

УДК 550.83:550.8.05:551.241

ЦИФРОВЫЕ МОДЕЛИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЕВРАЗИЙСКОГО БАСЕЙНА СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА

© 2024 г. А. А. Черных^{1*}, И. В. Яковенко¹, М. С. Корнева¹, В. Ю. Глебовский¹

¹Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана им. акад. И.С. Грамберга (ВНИИОкеангеология), д. 1, Английский пр., 190121 Санкт-Петербург, Россия

*e-mail: a.a.chernykh@vniio.ru

Поступила в редакцию 31.07.2023 г.

После доработки 15.08.2023 г.

После повторной доработки 20.11.2023 г.

Принята в печать 24.11.2023 г.

На основе метода гравитационного моделирования, с учетом накопленных геофизических данных по Евразийскому бассейну Северного Ледовитого океана, авторами разработаны цифровые модели глубинного строения земной коры. Цифровые модели рельефа поверхности фундамента и мощности осадочного чехла Евразийского бассейна созданы на основе переинтерпретации глубинных сейсмических разрезов МОВ ОГТ и 2D гравитационного моделирования. Цифровые модели рельефа поверхности Мохо и мощности земной коры рассчитаны с использованием усовершенствованной методики 3D гравитационного моделирования. Показано, что причиной залегания фундамента в котловине Нансена на 1–1.5 км глубже по сравнению с глубиной фундамента в котловине Амундсена является больший объем накопившегося осадочного чехла в котловине Нансена при сходной мощности коры ~4.8 км в обеих котловинах. Изученные на основе полученных цифровых моделей характеристики океанической коры обнаруживают сложную, трехмерную изменчивость, свойственную ультрамедленным спрединговым хребтам. В области хребта Гаккеля, формировавшейся при полных скоростях спрединга <12 мм/год, наблюдаются максимальный разброс значений мощности и преобладание роли тектонического фактора над магматическим при аккреции океанической коры, выраженное в формировании протяженных подводных гряд, параллельных амагматичным сегментам хребта.

Ключевые слова: Евразийский бассейн, хребет Гаккеля, Северный Ледовитый океан, гравитационное моделирование, осадочный чехол, фундамент, мощность земной коры, поверхность Мохо, цифровая модель, ультрамедленный спрединг

DOI: 10.31857/S0016853X24010039, EDN: HNHPSR

ВВЕДЕНИЕ

Евразийский бассейн является частью глубоко-водного Арктического бассейна Северного Ледовитого океана, расположенной между континентальной окраиной Евразии и подводным хребтом Ломоносова (рис. 1).

Евразийский бассейн состоит из котловины Амундсена и котловины Нансена, которые разделены хребтом Гаккеля, являющимся осевым поднятием. Он сформировался в результате спрединга океанической коры в эоцен–четвертичное время в ходе пропагетинга Срединно-Атлантического хребта в северном направлении [14]. Поэтому основные этапы и особенности тектонической эволюции бассейна связаны с раскрытием Северной Атлантики и Лабрадорского моря [71]. При-

роду, генеральные черты морфологии и эволюции Евразийского бассейна в настоящее время можно считать установленными достоверно.

Вместе с тем изученность Евразийского бассейна геолого-геофизическими методами и, в частности, — сейсморазведкой, особенно в пределах восточной части котловины Нансена, до сих пор остается невысокой, поэтому многие из особенностей строения бассейна до сих пор еще не выявлены или являются предположительными. Российскими и международными экспедициями (Дания, Канада, Китай, США, Швеция), проводившими в течение последних 11 лет, накоплен большой объем геофизических данных, который послужил основным поводом для актуализации ранее созданных цифровых моделей глубинного строения Евразийского бассейна [6].

Необходимость изучения Евразийского бассейна диктуется фундаментальным научным

¹Дополнительная информация для этой статьи доступна по doi 10.31857/S0016853X24010039 для авторизованных пользователей.

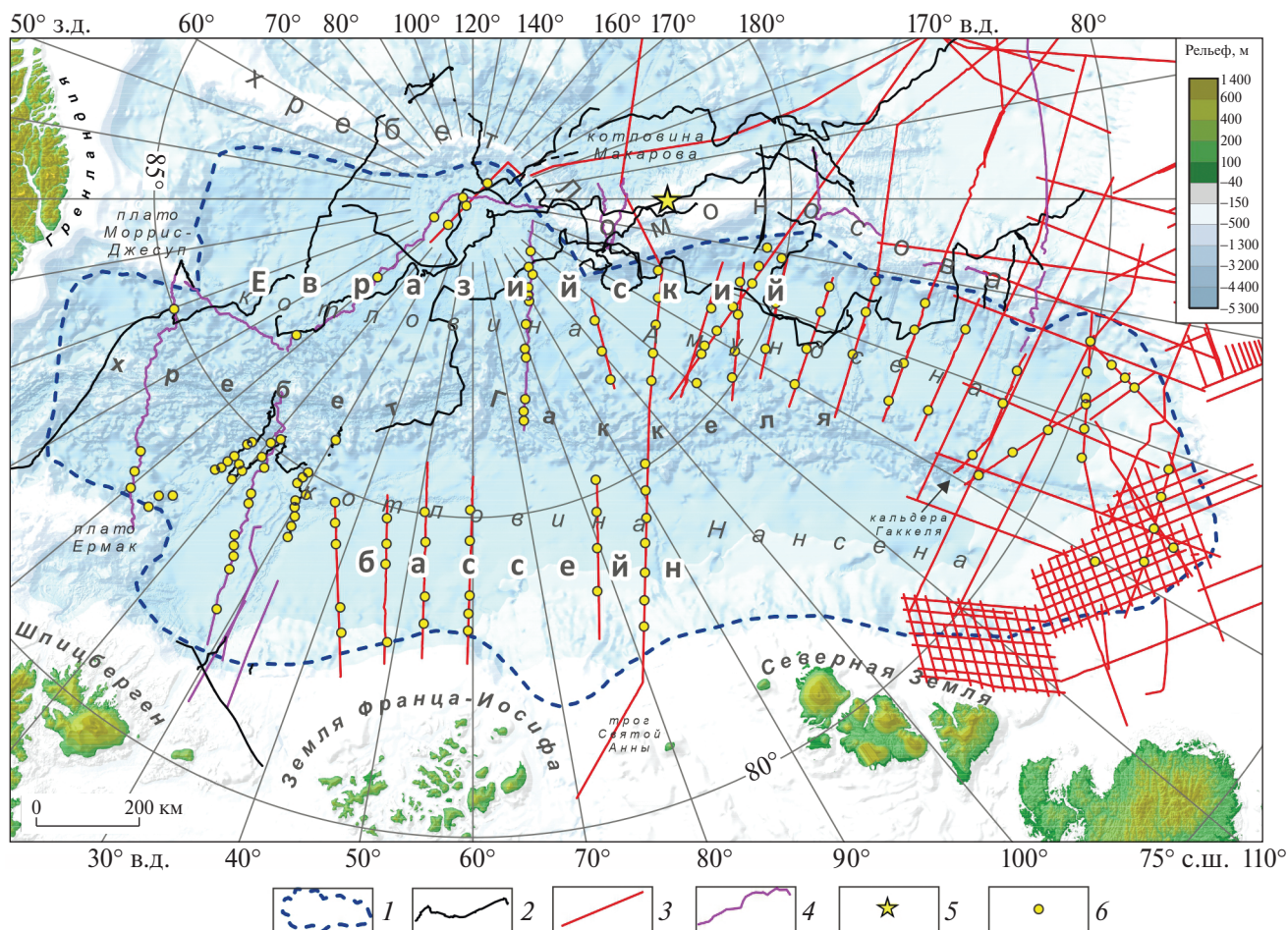


Рис. 1. Обзорная схема района исследований и использованных сейсмометрических данных. Фон — батиметрическая цифровая модель IBCAO 4.0 [52]

1 — контур района исследований; 2 — ретроспективные отечественные данные зондирований МОВ; 3 — современные отечественные данные МОВ ОГТ; 4 — зарубежные данные МОВ ОГТ; 5 — положение скважины АСЕХ; 6 — пункты зондирований МОВ–МПВ

интересом — уникальностью его положения в системе спрединговых бассейнов планеты и особенностями тектонического строения, а также прикладными задачами геологии, связанными с поисками углеводородов и других полезных ископаемых, а также делимитацией внешних границ континентального шельфа (ВГКШ) арктических государств в Арктике [1, 3, 7, 12, 15]. Для решения перечисленных задач необходимо наличие достоверной модели глубинного строения земной коры, включающей данные о рельефе поверхности фундамента и рельефе поверхности Мохо, мощности осадочного чехла и мощности земной коры.

Используемый нами метод моделирования глубинного строения Арктического бассейна основан на 3D гравитационном моделировании гравитационных эффектов, возникающих в наиболее контрастных плотностных границах

в земной коре [6]. Целью настоящей работы было дальнейшее развитие метода, учет новых априорных данных. Основными его усовершенствованиями, реализованными в настоящем исследовании, стали:

- уточнение зависимости плотности пород/мощности чехла, послужившей корректному разделению осадочной толщи на слои;
- создание собственной цифровой модели рельефа поверхности фундамента на основе переинтерпретации большого объема данных МОВ ОГТ и многоэтапного моделирования;
- учет влияния термического состояния литосферной мантии континентальных окраин и зоны перехода континент–океан в 3D постановке.

