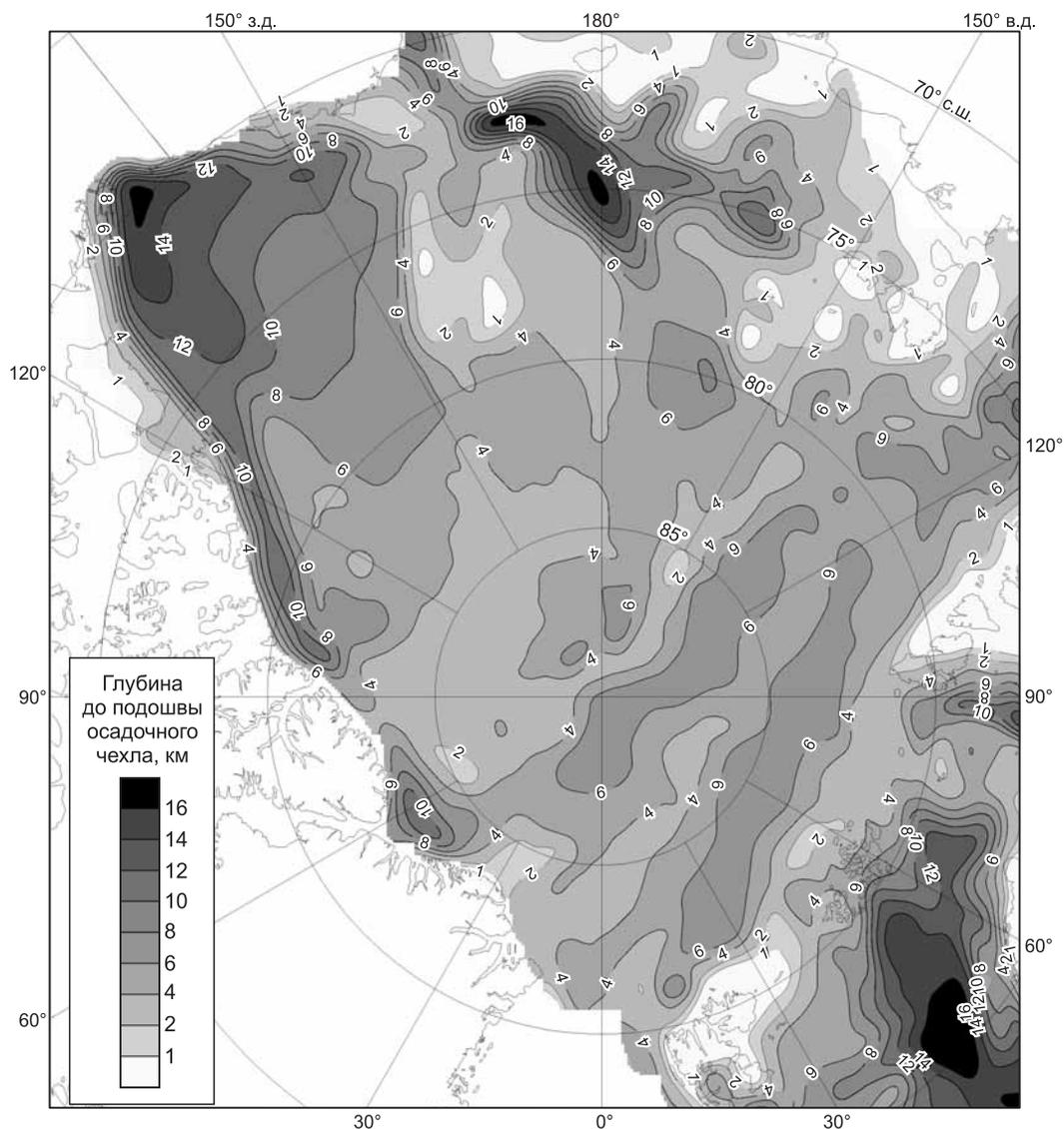


Рис. 2. Цифровая модель глубины залегания подошвы осадочного чехла (раздел осадки — фундамент).

нение (СКО) значений модели рельефа Мохо первого приближения при ее сопоставлении с разрезами составило ± 4.6 км.

Дальнейшее уточнение цифровой модели РМ проводилось за счет привлечения дополнительной информации, полученной в ходе проекта. Оно включало в себя следующие операции:

- учет изменения средней плотности осадков с увеличением мощности осадочного чехла;
- учет гравитационного эффекта, связанного с разуплотнением пород верхней мантии под хр. Гаккеля и прилегающими котловинами в Евразийском бассейне;
- разделение глубоководной части дна СЛО на области, соответствующие региональным геологическим структурам с заведомо разной мощностью земной коры, и подбор для каждой из них параметра H_0 (начальной, осредненной глубины РМ, от которой производился расчет вариаций ее геометрии);
- расчет ЦМ рельефа Мохо по выделенным областям с использованием подобранных значений H_0 ;
- создание итоговой сводной цифровой модели рельефа РМ путем объединения данных по отдельным региональным геоструктурам;
- расчет ЦМ суммарной мощности земной коры и ее консолидированной части посредством последовательного вычитания моделей рельефа морского дна (ИВСаО) и мощности осадочного чехла из ЦМ рельефа раздела Мохо.

Учет изменения средней плотности осадков с увеличением мощности осадочного чехла (цифровая модель рельефа раздела Мохорвичича второго приближения)

В модели первого приближения при вычислении гравитационного эффекта от границы осадки— фундамент было принято упрощенное представление о постоянной средней плотности пород осадочного чехла, равной 2.3 г/см^3 . Для учета реально существующего увеличения средней плотности пород с увеличением общей мощности осадочной толщи был проведен совместный анализ ЦМ мощности осадочного чехла [Каминский и др., 2012] и его скоростных параметров вдоль сейсмических разрезов в глубоководной части СЛО (см. рис. 1) [Российские..., 2012]. С этой целью на разрезах с шагом 50 км были оцифрованы средние значения скорости сейсмических волн с интервалом по глубине 0.5 км. Аналогичным образом были обработаны опубликованные сейсмические разрезы [Malr, Forsyth, 1982; Grantz et al., 1990; Jokat et al., 1992; Jokat, 2003, 2005; Lebedeva-Ivanova et al., 2006; Jackson et al., 2010; Dove et al., 2010; Funck et al., 2011]. Значения скоростей сейсмических волн в осадочном чехле были пересчитаны в плотности в соответствии с эмпирической зависимостью скорость — плотность, установленной Т.М. Брочером [Brocher, 2005]. Полученные результаты иллюстрирует рис. 3, где показаны облака точек, характеризующие вариации средней плотности осадочных пород в зависимости от суммарной мощности осадочного чехла по всем изученным структурам (см. рис. 3, а), а также в пределах крупных поднятий (см. рис. 3, б) и котловин (см. рис. 3, в). Осредненные логарифмические зависимости между искомыми параметрами и результаты их сопоставления демонстрирует рис. 3, г. В связи с незначительными отличиями этих зависимостей для подводных поднятий и котловин при расчете модели рельефа РМ второго приближения была выбрана обобщенная кривая (см. рис. 3, а). Значения средней плотности осадочных пород в зависимости от их суммарной мощности, снятые с этой кривой с шагом 0.1 г/см^3 , представлены в табл. 1.

Расчет модели второго приближения выполнялся по вышеописанной методике, но уже с учетом вариации средней плотности в осадочном чехле. Для учета гравитационного эффекта от плотностной границы осадки— фундамент осадочная толща была разбита на семь слоев, в пределах которых средняя плотность считалась постоянной. Значения мощности и плотности каждого из выделенных слоев осадочного чехла (см. табл. 1) определялись в соответствии с логарифмической кривой, усредняющей экспериментальные данные (см. рис. 3, а). После этого был вычислен гравитационный эффект от каждого слоя по отдельности. Общая поправка за осадочный слой была определена как сумма поправок от семи слоев. Итоговая модель второго приближения представлена на рис. 4, а.