На этой основе, а также с учетом новейших данных по батиметрии и гравитационному полю нами были созданы новые цифровые модели рельефа

поверхности фундамента, мощности осадочного чехла, рельефа поверхности Мохо и мощности земной коры. Нами проведено сопоставление созданных моделей с ранее опубликованными моделями [57, 68, 76]. В свете новых полученных данных выявлены особенности глубинного строения и эволюции Евразийского бассейна.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Спрединговая природа Евразийского бассейна установлена благодаря результатам идентификации линейных магнитных аномалий, симметричных относительно рифтовой долины хребта Гаккеля [5, 14, 33, 71]. Возраст бассейна оценивается по наиболее древней уверенно идентифицированной парной аномалии A24 и составляет не менее 53 млн лет [5]. Скважина в приполярной части хребта Ломоносова датировала характерное для пассивных континентальных окраин *breakup*-несогласие, косвенно подтвердив данные аномального магнитного поля и определив время начала формирования океанической коры 56.2 млн лет назад [30].

Геоисторический анализ аномального магнитного поля позволил установить, что полные скорости раскрытия Евразийского бассейна только первые ~10 млн лет превышали 20 мм/год, а позднее — уменьшились в среднем до ~10 мм/год [5]. На новейшем этапе развития бассейна разброс скоростей спрединга составляет от ~12 мм/год в западной части бассейна до ~1 мм/год — в северной части моря Лаптевых [5, 24]. Этот факт позволяет отнести Евразийский бассейн и хребет Гаккеля к ультра-медленноспрединговым [36].

За исключением своей осевой части, в западной половине Евразийский бассейн перекрыт толщей осадочных пород. Поэтому геологическими методами частично изучена лишь осевая часть бассейна — рифтовая долина хребта Гаккеля. В ней выделены сменяющие друг друга магматические и амагматические сегменты [55, 61]. Строение осадочного чехла и поверхности фундамента освещено немногочисленными разрезами МОВ ОГТ [1, 10, 46, 54, 56].

Эти разрезы также демонстрируют особенности тектонического строения, характерные для медленно- и ультра-медленноспрединговых бассейнов, включая предполагаемые участки эксгумации мантии [39, 60, 75]. Экспериментальные данные о структуре консолидированной части коры в Евразийском бассейне и глубинах раздела Мохо

крайне малочисленны [1, 37, 50, 55, 75]. Предполагается, что она утонена по сравнению с нормальной океанической корой и может испытывать значительные вариации мощности [38, 55, 56].

Неоднократно предпринимались попытки обобщения накопленной геофизической информации в виде создаваемых цифровых моделей глубинного строения Арктического бассейна, включая Евразийский бассейн [6, 28, 57, 67, 76]. В настоящей работе делается следующий шаг в изучении пространственных вариаций тектонического строения Евразийского бассейна.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

Основу информационной базы данных для моделирования строения земной коры Евразийского бассейна составили данные сейсморазведки МОВ ОГТ (см. рис.1). Значительная их часть доступна в цифровом формате SEG-Y — это материалы отечественных экспедиций “Арктика”, выполнявшихся в 2011, 2012, 2014, 2015 и 2020 гг. в контексте проблемы ВГКШ Российской Федерации в Арктике [1, 10], а также результаты площадных геологоразведочных работ на нефть и газ в северной части моря Лаптевых в 2017–2020 гг. Большая часть зарубежных глубинных разрезов МОВ ОГТ, полученных в ходе американских, датских, канадских, китайских, немецких, шведских и других международных экспедиций, доступна только из публикаций [39, 52, 54, 60].

Эти материалы были оцифрованы и преобразованы в формат SEG-Y. Кроме современных данных были использованы ретро-материалы сейсмических зондирований МОВ, полученные в ходе дрейфа отечественных ледовых станций СП-23 (1978), СП-24 (1979-80) и СП-28 (1987-89), позднее оцифрованные и компилированные в работе [1].

Скоростные характеристики осадочного чехла Евразийского бассейна были изучены по материалам зондирований МОВ-МПВ в виде скоростных колонок или таблиц [40, 46, 52] (см. рис. 1).

Для выполнения гравитационного моделирования использовалась цифровая модель DTU17 [29], представленная аномалиями поля силы тяжести в свободном воздухе, а также батиметрическая цифровая модель IBCAO версии 4.0 [52].

Возраст океанической коры устанавливался по результатам изучения аномального магнитного поля. За последние 30 лет небольшой объем магнитометрических данных получен только в самом

восточном (Прилаптевоморском) замыкании бассейна, а также вдоль нескольких профилей экспедиции “Арктика-2020” [6] (см. рис. 1).

ЗАВИСИМОСТЬ СКОРОСТИ ПРОДОЛЬНЫХ ВОЛН И ПЛОТНОСТИ ПОРОД ОТ МОЩНОСТИ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА

Успешность гравитационного моделирования рельефа поверхности Мохо зависит от точности учета не только наиболее контрастных по плотности границ (морское дно и поверхность фундамента), но и от границ в осадочном чехле в случае значительных вариаций его мощности.

В упрощенных гравитационных моделях осадочный чехол рассматривается как единый слой с некоторой средней плотностью [62, 75]. Однако, с глубиной, в осадочных бассейнах происходит уплотнение пород [63]. В океанических бассейнах, вследствие наличия мощного водного слоя, увеличение плотности пород происходит с заглублением относительно морского дна, т.е. фактически — с увеличением мощности слоя осадков. Аппроксимация осадков одним слоем в модели при больших вариациях его толщины неизбежно будет приводить к большим ошибкам в расчете соответствующего ему гравитационного эффекта [6]. Нами выполнена аппроксимация с использованием многослойных моделей строения осадочного чехла с увеличивающимися по разрезу плотностями.

При отсутствии данных бурения на площади Евразийского бассейна, единственной возможностью косвенно оценить плотностные характеристики пород, слагающих осадочный чехол, является их расчет на основании измерений скорости прохождения сейсмических продольных волн V_p . Зондирование МОВ-МПВ на профилях МОВ ОГТ проводятся в Северном Ледовитом океане преимущественно с применением плавающих сейсмобиюев (см. рис. 1). Объем доступных данных в пределах Евразийского бассейна с учетом разных источников терригенного сноса, был поделен на три части — относящихся к котловине Амундсена, котловине Нансена и области восточного замыкания Евразийского бассейна (Прилаптевоморская часть).

Анализ групп скоростных колонок по этим структурам проводился отдельно. Значения скоростей, относящиеся к осадочному чехлу, были аппроксимированы экспоненциальными зависимостями V_p от мощности осадочного слоя H вида [20]:

$$V_{p(H)} = V_{\max} - (V_{\max} - V_0)e^{-aH}, \quad (1)$$

где V_0 и $V_{\max}$ — минимальная и максимальная скорость V_p в осадках, a — степенной коэффициент, H — мощность слоя осадков.

Для всех трех частей бассейна значения скоростей V_0 и $V_{\max}$ составили 1.45 и 4.50 км/с соответственно. Значения степенного коэффициента a подбирались для каждой выделенной части Евразийского бассейна в отдельности, путем минимизации среднеквадратичного отклонения аппроксимирующей кривой.

Показаны полученные зависимости и изменение среднеквадратичного отклонения аппроксимирующих трендов в зависимости от степенного коэффициента a , меняющегося от 0.34 до 0.39 (рис. 2, а–в, врезка).

Часть определений скоростей была исключена из выборки (на рисунке показаны крестиками), так как не соответствует средним показателям.

Приведен результат сопоставления зависимостей по котловине Амундсена, котловине Нансена и Прилаптевоморской части Евразийского бассейна и с учетом их схожести — выполненный выбор общей аппроксимирующей зависимости для всей площади Евразийского бассейна с a , равным 0.36 (см. рис. 2, г).

Приведен результат сопоставления полученной зависимости $V_p(H)$ с аналогичными зависимостями для Канадской котловины [70] (см. рис. 2, д).

Общая скоростная зависимость $V_p(H)$ была трансформирована в плотностную $\rho(H)$. Для этого были проанализированы корреляционные зависимости между скоростью и плотностью горных пород $\rho(V_p)$, а также учтены результаты бурения скважины АСЕХ в приполярной части хребта Ломоносова [32, 45, 63, 65].

Наиболее подходящей признана эмпирическая зависимость $\rho(V_p)$ Нейфа–Дрейка [32, 59, 63]. Нами показана полученная результирующая зависимость $\rho(H)$ (см. рис. 2, е).

Используемое нами программное обеспечение Geosoft Oasis Montaj [79] для гравитационного 2D моделирования предполагает задание одного значения (средней) плотности для конкретного слоя или блока модели. Поэтому для учета гравитационного эффекта от увеличения плотности пород с глубиной необходимо разбиение толщи осадочного чехла на отдельные слои.