Результаты сопоставления моделей первого и второго приближения вдоль синтетического профиля А—А1, пересекающего геологические структуры с различной мощностью осадков — южную часть Канадской котловины, Чукотский купол и Северо-Чукотский прогиб показаны на рис. 4, б. Как видно из рисунка, недоучет вариаций средней плотности осадочных пород приводит к значительным ошибкам при вычислении положения РМ в крупных осадочных бассейнах (котловинах и прогибах). В то же время на глубоководных поднятиях, где мощность осадочного чехла минимальна, внесенные поправки мало

Таблица 1. **Соотношение между средней плотностью осадочных пород и суммарной мощностью осадочного чехла**

Средняя плотность пород, г/см^3	2.00	2.10	2.20	2.30	2.40	2.50	2.55
Мощность осадочного чехла, км	0—0.1	0.1—0.3	0.3—0.65	0.65—1.7	1.7—4.1	4.1—8.5	> 8.5

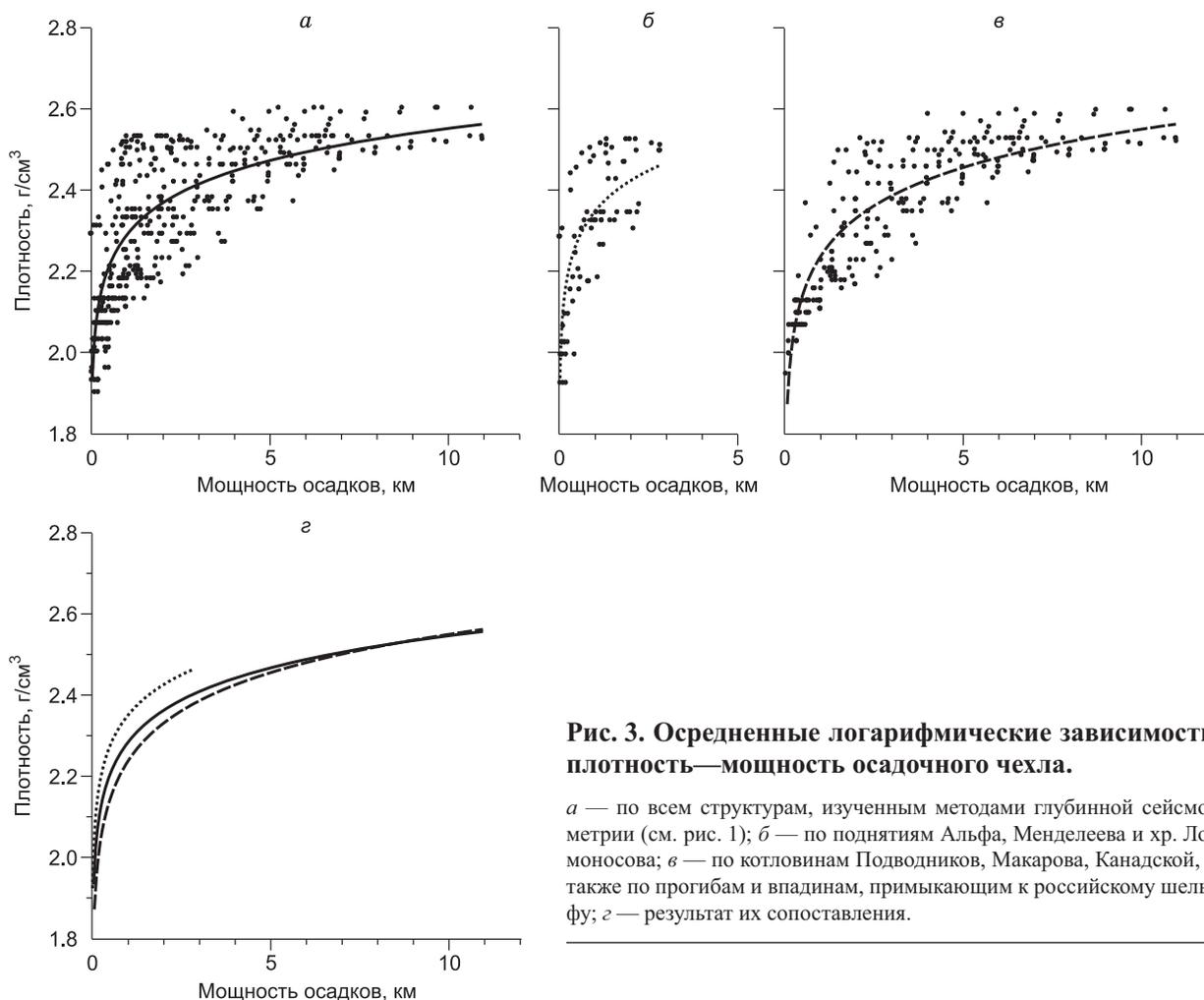


Рис. 3. Осредненные логарифмические зависимости плотность—мощность осадочного чехла.

a — по всем структурам, изученным методами глубинной сейсмометрии (см. рис. 1); *b* — по поднятиям Альфа, Менделеева и хр. Ломоносова; *v* — по котловинам Подводников, Макарова, Канадской, а также по прогибам и впадинам, примыкающим к российскому шельфу; *z* — результат их сопоставления.

вливают на конечный результат. Таким образом, модель второго приближения, несомненно, лучше отражает региональные особенности рельефа РМ. За счет введения дифференцированной средней плотности осадков в ней исправлена часть ошибок, обнаружившихся в модели первого приближения. Эти ошибки проявлялись в виде существенно завышенного положения РМ под депоцентрами глубоководных котловин и прогибов (в Северо-Чукотском прогибе, Канадской котловине, котловинах Амундсена и Нансена и др., см. рис. 4). Тем не менее СКО значений модели второго приближения, рассчитанной аналогичным вышеописанному образом, уменьшилось незначительно и составило ± 4 км.

Сравнение модели рельефа Мохо с сейсмическими данными позволило объяснить последнее обстоятельство тем, что в пределах поднятий Менделеева, Альфа, хребтов Ломоносова и Гаккеля полученные глубины залегания РМ оказались несколько занижены. Заниженное положение Мохо в Евразийском бассейне легко объяснимо, поскольку при гравитационном моделировании в океанических бассейнах, к числу которых относится и Евразийский бассейн, необходимо учитывать плотностную неоднородность верхней мантии [Breivik et al., 1999; Черных, Гольмшток, 2009]. Эта неоднородность обуславливается различной степенью прогрева пород верхней мантии по латерали на разном удалении от срединно-океанического хребта, где происходит формирование океанической коры. Поэтому дальнейшее совершенствование цифровой модели рельефа РМ на третьем этапе заключалось в учете вышеозначенного эффекта.

Учет термического состояния мантийных пород в Евразийском бассейне (модель третьего приближения)

Решение задачи в первом приближении с учетом ее трехмерной постановки было сведено авторами к вычислению мощности океанической литосферы и расчету гравитационного эффекта от границы литосфера—астеносфера. Известно, что мощность океанической литосферы хорошо аппроксимируется корневой зависимостью от ее возраста [Сорохтин, 1973; Parker, Oldenburg, 1973]. Данная зависимость была уточнена И.П. Лукашевич и Е.И. Приставакиной [1984]. Ими были получены следующие зависимости между мощностью литосферы (H , км) и ее возрастом (t , млн лет):