Количество слоев выбиралось нами, исходя из принципа выбора значений плотности от минимального 1650 кг/м³ с шагом 100 кг/м³ и расчетом мощностей слоев, для которых эти значения

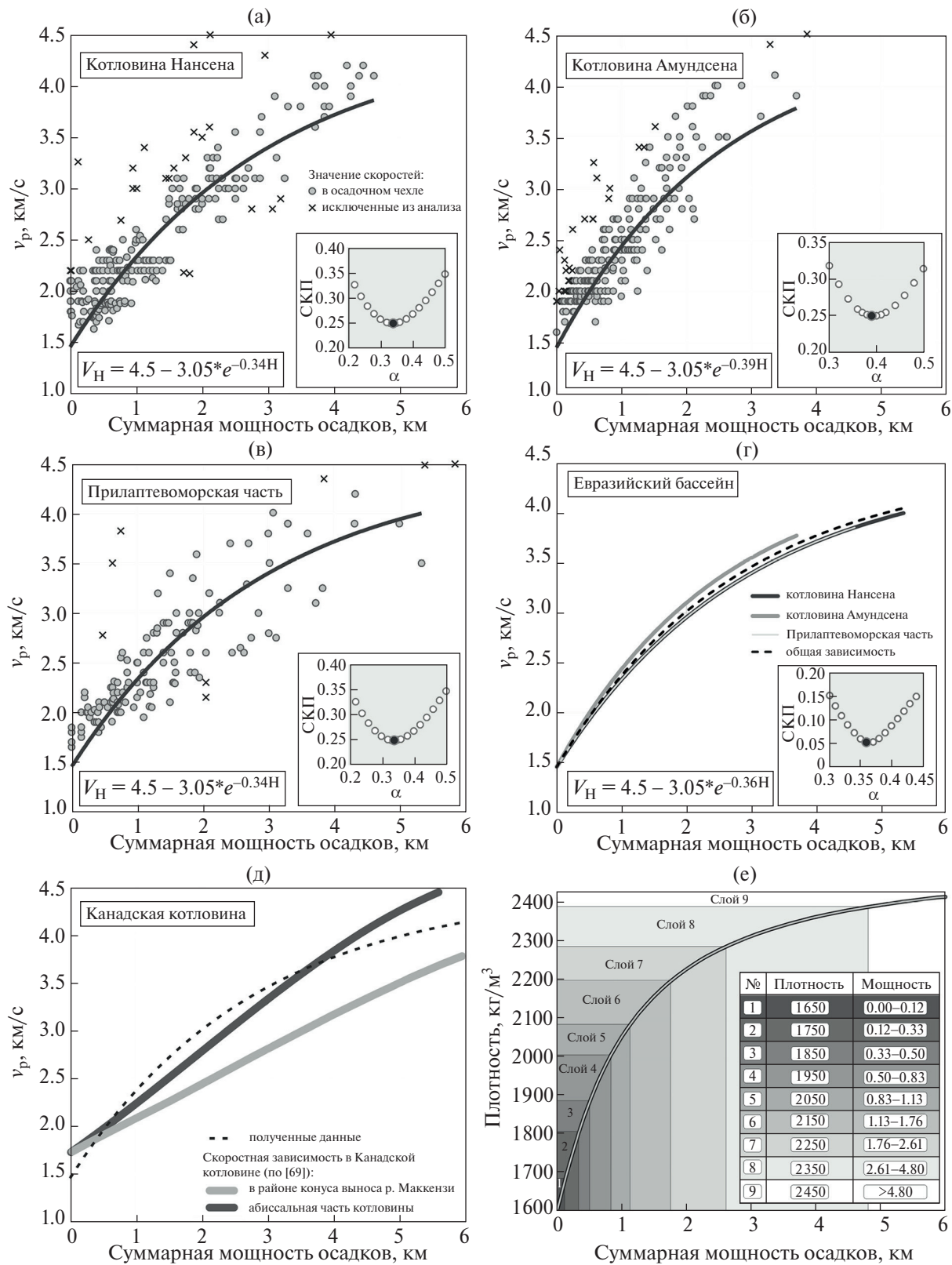


Рис. 2. Зависимости скорости продольных волн и плотности осадочных пород от мощности осадочного чехла. (а)–(г) — осредненные кривые скорость/мощность: (а) — котловина Нансена, (б) — котловина Амундсена, (в) — Прилаптевоморская часть Евразийского бассейна; (г) — Евразийский бассейн; (д) — сопоставление зависимостей скорость/мощность; (е) — зависимость плотность/мощность для Евразийского бассейна и разделение чехла на слои со средними значениями плотностей.

являются средними, согласно установленной зависимости $\rho(H)$. Показаны границы выбранных девяти слоев Евразийского бассейна (см. рис. 2, е). Эти слои, с присвоенными им значениями средних плотностей мы использовали при 2D, а также 3D моделировании.

ЦИФРОВЫЕ МОДЕЛИ РЕЛЬЕФА ФУНДАМЕНТА И МОЩНОСТИ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА

Ранее нами [6] для расчета цифровой модели рельефа поверхности фундамента использовалась опубликованная цифровая модель мощности осадочного чехла [13]. Тогда Евразийский бассейн характеризовался существенно худшей степенью изученности сейсморазведкой, чем ныне. Поэтому обе указанные модели базировались на значительно меньшем количестве информации, включая малодостоверные данные, например — компилятивные сейсморазведочные профили [1].

По мере поступления новых сейсмических данных цифровые модели рельефа поверхности фундамента и мощности осадочного чехла неоднократно актуализировались [57, 68]. Однако эти модели основывались исключительно на данных МОВ, которых с годами хотя и становилось больше, но не во всех частях Евразийского бассейна. Полностью неизученной поныне остается значительная часть котловины Нансена (см. рис. 1).

Мы выбрали комплексный подход к построению цифровых моделей рельефа поверхности фундамента и мощности осадочного чехла с применением не только данных МОВ, но и 2D гравитационного моделирования.

Методика моделирования рельефа фундамента

В условиях неравномерной изученности сейсморазведкой наиболее эффективным способом построения цифровой модели рельефа поверхности фундамента является совмещение данных МОВ ОГТ в комплексе с данными потенциальных полей (см. рис. 1). Примером успешной реализации этого подхода являются:

- региональная цифровая модель мощности осадочного чехла шельфовых Арктических морей России [4];
- цифровая модель глубин залегания кристаллического фундамента в котловине Нансена по высокоточным аэромагнитным данным [18].

В исследуемом регионе основная роль в моделировании рельефа поверхности фундамента отводится гравиметрическим данным, магнитомет-

рические данные используются для датирования фундамента.

Интерпретация данных МОВ ОГТ. Интерпретация доступных цифровых глубинных разрезов МОВ ОГТ для картирования рельефа поверхности фундамента была выполнена в программном пакете IHS Kingdom [78]. В западной и центральной частях Евразийского бассейна данная задача выполнима, т.к. поверхность базальтов океанической коры на имеющихся разрезах хорошо различима, даже вблизи зоны перехода континент/океан, перекрытой осадочным чехлом мощностью до 8.5 км.

Прослеживание рельефа поверхности фундамента затруднено в восточной части бассейна и становится исключительно сложной задачей в области его замыкания в районе моря Лаптевых. Это обусловлено тем, что здесь располагается тектонически уникальная область торцевого сочленения спредингового хребта Гаккеля и Лаптевоморской континентальной окраины, с которой на протяжении кайнозоя осуществляется мощный транспорт осадков. Формирование океанической коры происходило здесь в условиях ее полного перекрытия накапливающейся осадочной толщей.

В условиях ультрамедленного спрединга тектоно-магматические процессы в рифтовой зоне хребта Гаккеля реализуются импульсно [35]. Мантийный расплав проникает по тектоническим нарушениям в нижние горизонты осадочного чехла в виде силлов.

Однозначно выделить и проследить рельеф поверхности фундамента на сейсмических разрезах в области замыкания Евразийского бассейна на основе только доступных разрезов МОВ ОГТ становится невозможным. Поэтому в дополнение к сейсмическим данным мы использовали гравитационную цифровую модель DTU17 [29], в которой отражены генеральные вариации рельефа поверхности фундамента. Результаты интерпретации рельефа поверхности фундамента вдоль разрезов были гридированы в цифровую модель с размером ячейки 2×2 км и радиусом интра- и экстраполяций, равным 12 км (рис. 3).

Добавление синтетических профилей. В связи с отсутствием в некоторых частях Евразийского бассейна профилей МОВ ОГТ с экспериментально определенными глубинами фундамента, для их заполнения были добавлены пятнадцать синтетических профилей для последующего 2D гравитационного моделирования. Показана общая сеть профилей, составляющая сводную базу данных по рельефу поверхности фундамента (см. рис. 3).

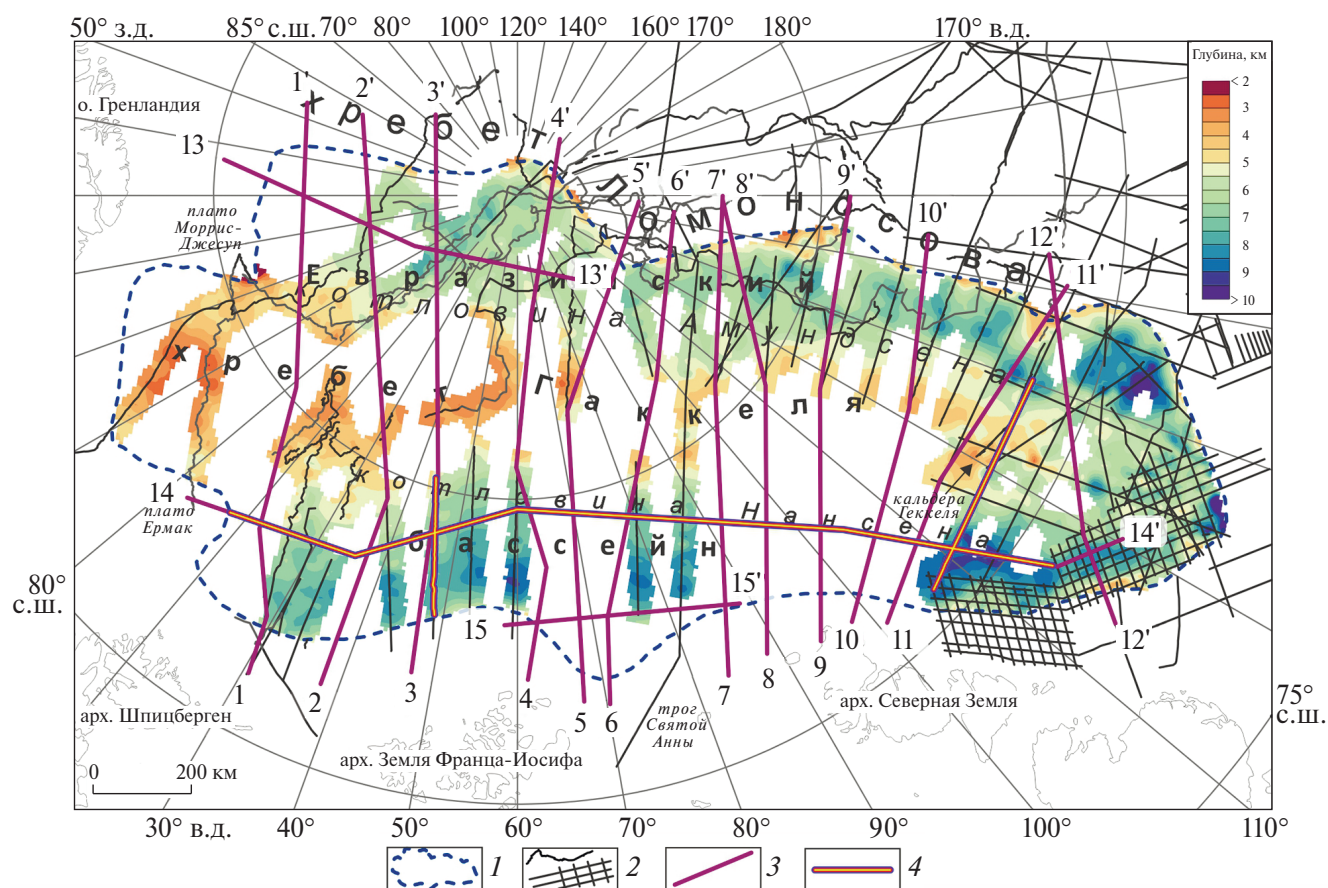


Рис. 3. Рельеф поверхности фундамента.

Фон — интерполяция результатов интерпретации кровли поверхности фундамента на сейсмических разрезах в цифровую модель.

1 — контур региона исследования; 2–3 — профили: 2 — МОВ; 3 — синтетические (с результатами 2D гравитационного моделирования); 4 — профили МОВ ОГТ ARC11-05 и AO20L22 (см. рис. 7)

Идентификация осей линейных магнитных аномалий. Для реализации этапа гравитационного моделирования, учитывающего термическое состояние мантии, необходимо наличие схемы возраста океанической коры Евразийского бассейна. Такая схема, основанная на результатах идентификации линейных магнитных аномалий, опубликована в основополагающей работе [5]. Однако в силу слабой магнитометрической изученности она не охватывает самую восточную часть Евразийского бассейна.

Первая попытка идентификации линейных аномалий в этой части бассейна с применением моделирования была реализована в [24]. В дальнейшем, на основании обобщения и детального изучения накопленных данных, нами была выполнена детализация схемы идентификации линейных магнитных аномалий на всей площади Евразийского бассейна. Эта схема была опубликована фрагментарно [25]. Детальность построений была реализована за счет прослеживания ключе-

вых элементов (точек перегиба) каждой линейной аномалии и соотнесения их с элементами магнитохронологической шкалы, т.е. с началом и концом магнитохронов.

В настоящей работе, наша модель [25] была дополнительно уточнена с использованием небольшого объема новых магнитометрических данных и шкалы геомагнитных инверсий [64]. На основе этой уточненной модели рассчитана цифровая модель возраста океанической коры в Евразийском бассейне, дополненная выделенными элементами магнитохронов (рис. 4).

2D гравитационное моделирование. Выполнено при помощи программного модуля GMSYS ПО Geosoft Oasis Montaj [79].

На начальном этапе вдоль всех линий синтетических профилей создавались исходные гравитационные модели, которые содержали (см. рис. 3):

— рельеф морского дна, извлеченный из цифровой модели IBCAO [52];

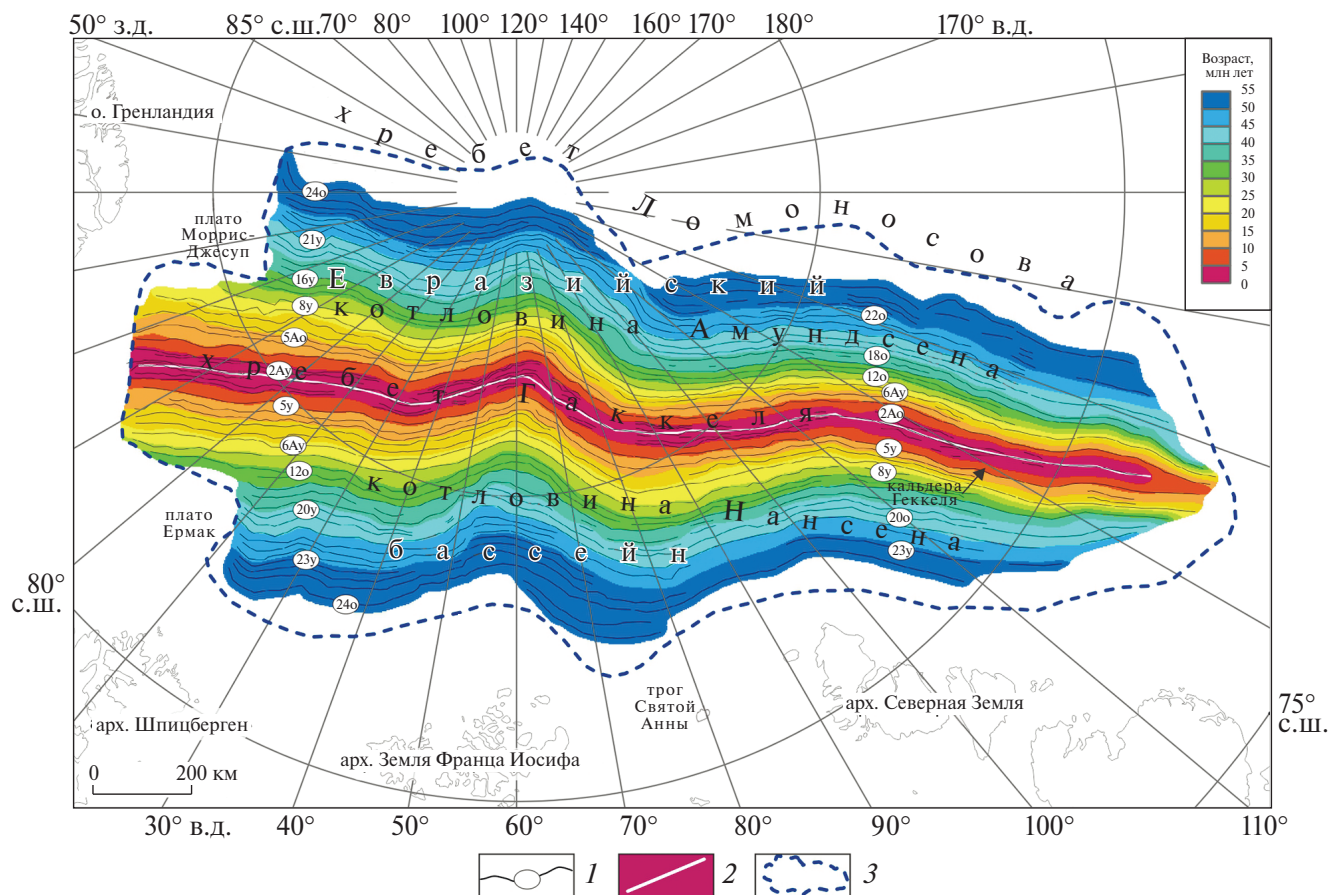


Рис. 4. Цифровая модель возраста океанического фундамента:

1 — магнитохроны; 2 — осевая магнитная аномалия; 3 — контур региона исследования

— рельеф поверхности фундамента, построенный с учетом значений его глубин залегания в точках пересечений синтетических профилей и профилей МОВ ОГТ;

— осадочный чехол, разбитый на 9 слоев по приведенной методике (см. рис. 2, е);

— рельеф поверхности Мохо, извлеченный из региональной модели [47].