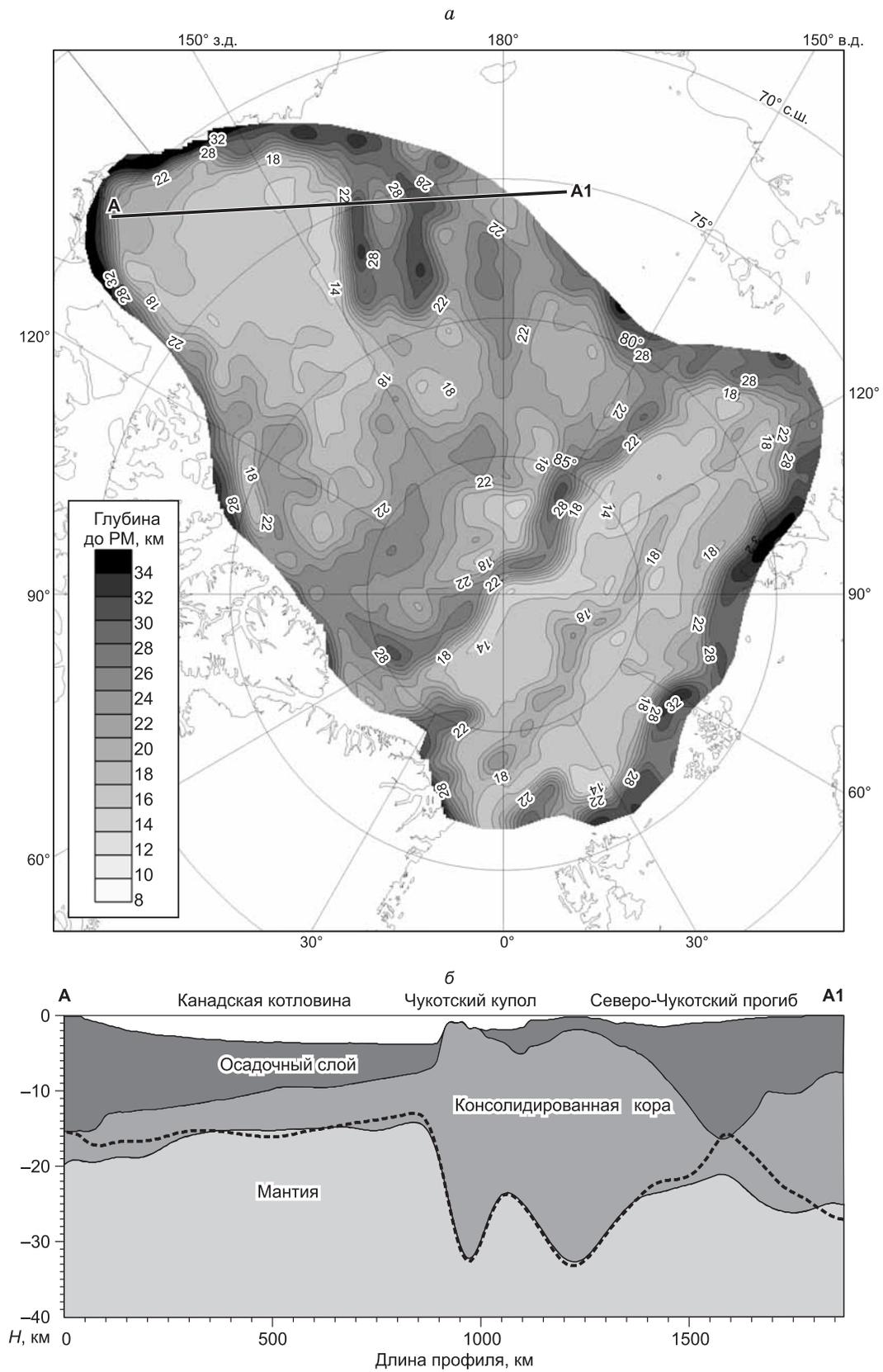


Рис. 4. Цифровая модель рельефа РМ второго приближения (*a*) и 2-D модель строения земной коры вдоль профиля А—А1 (*б*).

На разрезе А—А1 показаны (сверху вниз): рельеф дна (ЦМ ИВСаО), рельеф подошвы осадочного чехла (см. рис. 2), рельеф РМ (сплошная линия) из ЦМ второго приближения (*a*), а также рельеф РМ из ЦМ первого приближения (штриховая линия).

$$H = 7.5\sqrt{t} \text{ при } t = 0\text{—}20 \text{ млн лет, } H = 8.8\sqrt{t-5} \text{ при } t = 20\text{—}60 \text{ млн лет,}$$

$$H = 7.6\sqrt{t+14} \text{ при } t > 60 \text{ млн лет.}$$

Информация о возрасте океанической коры в Евразийском бассейне была получена по результатам идентификации осей линейных магнитных аномалий [Глебовский и др., 2006] и переведена в матричную форму с тем же размером ячейки, что и остальные цифровые модели. Далее, с учетом вышеприведенных формул, полученная ЦМ была разбита на области с корой моложе и старше 20 млн лет и пересчитана в ЦМ мощности литосферы. Глубина залегания границы литосфера—астеносфера была вычислена как сумма цифровых моделей мощности литосферы и рельефа морского дна ИВСаО (рис. 5, а). Плотностной контраст, использованный при расчете гравитационного эффекта (см. рис. 5, б) от данной границы и равный 0.11 г/см³, был взят из работы [Глубинное строение..., 1998].

Уточненная ЦМ рельефа раздела Мохо в Евразийском бассейне, учитывающая латеральные изменения мощности литосферы по обе стороны от хр. Гаккеля, представлена на рис. 5, в.

Для оценки достоверности этой модели в отсутствие данных глубинной сейсмометрии было проведено двухмерное гравитационное моделирование строения земной коры по серии профилей, расположенных вкрест простирания этого хребта. При этом наилучшее соответствие между результатами 2-D и 3-D моделирования было получено при выборе значения $H_0 = 14$ км. Данный вывод проиллюстрирован на рис. 6. Здесь в качестве примера показана модель строения земной коры вдоль профиля 1—1', где мощность осадочного чехла определена по сейсмическим данным. В котловине Нансена эти данные представлены сейсмическим разрезом вдоль профиля AWI-20010100, созданным в институте Альфреда Вегенера [Jokat, Micksch, 2004], а в котловине Амундсена — разрезом вдоль линии дрейфа ледовой станции Северный полюс-28 (СП-28) [Дараган-Суцов и др., 2002].

Таким образом, было установлено, что выбранный на первом и последующих этапах моделирования средний уровень H_0 для всего глубоководного СЛО, равный 25 км, требует существенной корректировки в пределах отдельных региональных геоструктур. Этот вывод был учтен на четвертом этапе моделирования.

Подбор осредненной глубины залегания раздела Моховичича для отдельных геоструктур глубоководного Арктического бассейна (модель четвертого приближения)

Работа на этом этапе заключалась в разделении исследуемого региона на отдельные области (геоструктуры) и в подборе для каждой из них нового значения H_0 в соответствии с имеющимися сейсмическими данными.

В качестве основы для разделения дна Арктического бассейна на отдельные геоструктуры (рис. 7, б, в) была выбрана сводная схема районирования аномального магнитного и гравитационного полей (см. рис. 7, а). Эта схема была построена в рамках проекта по составлению международной тектонической карты Циркумполярной Арктики [Glebovsky et al., 2011]. На ней показаны области, существенно отличающиеся по плотностным и магнитным характеристикам и, следовательно, по их генезису. Подбор осредненной глубины залегания Мохо в пределах каждой из выделенных геоструктур (см. рис. 7, б) осуществлялся в ходе итеративного 3-D моделирования рельефа РМ при разных значениях H_0 (меняющихся в пределах 14—34 км с шагом 1 км). Полученные результаты сравнивались с данными глубинных сейсми-

Таблица 2. Осредненные глубины залегания раздела Моховичича для отдельных геоструктур СЛО

№ п/п	Геологическая структура	H_0 , км
1	Хребет Ломоносова с прилегающей частью котловины Подводников*	21
2	Поднятия Альфа и Менделеева, Чукотский купол*, отроги Север и Пири (Sever Spur и Pearya Spur) [Jakobsson et al., 2003]*	29
3	Котловина Подводников	20
4	Котловина Макарова	17
5	Канадская котловина (северная и южная части)	16
6	Евразийский бассейн (хр. Гаккеля, прилегающие котловины Нансена и Амундсена)**	14

* Выбор значений H_0 в пределах отмеченных структур, где сейсмические данные отсутствуют, основан на результатах районирования поля силы тяжести с привлечением опубликованных данных.

** Выбор значения H_0 в связи с отсутствием данных глубинной сейсмометрии согласован с результатами 2-D моделирования.

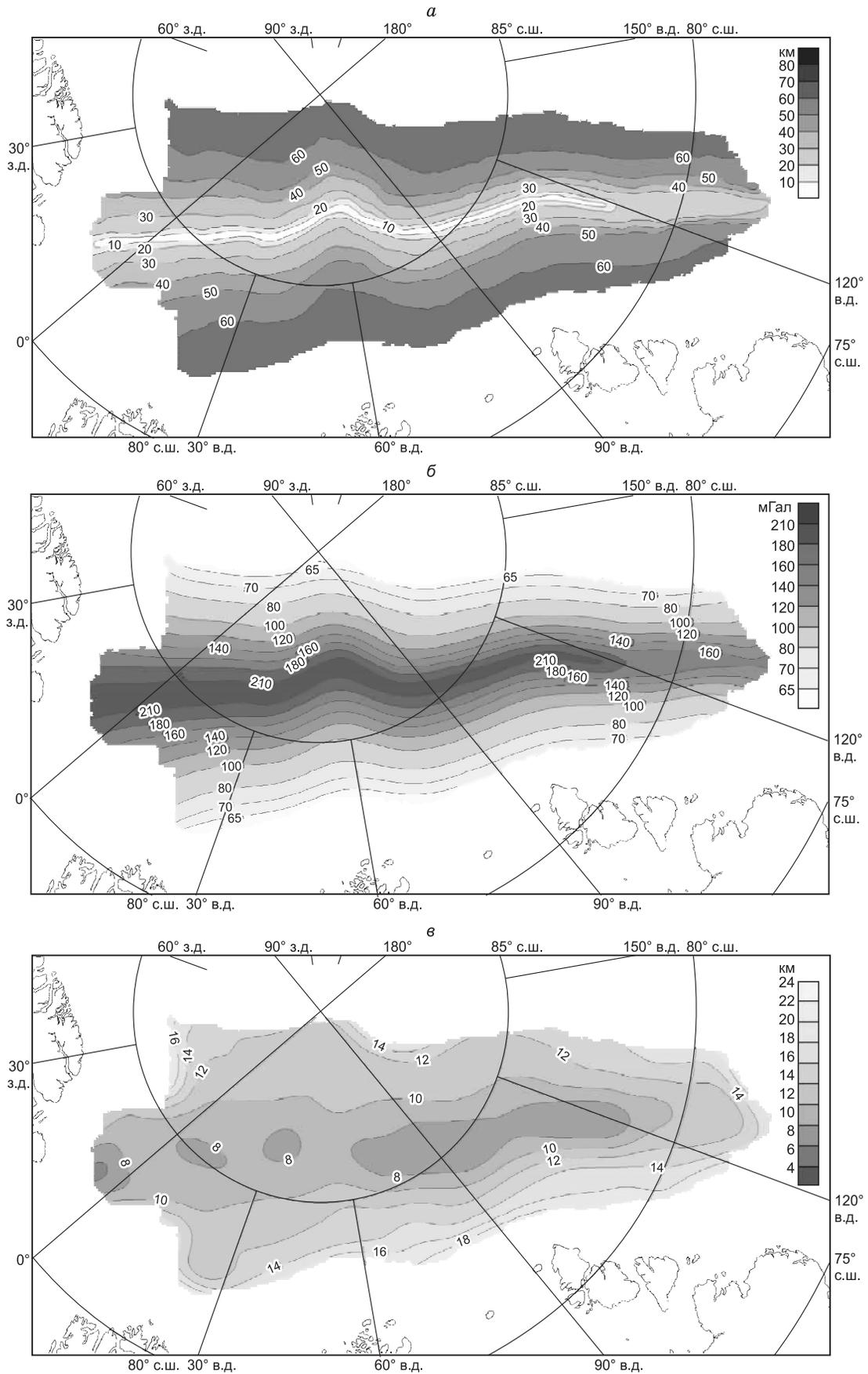


Рис. 5. Информация для уточнения цифровой модели РМ в Евразийском бассейне.