Для учета гравитационного эффекта, связанного с разуплотнением верхней мантии в пределах Евразийского бассейна, была использована апробированная методика, основанная на модели остывающего полупространства [23, 24, 31, 67]. С применением данной методики, а также уточненной цифровой модели возраста океанического дна (см. рис. 4), литосферная мантия была поделена на 11 слоев, ограниченных изотермами от 400 до 1300°C, с шагом 100°C (рис. 5).

Линии 2D моделей включают не только океаническую часть, но и континентальные окраины Евразийского бассейна с зоной перехода континент-океан (см. рис. 1). Для определения глубин

идентичных изотерм в мантии под континентальными частями моделей, были использованы данные усредненных значений плотности теплового потока [2, 41, 69, 77] (см. табл. 1).

Расчеты глубин изотерм проведены по методике, учитывающей формирование теплового потока за счет генерации тепла радиоактивными элементами и процессами, протекающими в мантии [24]. Поскольку возраст континентальной литосферы очень велик (сотни млн лет и более с момента последней тектоно-магматической активизации), то тепловые процессы, протекающие в литосфере можно считать стационарными, таким образом, изотермы принимают горизонтальное положение (см. рис. 5).

Изотермы континентальной и океанической литосфер были плавно соединены между собой в границах области перехода континент—океан, их геометрия в ходе моделирования нами не корректировалась.

Слоям и блокам исходных моделей присваивались средние плотности (см. рис. 5):

— водная толща — 1030 кг/м³;

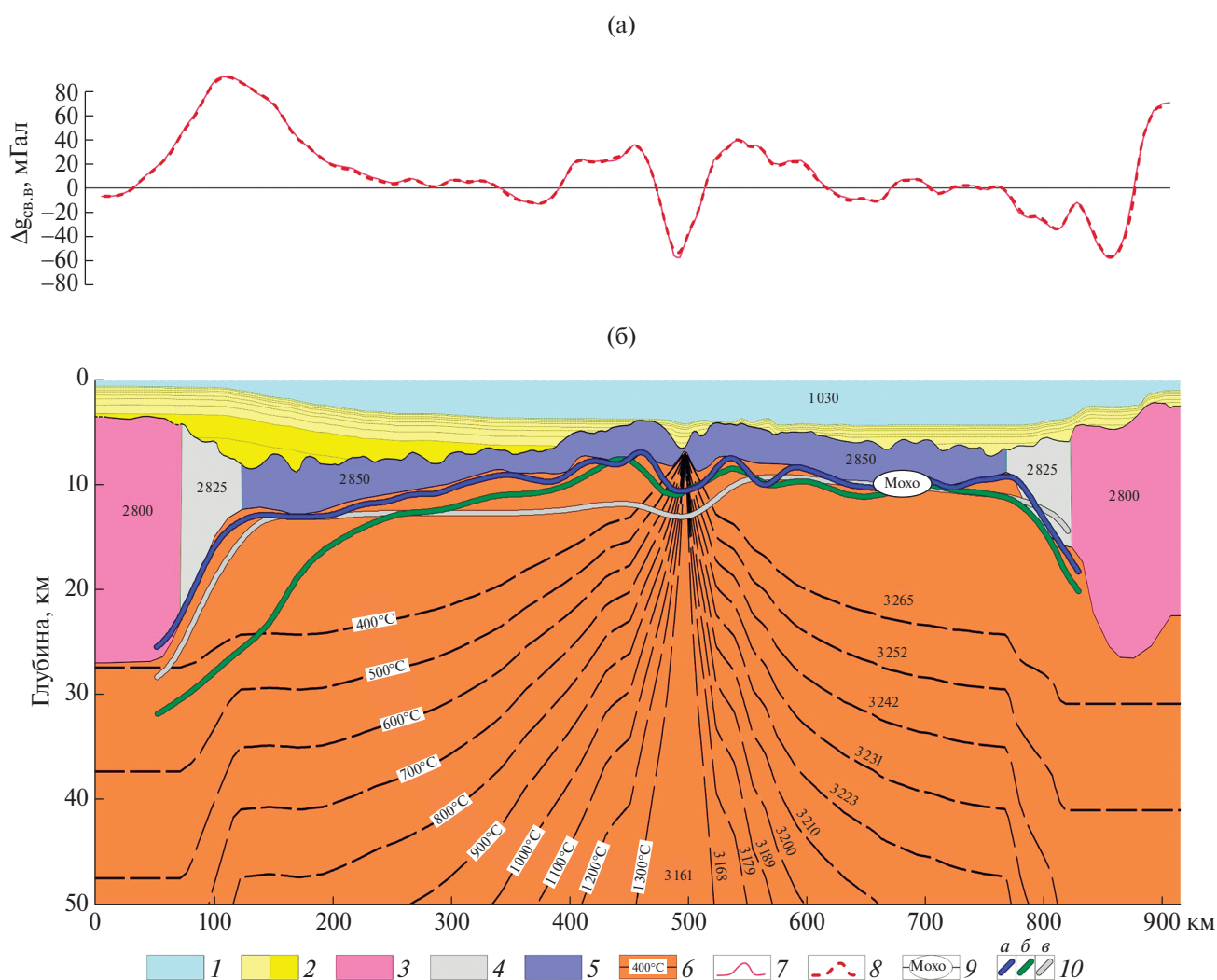


Рис. 5. 2D гравитационная модель вдоль линии синтетического профиля 6-6' (черными цифрами обозначена плотность в кг/м^3).

1 — водная толща; 2 — слои осадочного чехла; 3–5 — кора: 3 — континентальная, 4 — зоны перехода континент-океан; 5 — океаническая; 6 — значения изотерм и границы блоков верхней мантии; 7–8 — гравитационные аномалии от модели: 7 — наблюдаемые $\Delta g_{св.в.}$; 8 — расчетные Δg ; 9 — граница Мохо; 10 — кривые рельефа поверхности Мохо, извлеченные из цифровых моделей: а — финальной; б — из проекта ArcCRUST [57]; в — из проекта TEMAr [15]

— осадочный чехол — в диапазоне от 1650 до 2400 кг/м^3 , согласно принятому разделению на слои (см. рис. 2, е);

- океаническая кора — 2850 кг/м^3 ;
- континентальная кора — 2800 кг/м^3 ;
- зона перехода континент-океан — 2825 кг/м^3 ;
- слои мантии — по результатам расчетов,

с учетом средней температуры слоя и коэффициента объемного расширения [24], — в диапазоне от 3161 кг/м^3 (астеносфера) до 3262 кг/м^3 (самый холодный слой).

Кривая аномалий поля силы тяжести извлекалась из цифровой модели DTU17 [29].

Задача 2D моделирования заключалась в прогнозировании рельефа поверхности фундамента

вдоль линий синтетических профилей в пространстве между точками, где он известен по данным МОВ ОГТ. Поэтому, суть моделирования сводилась к тому, чтобы, варьируя только геометрией поверхностей фундамента и Мохо, добиться удовлетворительного совпадения наблюдаемой и расчетной гравитационных кривых. При этом, длинноволновые вариации гравитационной кривой компенсировались изменениями геометрии рельефа поверхности Мохо, а более коротковолновые вариации — подбором геометрии фундамента. Показан пример полученных в результате моделирования гравитационных 2D моделей (см. рис. 5).

Таблица 1. Средние значения плотности теплового потока q для континентальных окраин в 2D моделях

Номер модели*	Начало профилей** 1–15	q , мВт/м ²	Окончание профилей 1'–15'	q , мВт/м ²
1	арх. Шпицберген	77.86	хребет Ломоносова	60.30
2	арх. Шпицберген	77.81		60.30
3	арх. Земля Франца-Иосифа	77.76		60.30
4	арх. Земля Франца-Иосифа	77.70		60.30
5	арх. Земля Франца-Иосифа	76.83		64.60
6	арх. Земля Франца-Иосифа	76.40		64.60
7	арх. Северная Земля	74.22		71.00
8	арх. Северная Земля	74.22		71.00
9	арх. Северная Земля	72.50		61.00
10	арх. Северная Земля	73.35		55.30
11	арх. Северная Земля	72.50		56.20
12	п-в Таймыр	69.00		56.20
13	плато Морриса-Джесеп	64.00	—	—
14	плато Ермак	60.50	—	—
15	арх. Земля Франца-Иосифа	77.70	—	—

Примечание. * — Номер модели (см. рис. 3); ** — профили (см. рис. 3).

Цифровые модели рельефа фундамента и мощности осадочного чехла

Цифровая модель рельефа фундамента в районе исследования была создана в несколько итераций.

I итерация. На основе сводной базы данных о рельефе поверхности фундамента была рассчитана соответствующая цифровая модель по методу минимума кривизны с размером ячейки 2×2 км и радиусами интерполяции 120 км и экстраполяции 10 км (см. рис. 3, рис. 6, а).