а — глубины залегания границы литосфера–астеносфера, *б* — гравитационный эффект от границы литосфера–астеносфера, *в* — уточненная ЦМ рельефа РМ.

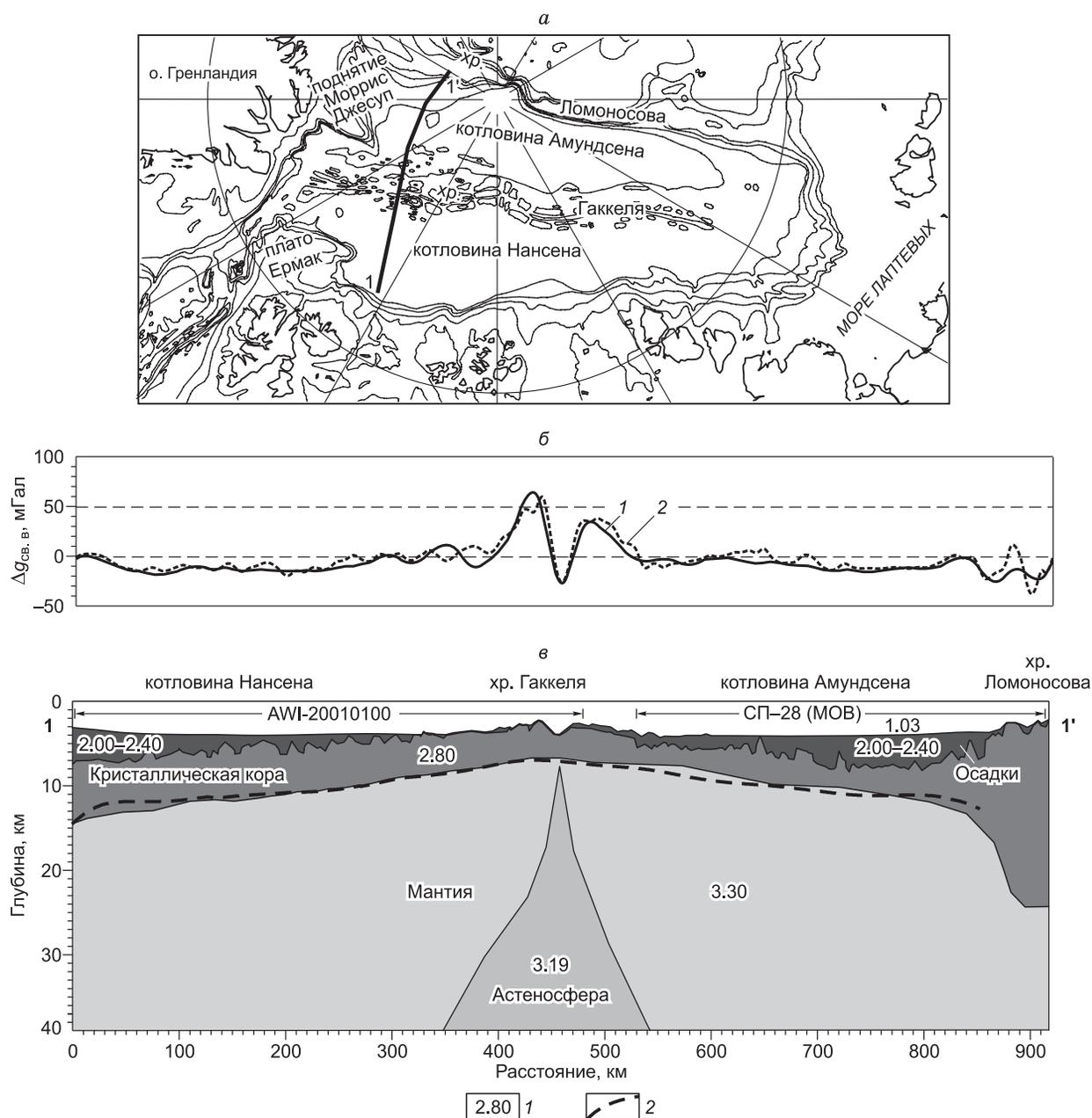


Рис. 6. Результаты моделирования строения земной коры Евразийского бассейна вдоль профиля 1—1'.

a — положение профиля; *b* — наблюдаемое (1) и расчетное (2) поле силы тяжести, $\Delta g_{\text{св. в.}}$ — интенсивность аномалий поля силы тяжести в свободном воздухе; *в* — 2-D сейсмоплотностная модель строения земной коры: 1 — плотность пород (г/см^3), 2 — граница РМ по результатам 3-D гравитационного моделирования.

ческих разрезов (см. рис. 1). Наилучшее совпадение положения РМ достигнуто при выборе значений H_0 , представленных в табл. 2.

Правомочность выбора указанных значений глубин H_0 при моделировании рельефа раздела Мохо подтверждается гистограммами на рис. 8. Они рассчитаны по сейсмическим данным и демонстрируют распределение глубин до РМ как во всей глубоководной части СЛЮ, так и в пределах отдельных его геоструктур. Средневзвешенные значения глубин залегания РМ по сейсмическим данным близки к значениям H_0 , приведенным в табл. 2. Расхождение не превышает 3 км по глубине и объясняется главным образом крайне низкой степенью изученности глубоководной части СЛЮ методами глубинной сейсморазведки, т.е. недостаточной представительностью приведенной выборки данных о глубинах залегания раздела Мохо.