Анализ этой цифровой модели обнаружил, что в ней не удастся непрерывно проследить рифтовую долину хребта и параллельные ей подводные хребты, протягивающиеся практически через всю осевую часть Евразийского бассейна, отчетливо наблюдаемые в батиметрической цифровой модели ИВСаО [52] (см. рис. 1).

Этот недостаток цифровой модели обусловлен большими расстояниями между профилями в базе данных по рельефу поверхности фундамента, на основании которой рассчитана цифровая модель, а также существенным отличием размера ячеек сопоставляемых моделей фундамента и батиметрии — 2×2 км и 250×250 м (см. рис. 3).

II итерация. В ходе второй итерации было выполнено устранение указанного недостатка. С учетом его локализации лишь в осевой области Евразийского бассейна, для нее нами была разработана оригинальная методика согласования цифровой модели рельефа поверхности фундамента и ре-

льефа дна цифровой модели ИВСаО [52], которая включала ряд последовательных операций.

- Вычитанием из цифровой модели рельефа поверхности фундамента батиметрической цифровой модели ИВСаО [52] получена их разница, т.е. цифровая модель мощности осадочного чехла. Анализ данной модели показал, что в осевой части Евразийского бассейна, не охваченной регулярной сеткой профилей МОВ, мощность осадков в рифтовой долине хребта Гаккеля варьирует от 0 км (на западе) до 1 км (на востоке), а за ее пределами — не превышает 1 км.

- На основе этих закономерностей и с опорой на разрезы МОВ ОГТ нами была вручную построена карта-схема мощности осадочного чехла в обсуждаемой области и затем рассчитана ее цифровая модель (см. рис. 6, б).

- Сложение этой цифровой модели с цифровой моделью ИВСаО [52] позволило получить более детальную, чем в 1-й итерации, цифровую модель рельефа поверхности фундамента осевой части Евразийского бассейна, в которой отчетливо прослеживается структура срединного хребта (см. рис. 6, в).

- Полученной цифровой моделью была заменена область в цифровой модели рельефа поверхности фундамента I итерации, что дало цифровую модель рельефа поверхности фундамента II итерации (см. рис. 6, г).

Цифровые модели мощности осадочного чехла и рельефа поверхности фундамента осевой части

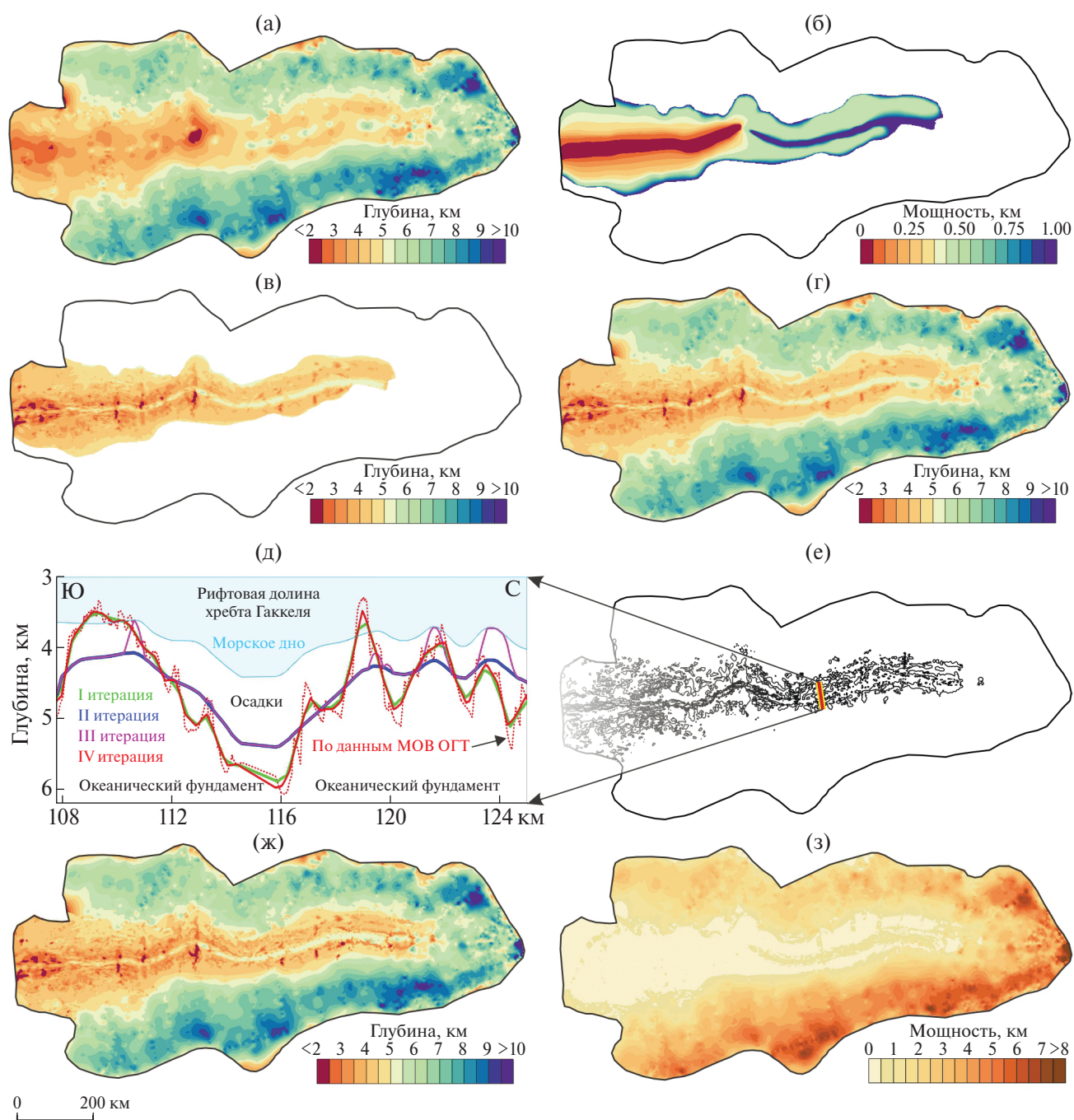


Рис. 6. Этапы создания цифровой модели рельефа поверхности фундамента.

(а) — цифровая модель I итерации, (б) — цифровая модель мощности осадочного чехла в осевой части, (в) — цифровая модель рельефа поверхности фундамента в осевой части; (г) — II итерация. (д)–(з) — III итерация: (д) — сравнение кривых рельефа поверхности фундамента; (е) — положение нулевых изолиний вертикального градиента цифровой модели ИВСАО [52], сопоставленных с контурами подводных гор в осевой части Евразийского бассейна; (ж) — цифровая модель рельефа поверхности фундамента III итерации; (з) — цифровая модель мощности осадочного чехла.

Евразийского бассейна ограничены со стороны моря Лаптевых (см. рис. 6, б, в).

Это связано с тем, что здесь не представляется возможным аппроксимировать мощность осадочного чехла простой моделью, поскольку по дан-

ным МОВ в кальдере Гаккеля осадки практически отсутствуют, а восточнее кальдеры мощность чехла нарастает по мере приближения к окраине моря Лаптевых (см. рис. 1). Поэтому в самой восточной части Евразийского бассейна цифровая модель ре-

льефа фундамента построена только по данным сейсморазведки.

Цифровая модель рельефа поверхности фундамента II итерации была вновь подвергнута анализу — в сопоставлении с сейсмическими разрезами МОВ ОГТ (рис. 6, д).

Результаты анализа показали, что, несмотря на выявленные закономерности распределения осадков в осевой части Евразийского бассейна, наиболее высокие подводные горы по данным сейсморазведки часто полностью лишены осадков (см. рис. 6, б, д).

При этом II итерация моделирования цифровой модели рельефа поверхности фундамента привела к появлению слоя осадков на всех высоких подводных горах — с мощностью, меняющейся в зависимости от их удаленности от рифтовой долины, в пределах от 0 до 1 км (см. рис. 6, д).

III итерация. Состояла в устранении выявленного недостатка цифровой модели фундамента II итерации и включала следующие операции:

- оконтуривание выявленных в осевой зоне хребта Гаккеля гор путем расчета цифровой модели вертикального градиента по цифровой модели ИВКАО [52] и выбора в ней нулевых замкнутых контуров, совпадающих в плане с положением этих гор в батиметрической модели (см. рис. 6, е);
- выбор внутри этих контуров значений глубин из цифровой модели ИВКАО [52] и добавление их с замещением в цифровой модели рельефа поверхности фундамента II итерации.

Представлена цифровая модель рельефа поверхности фундамента III итерации и соответствующий ей график вдоль тестовой линии (см. рис. 6, д, ж).

IV итерация. Финальная IV итерация в моделировании цифровой модели рельефа поверхности фундамента выполнена для устранения расхождений между цифровой моделью III итерации и фактическим положением фундамента на разрезах МОВ ОГТ в осевой области Евразийского бассейна (см. рис. 6, д).

Эти расхождения связаны с несовершенством цифровой модели ИВКАО [52], не учитывающей данные о глубинах моря вдоль новых профилей МОВ ОГТ [1], а также с неточностями гридирования.