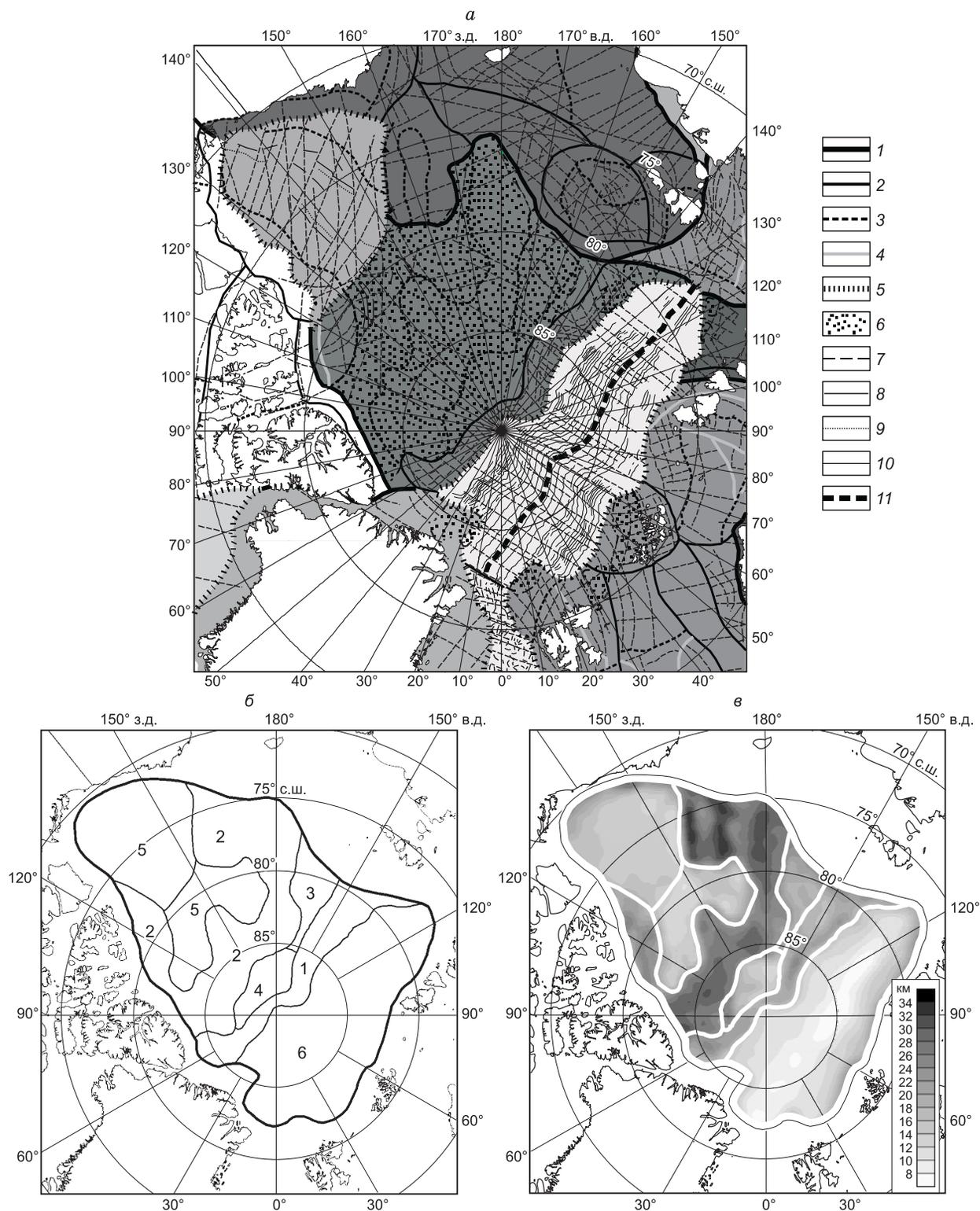


Рис. 7. Разделение глубоководной части СЛО на отдельные геоструктуры с различной осредненной глубиной залегания РМ (H_0).

а — фрагмент схемы районирования потенциальных полей СЛО [Glebovsky et al., 2011]: 1—5 — границы: 1 — регионов, 2 — областей, 3 — зон, 4 — подзон, 5 — континент—океан; 6 — магматические провинции, 7 — разломы предполагаемые; 8—11 — оси линейных магнитных аномалий: 8 — положительные, 9 — отрицательные, 10 — изохроны океанической коры Евразийского бассейна, 11 — современная ось спрединга; оттенками от белого до темно-серого цвета выделены наиболее крупные области морского дна, которые соответствуют геоструктурам, существенно отличающимся по характеру потенциальных полей; *б* — нумерация геоструктур в соответствии с табл. 2; *в* — границы геоструктур на итоговой карте рельефа РМ (показаны «пробелы», использованные при ее компиляции).

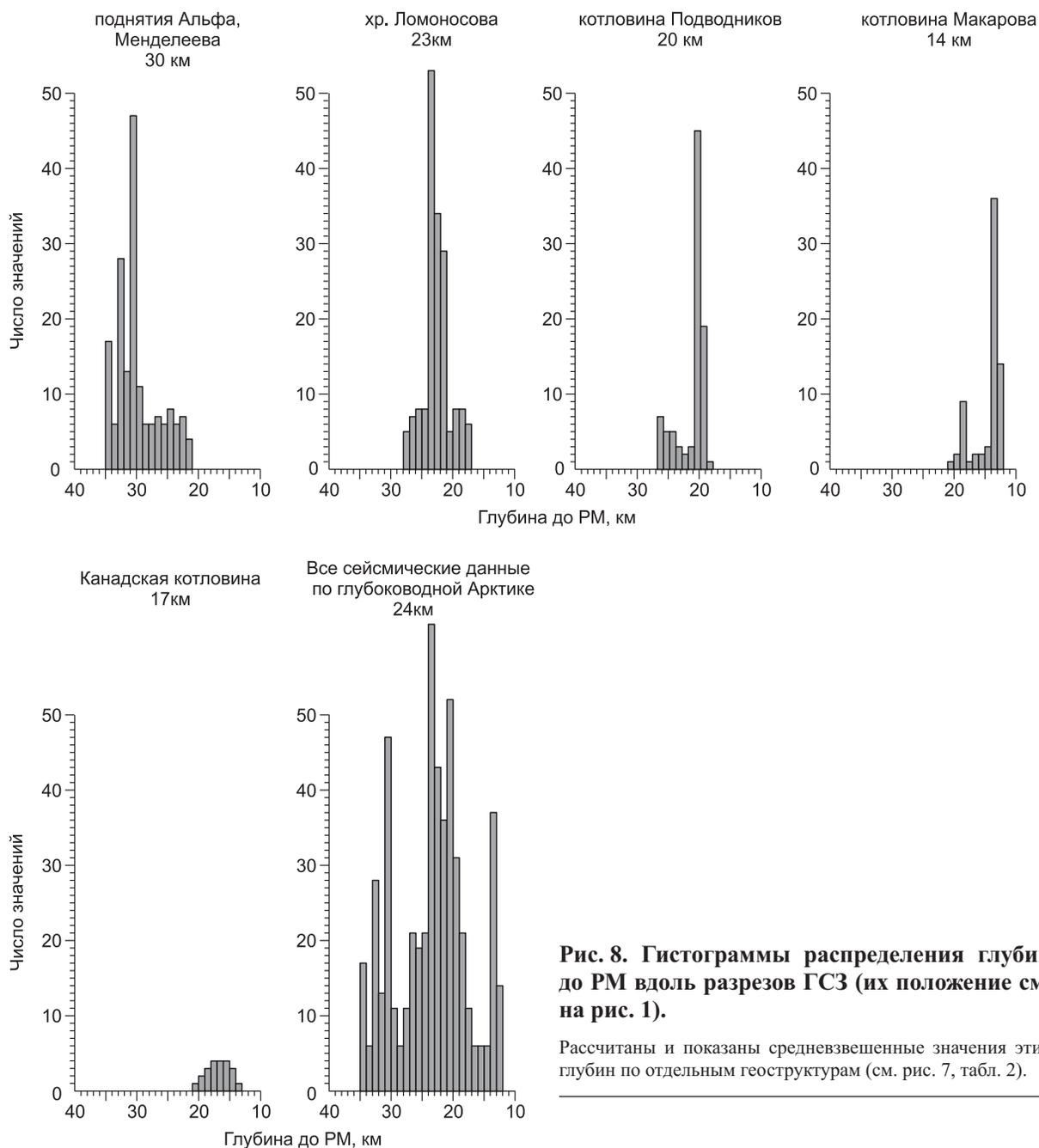


Рис. 8. Гистограммы распределения глубин до РМ вдоль разрезов ГСЗ (их положение см. на рис. 1).

Рассчитаны и показаны средневзвешенные значения этих глубин по отдельным геоструктурам (см. рис. 7, табл. 2).

Создание итоговых цифровых моделей рельефа раздела Мохоровичича и мощности земной коры глубоководной части СЛО

Финальный этап работы заключался в слиянии результатов моделирования по отдельным геоструктурам, полученным на предыдущем этапе, в единую ЦМ рельефа раздела Мохо в глубоководной части СЛО.

Во избежание резких перепадов глубин залегания Мохо на границах выделенных геоструктур с индивидуально подобранными параметрами H_0 в сводной цифровой модели РМ были оставлены «пробель» (пустые значения), в пределах которых значения глубин интерполировались (см. рис. 7, в). Итоговая модель рельефа раздела Мохо представлена на рис. 9, а. СКО этой модели, рассчитанное путем сопоставления с глубинными разрезами (рис. 10, 11), составило ± 1.7 км.

Наилучшее совпадение в глубине залегания РМ по результатам 3-D моделирования и по сейсмическим данным достигнуто на профилях Трансарктика-1992, Арктика-2000, пройденным вкострости хр. Ломоносова и поднятия Менделеева, а также в центральной части профиля Трансарктика 1989—1991 (см. рис. 10). В северной части последнего профиля — под поднятиями морского дна и фун-

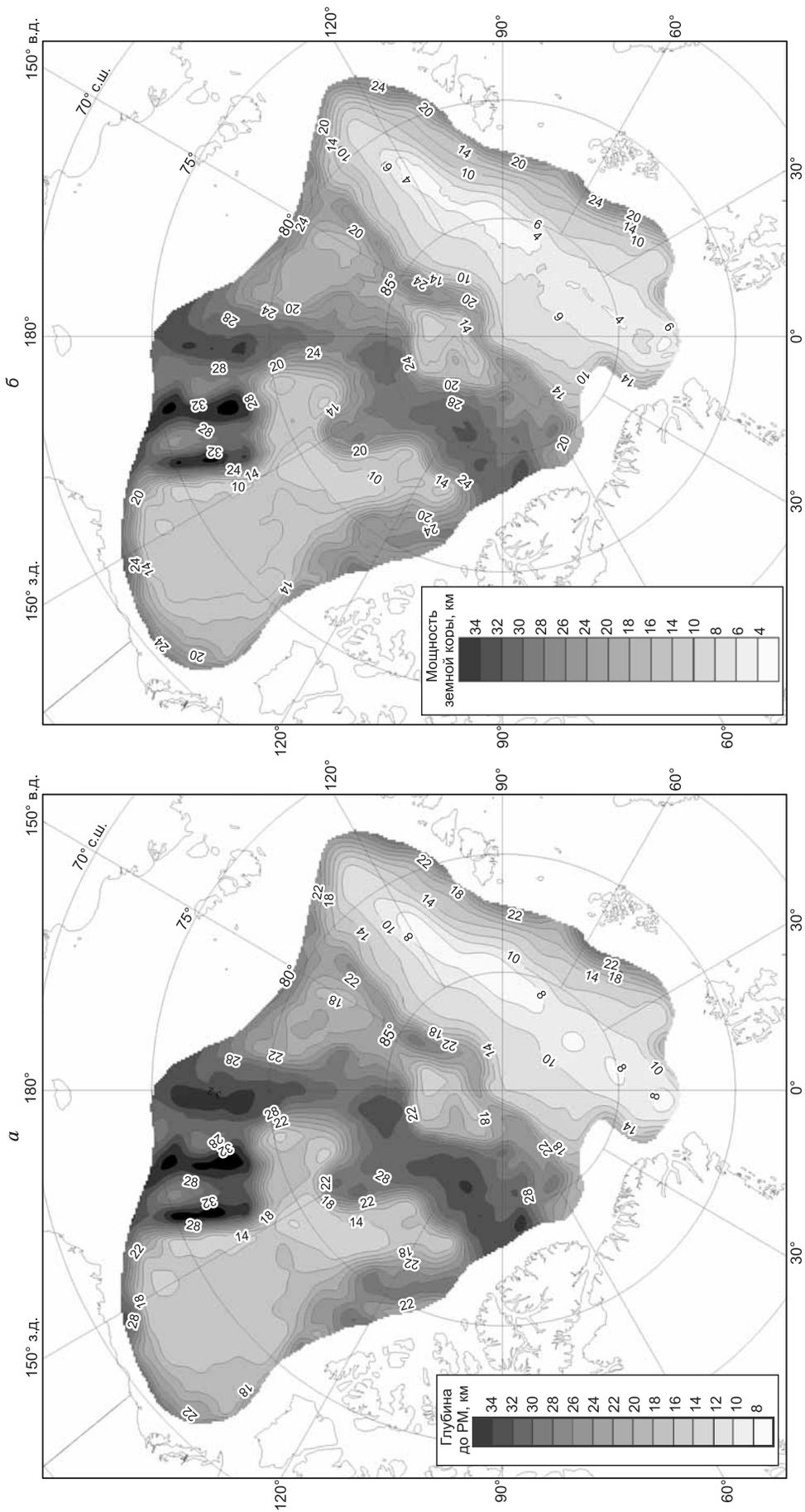


Рис. 9. Итоговые цифровые модели рельефа РМ (а) и суммарной мощности земной коры (б) в глубоководной части СЛЮ.

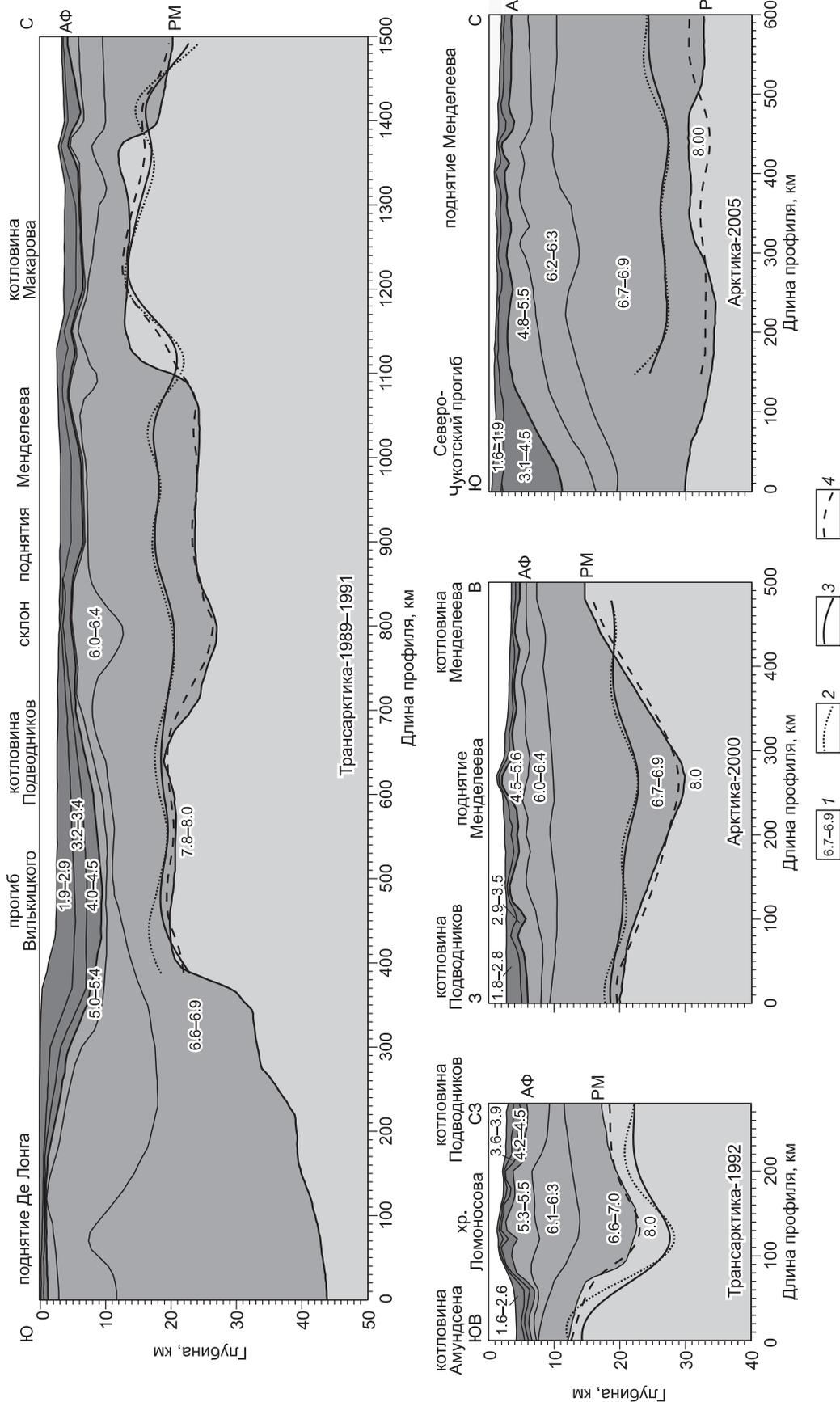


Рис. 10. Примеры сопоставления рельефа РМ, полученного по сейсмическим данным [Российские..., 2012] (см. рис. 1) и по результатам 3-D гравитационного моделирования.

АФ — акустический фундамент, РМ — раздел Мохо. 1 — интервалы изменения сейсмических скоростей (км/с); 2—4 — показано положение РМ, извлеченное из 3-D цифровых моделей; 2 — ЦМ первого приближения (плотность осадков постоянна — 2.30 г/см³, $H_0 = 25$ км), 3 — ЦМ второго приближения (плотность осадков переменно, $H_0 = 25$ км), 4 — итоговая ЦМ (плотность осадков переменно, H_0 варьирует в пределах отдельных геоструктур).

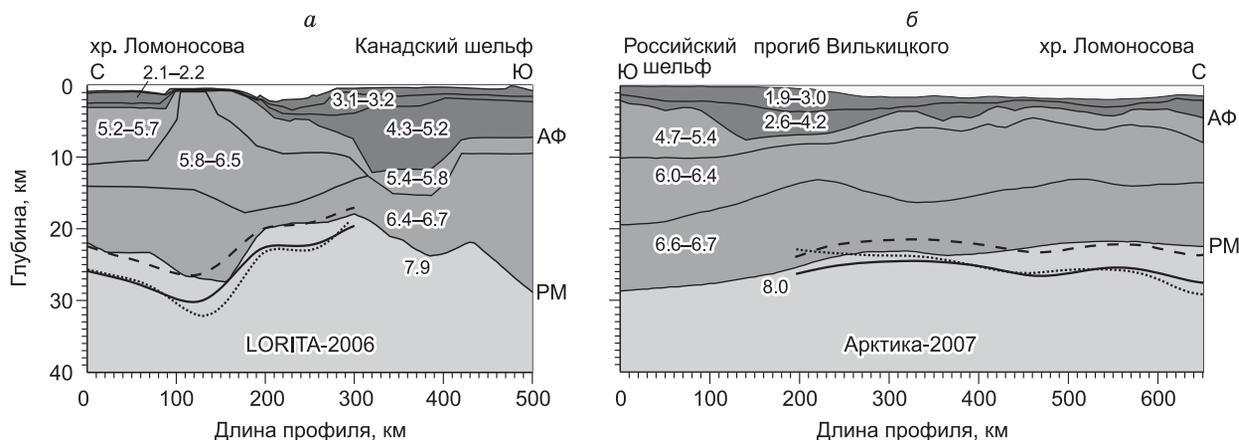


Рис. 11. Примеры сопоставления рельефа РМ, полученного по сейсмическим данным (см. рис. 1) и по результатам 3-D гравитационного моделирования.