Создание цифровой модели рельефа поверхности фундамента IV итерации заключалось в добавлении в модель III итерации фактических данных о рельефе поверхности фундамента вдоль профилей МОВ ОГТ в качестве цифровой модели, рас-

считанной по этим данным с размером ячейки 2×2 (см. рис. 3).

Приведена финальная модель рельефа поверхности фундамента (см. рис. 6, ж; Supplement 1: Fig. S1).

Достоверность полученных в рамках настоящей работы цифровых моделей рельефа поверхности фундамента характеризуется среднеквадратичным отклонением их значений от глубин фундамента по данным сейсморазведки для цифровых моделей: ± 190 м (III итерация); ± 180 м (IV итерация).

Сопоставление полученной финальной цифровой модели с аналогичными ранее опубликованными моделями для Евразийского бассейна приведено в Supplement 1: Fig. S1 и на рис. 7, где показаны кривые, извлеченные из этих моделей в сопоставлении с рельефом поверхности фундамента по данным МОВ ОГТ.

Цифровая модель мощности осадочного чехла в Евразийском бассейне рассчитана путем вычитания из финальной цифровой модели рельефа поверхности фундамента — цифровой батиметрической модели ИВКАО [52] (см. рис. 6, з; Supplement 1: Fig. S2).

Сопоставление цифровой модели мощности осадочного чехла с ранее опубликованными аналогичными моделями приведено в Supplement 1: Fig. S2.

ЦИФРОВЫЕ МОДЕЛИ РЕЛЬЕФА ПОВЕРХНОСТИ МОХО И МОЩНОСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Мощность земной коры является одним из основных параметров, определяющих ее природу. Существенные различия в мощности типичной океанической и континентальной коры приобрели особое значение при создании тектонических схем дна арктической акватории при решении проблемы определения ВГКШ приарктических государств в Северном Ледовитом океане в связи с необходимостью доказательства принадлежности ряда глубоководных океанических структур к структурам континентального типа.

Эмпирическая информация о глубинном положении границы Мохо в Евразийском бассейне крайне скудна, поэтому все созданные цифровые модели и карты мощности земной коры в нем основаны на результатах комплексного анализа геолого-геофизических данных и, главным

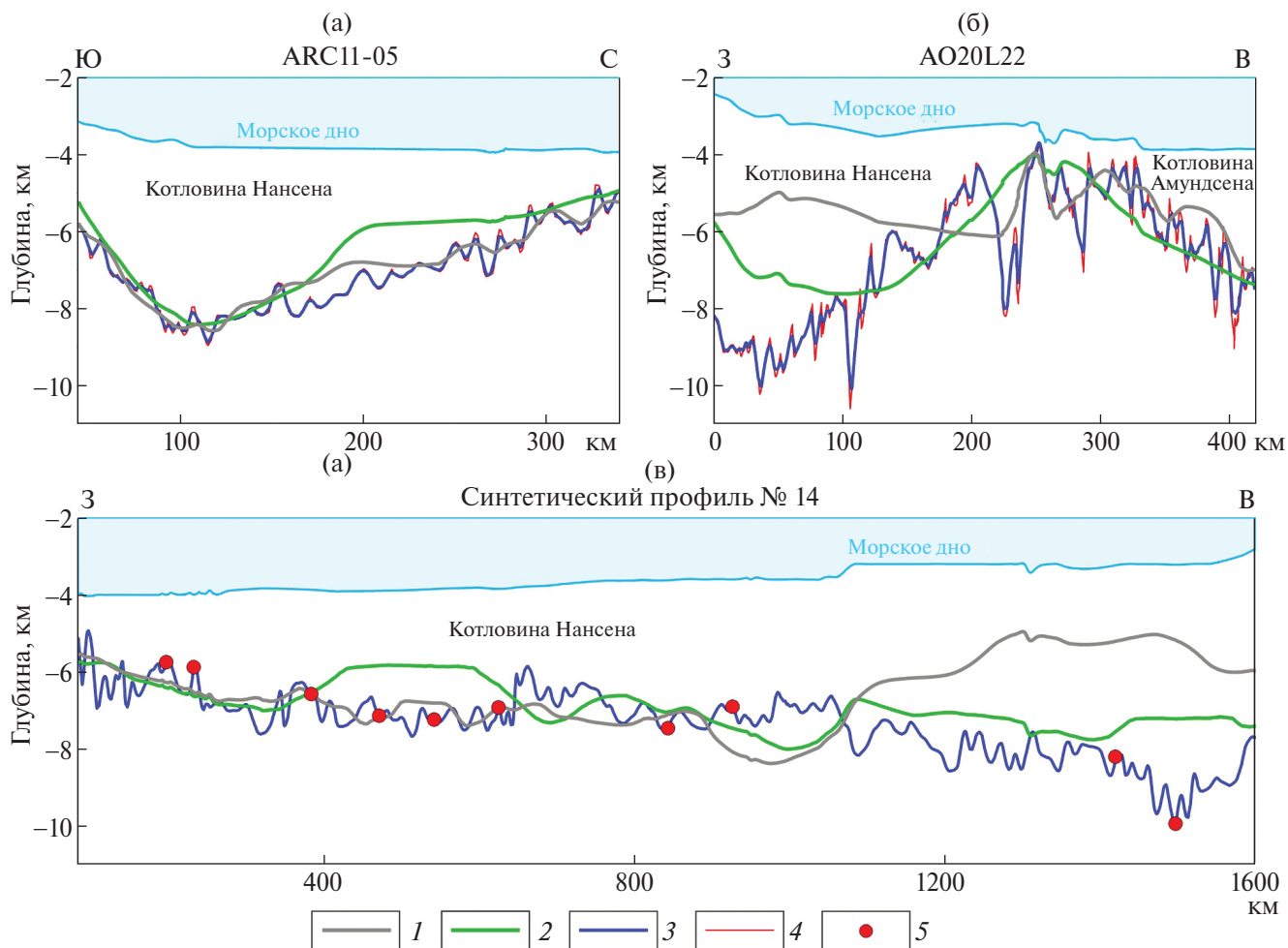


Рис. 7. Сопоставление цифровой модели рельефа поверхности фундамента с данными МОВ ОГТ и ранее опубликованными моделями из проектов TEMAR [68] и ArcCRUST [57]: вдоль профилей МОВ ОГТ ARC11-05 (а) и AO20L22 (б) и вдоль синтетического профиля 14–14' в котловине Нансена.

Положение профилей (см. рис. 3).

1–2 — кривые из цифровой модели рельефа поверхности фундамента, рассчитанные сложением: 1 — цифровой модели IBCAO [52] и цифровой модели мощности чехла из проекта ArcCRUST [57]; 2 — цифровой модели мощности чехла из проекта ArcCRUST [57]; 3 — цифровая модель рельефа поверхности фундамента 4-й итерации; 4 — данные МОВ ОГТ вдоль профилей; 5 — глубины фундамента на синтетическом профиле 14–14' в точках его пересечения с профилями МОВ ОГТ

образом, — гравитационного моделирования [38, 41, 50, 51, 55, 56, 58, 74].

Первые оценки глубин залегания границы Мохо в Северном Ледовитом океане были выполнены на основе выявленной эмпирической зависимости между глубиной и амплитудой аномалий поля силы тяжести в редукции Буге [9]. Данный подход применялся и позднее, но с учетом накопленной информации о положении границы Мохо в Арктическом бассейне [14].

Первые площадные расчеты глубин залегания границы Мохо на основе методики 3D гравитационного моделирования были осуществлены в ра-

боте [18], более совершенный подход предложен в работе [28].

В связи с появлением новой карты мощности осадочного чехла Северного Ледовитого океана, а также обновленной цифровой модели гравитационного поля, нами на основе 3D гравитационного моделирования была получена новая цифровая модель рельефа поверхности фундамента в Северном Ледовитом океане [6, 22, 42].

Позднее были опубликованы цифровая модель ArcCRUST [57] и модель, представленная в [76], также основанные на 3D гравитационном моделировании.

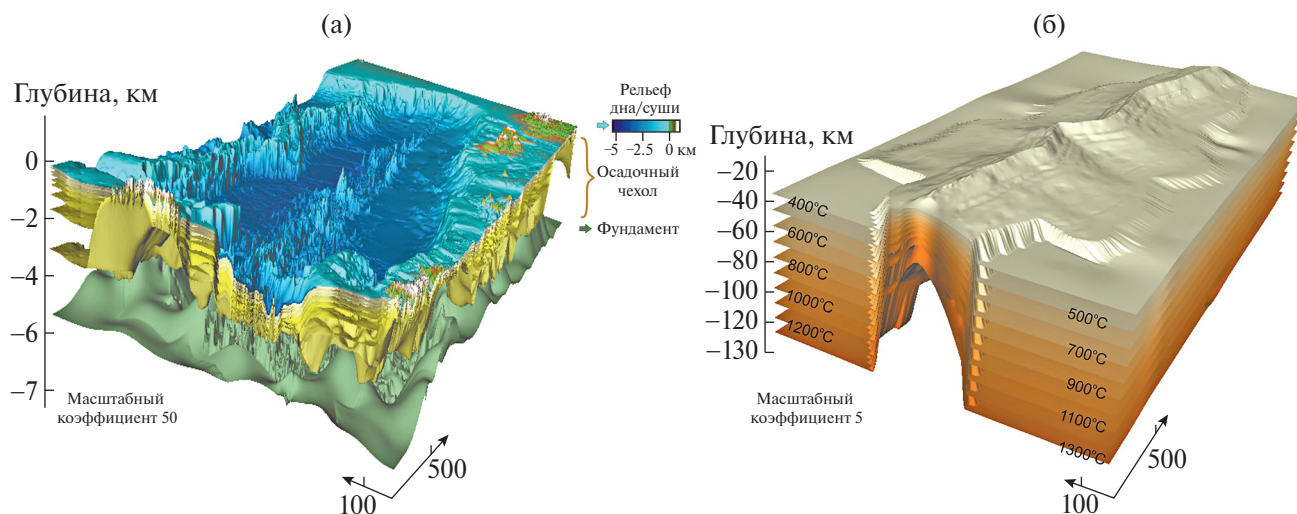


Рис. 8. 3D глубинная модель строения Евразийского бассейна:
(а) — водная толща, осадочный чехол, фундамент; (б) — литосферная мантия.