Сейсмические разрезы: *а* — по [Jackson et al., 2010], *б* — по [Российские..., 2012]. Усл. обозн. см. на рис. 10.

дамента, обрамляющими котловину Макарова, такого совпадения не наблюдается. Расхождение в глубине залегания РМ по результатам 3-D моделирования и по сейсмическим данным здесь, напротив, максимально и достигает 4—6 км. Авторы склонны связывать этот факт с неоднозначным определением положения Мохо по данным ГСЗ в данном районе. Так, например, в интерпретации тех же сейсмических материалов другими авторами [Заманский и др., 1999; Иванова и др., 2004] РМ под рассматриваемыми поднятиями расположена ниже на 2—7 км, что лучше соответствует полученным результатам 3-D моделирования.

Менее значительные ошибки (± 2 —3 км) в определении положения раздела Мохо по результатам 3-D гравитационного моделирования отчетливо проявляются на сейсмических профилях, ориентированных вдоль исследуемых геоструктур. Примером этого служат разрезы вдоль профилей Арктика-2005 (см. рис. 10) и Арктика-2007 (см. рис. 11). Наблюдаемые расхождения объясняются блоковым строением и/или плотностными неоднородностями консолидированной коры этих геоструктур, неучтенными в процессе моделирования.

Цифровая модель суммарной мощности земной коры глубоководной части СЛО (см. рис. 9, б) рассчитана как разница между цифровыми моделями рельефа РМ и рельефа морского дна ИВСаО. Мощность консолидированной части земной коры за вычетом осадочного чехла представлена на рис. 12.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Совместный анализ цифровых моделей (см. рис. 9, б; 12) позволяет выявить существенные различия в строении земной коры региональных геологических структур, слагающих дно глубоководной части СЛО.

В Евразийском бассейне наблюдается достаточно четкая билатеральная симметрия ее суммарной мощности относительно срединно-океанического хр. Гаккеля. Мощность консолидированной коры в котловинах Нансена и Амундсена варьирует в пределах от 3 до 8 км, резко увеличиваясь в зоне перехода океан—континент. Хребет Гаккеля подстилается наиболее тонкой корой, толщина которой местами уменьшается до 2 км и менее. Такие вариации связаны с особенностями формирования срединно-океанических хребтов при ультрамедленном разрастании океанического дна.

Хребет Ломоносова является ярко выраженной геологической структурой, отделяющей Евразийский бассейн от Амеразийского. Суммарная мощность земной коры и мощность ее консолидированной части существенно меняются вдоль простирания хребта и колеблются соответственно в пределах 18—26 и 16—24 км, что предположительно свидетельствует о его блоковом строении. Наибольшая мощность коры (более 26 км) отмечается в центральной части хр. Ломоносова на широте около 86° с.ш., а также в периферийных его частях, вблизи шельфовых морей России и Канады.

В пределах Амеразийского бассейна расположен ряд крупных поднятий и глубоководных котловин (см. рис. 1). Область центральных арктических поднятий Менделеева и Альфа (см. рис. 9, б, 12) выглядит единой блоковой структурой с утолщенной корой. Ее суммарная мощность здесь меняется от 24 до 30 км и достигает максимальных значений более 30—32 км, соответственно, при приближении к

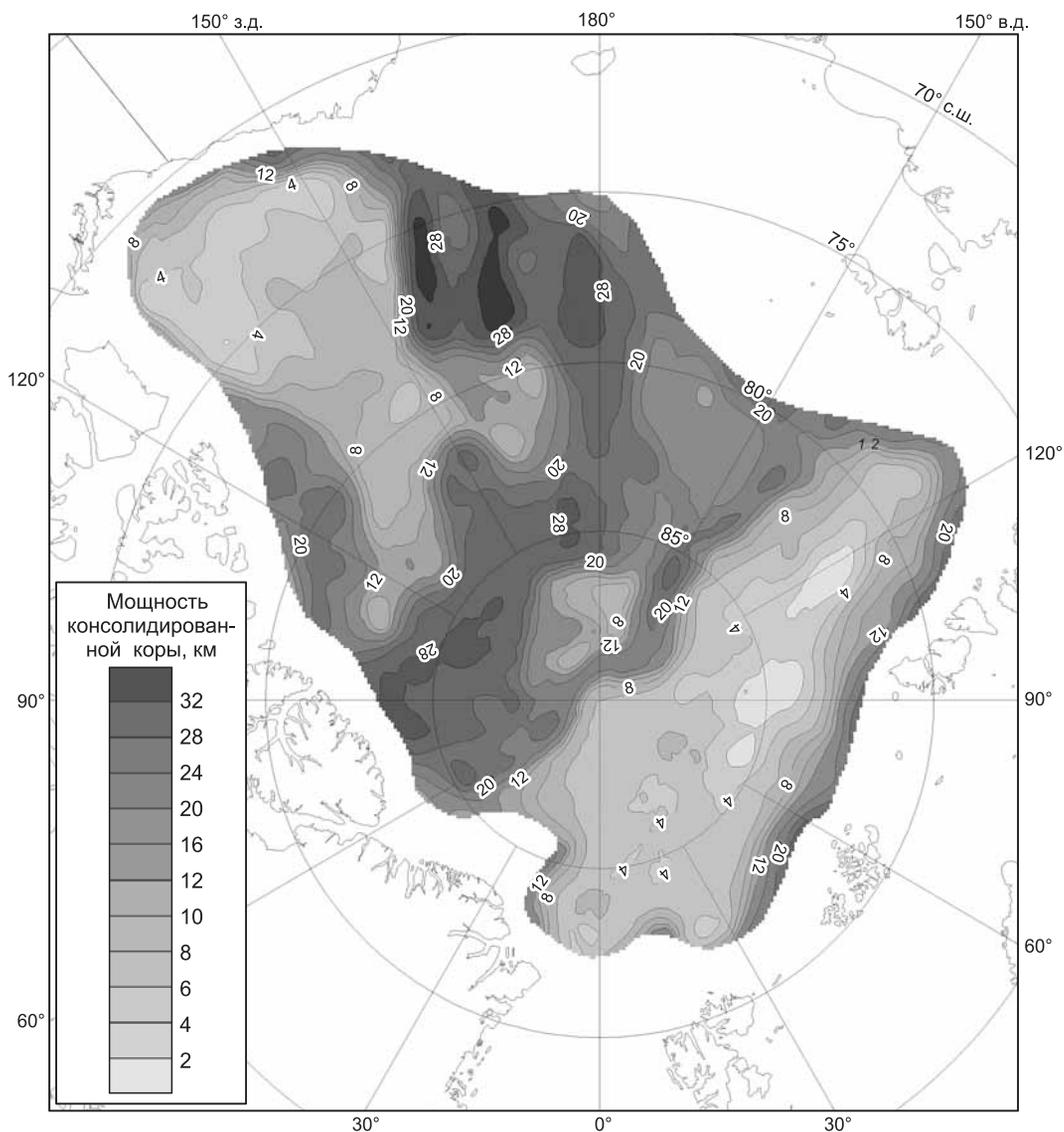


Рис. 12. Цифровая модель мощности консолидированной коры глубоководной части СЛО.

континентальным шельфам России и Канады. Относительные колебания мощности консолидированной коры в отдельных частях рассматриваемой области остаются такими же, но в связи с незначительным слоем осадков (толщиной около 1—2 км) варьируют в меньших пределах (22—28 км).

Наиболее мощная земная кора наблюдается на поднятиях Чукотского купола — на хр. Нордвинд и Чукотском плато. Ее суммарная толщина достигает 34 км, а мощность консолидированной части превышает 32 км. Повышенной толщиной коры (18—24 км) характеризуется также область, включающая отроги Север и Пири [Jakobsson et al., 2003], расположенная к северу от островов канадского арктического архипелага около 120° з.д. (см. рис. 1).

Суммарная мощность земной коры в глубоководных котловинах Амеразийского бассейна варьирует в широких пределах (см. рис. 9, б). В Канадской котловине и в котловине Макарова она колеблется в диапазоне от 10 до 16 км, а в котловине Подводников — от 16 до 20 км. Мощность консолидированной коры в перечисленных котловинах меняется (см. рис. 12) соответственно от 4 до 12 км, от 8 до 12 км и от 12 до 18 км.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенного исследования созданы цифровые модели рельефа раздела Мохоровичича, а также суммарной мощности земной коры и ее консолидированной части в пределах глубоководной

части СЛО. В ходе моделирования наряду с опубликованными российскими и зарубежными сейсмическими данными использованы новые ЦМ потенциальных полей [Glebovsky et al., 2011], рельефа морского дна [Jakobsson et al., 2008], а также ЦМ мощности осадочного чехла СЛО [Каминский и др., 2012]. В связи с этим, полученные результаты, характеризующие региональные изменения мощности земной коры изученного региона, в наибольшей степени соответствуют накопленным к настоящему времени геофизическим данным. Разработанная технология расчетов позволяет оперативно вносить корректировки в созданные модели за счет поступления новой геофизической информации, в первую очередь, данных глубинной сейсмометрии.

Авторы выражают благодарность С.Н. Кашубину с коллегами из ВСЕГЕИ за предоставление опубликованных и цифровых данных о мощности земной коры в СЛО, а также сотрудникам отдела морской сейморазведки ВНИИОкеангеология за предоставленную возможность использования в работе сейсмических материалов и цифровой модели мощности осадочного чехла СЛО, необходимых для реализации данного исследования.

ЛИТЕРАТУРА

Глебовский В.Ю., Каминский В.Д., Минаков А.Н., Меркурьев С.А., Чилдерс В.А., Брозина Д.М. История формирования Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана по результатам геоструктурного анализа аномального магнитного поля // Геотектоника, 2006, № 4, с. 21—42.

Глубинное строение и эволюция литосферы Центральной Атлантики (результаты исследований на Канаро-Багамском геотраверсе) / Под ред. С.П. Мащенко, Ю.Е. Погребницкого. СПб., ВНИИОкеангеология, 1998, 299 с.

Грамберг И.С. Сравнительная геология и минерагения океанов и их континентальных окраин с позиций стадийного развития океанов // Российская Арктика: геологическая история, минерагения, геоэкология. СПб., ВНИИОкеангеология, 2002, с. 17—34.

Деменицкая Р.М. Кора и мантия Земли. М., Недра, 1977, 280 с.

Дараган-Сушков Ю.И., Дараган-Сушова Л.А., Поселов В.А. К вопросу о стратиграфии осадочного чехла Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб., ВНИИОкеангеология, 2002, вып. 4, с. 103—113.

Заманский Ю.Я., Зацепин Е.Н., Лангинен А.Е., Сорокин М.Ю. Сейсмическая модель земной коры по геотраверсу в центральной части Северного Ледовитого океана // Разведка и охрана недр, 1999, № 7—8, с. 38—41.

Иванова Н.Н., Лангинен А.Е., Заманский Ю.Я., Сергеев М.Б. Сейсмическая модель земной коры вдоль геотраверса «Острова Де Лонга — котловина Макарова» // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб., ВНИИОкеангеология, 2004, вып. 5, с. 125—140.

Каминский В.Д., Супруненко О.И., Сулова В.В. Континентальный шельф Российской Арктики: состояние изучения и освоения нефтегазовых ресурсов // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (8), с. 977—985.

Каминский В.Д., Супруненко О.И., Лазуркин Д.В., Поселов В.А. Проблемы изучения глубоководных нефтеперспективных осадочных бассейнов Евразийской континентальной окраины и ложа Северного Ледовитого океана // Горный журнал, 2012, № 3, с. 66—71.

Кашубин С.Н., Петров О.В., Андросов Е.А., Морозов А.Ф., Каминский В.Д., Поселов В.А. Карта мощности земной коры циркумполярной Арктики // Региональная геология и металлогения, 2011, № 46, с. 5—13.

Конторович А.Е., Эпов М.И., Бурштейн Л.М., Каминский В.Д., Курчиков А.Р., Малышев Н.А., Прищепа О.М., Сафронов А.Ф., Ступакова А.В., Супруненко О.И. Геология, ресурсы углеводородов шельфов арктических морей России и перспективы их освоения // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (1), с. 7—17.

Лукашевич И.П., Приставкина Е.И. Плотностная модель верхней мантии под океанами // Изв. АН СССР. Физика Земли, 1984, № 2, с. 103—107.

Российские арктические геотраверсы / Под ред. В.А. Поселова, Г.П. Аветисова. СПб., Изд-во ВНИИОкеангеология, 2012, 172 с.

Сорохтин О.Г. Зависимость топографии срединно-океанических хребтов от скорости раздвижения литосферных плит // Докл. АН СССР, 1973, т. 208, № 6, с. 1338—1341.

Черных А.А., Гольмшток А.Я. Гравитермическая модель прилаптевоморского замыкания Евразийского бассейна // Вопросы геофизики, 2009, вып. 41, с. 62—79.

Breivik A.J., Verhoef J., Faleide J.I. Effect of thermal contrasts on gravity modeling at passive margins: results from the western Barents Sea // J. Geophys. Res., 1999, v. 104, № B7, p. 15.293—15.311.

Brocher T.M. Empirical relations between elastic wavespeeds and density in the Earth's crust // Bull. Seismol. Soc. Amer., December 2005, v. 95, № 6, p. 2081—2092.

Dove D., Coakley B., Hopper J., Kristoffersen Yn. and the HLY0503 Geophysics Team. Bathymetry, controlled source seismic and gravity observations of the Mendeleev ridge; implications for ridge structure, origin and regional tectonics // Geophys. J. Int., 2010, v. 183, Iss. 2, p. 481—502.

Funck T., Jackson H.R., Shimeld J. The crustal structure of the Alpha Ridge at the transition to the Canadian Polar Margin: results from a seismic refraction experiment // J. Geophys. Res., 2011, v. 116, B12101, doi:10.1029/2011JB008411.

Gaina C., Werner S., Saltus R., Maus S. and the CAMP-GM group. Circum-Arctic Mapping Project: new magnetic and gravity anomaly maps of the Arctic // Arctic Petroleum Geology / Eds. A.M. Spencer, D. Gautier, A. Stoupakova, A. Embry, K. Sørensen. Geol. Soc. London Memoirs, 2011, <http://www.geolsoc.org.uk/page10001.html>

Glebovsky V., Chernykh A., Kaminsky V., Poselov V., Litvinova T., Erinchek Y., Kashubin S., Gaina C., Smelror M. Integrated analysis of updated potential field database: implications for the compilation of the new Circum Arctic Tectonic Map // The Sixth International conference on Arctic margins (abstracts), 31 May—2 June 2011. Fairbanks, Alaska, USA, 2011, <ftp://ftp.gi.alaska.edu/pub/dstone>.

Grantz A., May S.D., Taylor P.T., Lawver L.A. Canada Basin // The Arctic Ocean Region. The Geol. Soc. of Amer., 1990, p. 379—402.

Jackson H.R., Dahl-Jensen T., the LORITA working group. Sedimentary and crustal structure from the Ellesmere Island and Greenland continental shelves onto the Lomonosov Ridge, Arctic Ocean // Geophys. J. Int., 2010, v. 182, p. 11—35.

Jakobsson M., Grantz A., Kristoffersen Y., Macnab R. Physiographic provinces of the Arctic Ocean seafloor // GSA Bull., December 2003, v. 11, p. 13.

Jakobsson M., Macnab R., Mayer L., Anderson R., Edwards M., Hatzky J., Schenke H-W., Johnson P. An improved bathymetric portrayal of the Arctic Ocean: implications for ocean modeling and geological, geophysical and oceanographic analyses // Geophys. Res. Lett., 2008, v. 35, № 7, L07602, doi:10.1029/2008GL033520.

Jokat W. Seismic investigations along the western sector of Alpha Ridge, Central Arctic Ocean // Geophys. J. Int., 2003, v. 152, p. 185—201.

Jokat W. The sedimentary structure of the Lomonosov Ridge between 88° N and 80° N // Geophys. J. Int., 2005, v. 163, p. 698—726.

Jokat W., Micksch U. Sedimentary structure of the Nansen end Amundsen basins, Arctic Ocean // Geophys. Res. Lett., 2004, v. 31, L02603, doi:10.1029/2003GL018352.

Jokat W., Kristoffersen Y., Rasmussen T.M. Lomonosov Ridge — a double-sided continental margin // Geology, 1992, v. 20, p. 887—890.

Kenyon S., Forsberg R., Coakley B. New gravity field for the Arctic // EOS Trans. AGU, 2008, v. 89, № 32, doi:10.1029/2008EO320002.

Lebedeva-Ivanova N.N., Zamansky Y.Ya., Langinen A.E., Sorokin M.Yu. Seismic profiling across the Mendeleev Ridge at 82° N: evidence of continental crust // Geophys. J. Int., 2006, v. 165, p. 527—544.

Malr J.A., Forsyth D.A. Crustal structures of the Canada basin near Alaska, the Lomonosov ridge and adjoining basins near the North Pole // Tectonophysics, 1982, v. 89, p. 239—253.

Parker R.L. A new method for modeling marine gravity and magnetic anomalies // J. Geophys. Res., 1974, v. 79, p. 2014—2016.

Parker R.L., Oldenburg D.W. Thermal model of ocean ridges // Nature, 1973, v. 242, № 122, p. 137—139.

Verhoef J., Usov K., Oakey G., Roest W. Potential field data processing. Geol. Survey of Canada Atlantic & Blue Vajra Computing, 1995.

*Рекомендована к печати 21 июня 2012 г.
М.И. Эповым*

*Поступила в редакцию
19 марта 2012 г.*