3D гравитационное моделирование рельефа поверхности Мохо

Использованная в настоящей работе методика 3D моделирования рельефа поверхности Мохо и последующего расчета мощности земной коры была разработана применительно ко всей глубоководной части Северного Ледовитого океана [6]. Концептуально данная методика основана на вычислении гравитационных эффектов от известных плотностных границ и разделов в верхней части земной коры, вычитании этих эффектов из наблюдаемого поля силы тяжести и в последующем пересчете (инверсии) остаточных (мантийных) гравитационных аномалий в глубины залегания границы Мохо.

В океанических спрединговых бассейнах, к которым относится и Евразийский бассейн, для получения мантийных остаточных аномалий из наблюдаемого поля необходимо вычесть также гравитационный эффект, связанный с плотностной неоднородностью мантии [24, 31]. Вычисленная по остаточным аномалиям цифровая модель рельефа поверхности Мохо является в дальнейшем основой для расчета цифровой модели мощности земной коры, которая представляет собой разницу между глубинами Мохо и морского дна.

Усовершенствование ранее созданных глубинных моделей [6] стало возможным при использовании:

- уточненных цифровых моделей поля силы тяжести DTU-17 [29] и батиметрии IBCAO версии 4.0 [52];
- полученных в ходе настоящего исследования цифровых моделей возраста океанического фундамента и рельефа поверхности фундамента (см. рис. 4, рис. 6, ж, Supplement 1: Fig. S1);

— глубокого анализа скоростных характеристик осадочного чехла и разделение его на большее, чем ранее, количество слоев с осредненными плотностными характеристиками (см. рис. 2, е);

— усовершенствованной технологии расчета гравитационных эффектов, связанных с термическим разуплотнением верхней мантии в Евразийском бассейне;

— увеличенного объема эмпирических данных о глубинах Мохо, примененных для калибровки результатов расчетов и оценки их достоверности.

Построение 3D модели глубинного строения Евразийского бассейна

При построении 3D модели глубинного строения Евразийского бассейна был использован программный модуль GMSYS-3D, предусмотренный в программном обеспечении Geosoft Oasis Montaj [79] и позволяющий выполнять вычисление гравитационного эффекта от сложных многослойных сред.

На первом этапе решения задачи расчета цифровой модели рельефа поверхности Мохо была создана исходная многослойная 3D модель глубинного строения земной коры на всю площадь Евразийского бассейна (рис. 8).

Верхняя часть модели включает поверхность океанического дна, представленную цифровой моделью IBCAO [52], подстилаемую осадочным чехлом, содержащим до 9-ти слоев, которые частично выклиниваются на поверхности фундамента (см. рис. 8, а).

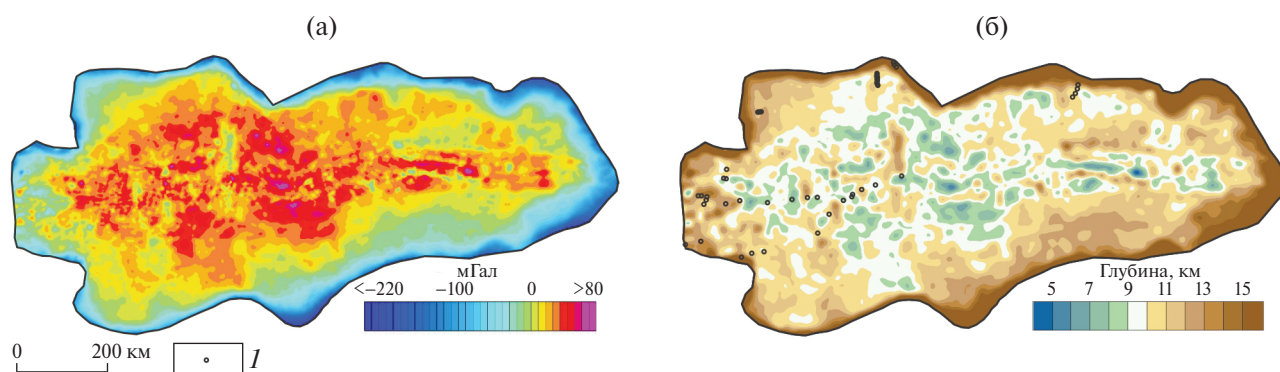


Рис. 9. Цифровые модели остаточных мантийных аномалий (а) и рельефа поверхности Мохо (б).
I — пункты с экспериментально установленными глубинами до раздела Мохо

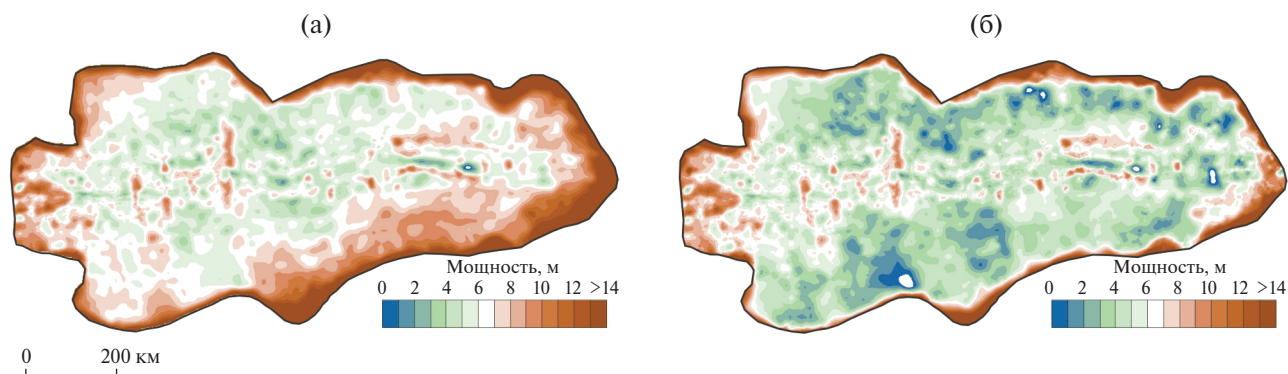


Рис. 10. Цифровые модели мощности земной коры суммарной (а) и консолидированной (б) частей.

Нижняя часть модели, представлена 11-ю мантийными слоями, разделенными кратными 100°C изотермами, положение которых рассчитывалось по описанным выше методикам, отдельно для океанической и континентальной коры (см. рис. 8, б).

Расчеты в пределах глубоководной части Евразийского бассейна проводились с использованием цифровой модели возраста океанической коры, расчеты на пассивных окраинах основаны на использовании данных о тепловом потоке (см. рис. 4). Плотности слоев в обеих частях 3D модели задавались по аналогии с 2D моделями.

Расчет остаточных мантийных аномалий. Вначале был рассчитан суммарный гравитационный эффект от верхней части 3D модели, затем — от нижней части 3D модели. Сумма этих эффектов была вычтена из цифровой модели аномалий поля силы тяжести в свободном воздухе DTU17 [29], в результате чего нами были получены остаточные мантийные аномалии (рис. 9, а).

Моделирование рельефа поверхности Мохо

Рассчитанные остаточные мантийные аномалии пересчитывались в вариации рельефа поверхности Мохо по алгоритму Р. Паркера [67],

относительно выбираемой средней глубины H_0 . Плотностной контраст на границе кора—мантия был выбран равным 415 кг/м^3 , исходя из значений средней плотности океанической коры 2850 кг/м^3 и плотности подкоровой мантии 3265 кг/м^3 .

Подбор H_0 осуществлялся итеративно, с минимизацией среднеквадратичного отклонения значений в рассчитываемой цифровой модели от фактически установленных значений Мохо (Supplement1: Fig.S3).

Минимальное среднеквадратичного отклонения было получено равным $\pm 1.47 \text{ км}$ при $H_0 = 11.5 \text{ км}$.

Финальная цифровая модель рельефа поверхности Мохо в Евразийском бассейне показана на рис. 9, б, сопоставление модели с ранее опубликованными моделями [14, 57, 76] приведено в Supplement 1: Fig. S3.

Расчет цифровой модели мощности земной коры

Цифровая модель суммарной мощности земной коры в Евразийском бассейне рассчитана как разница между цифровой моделью рельефа поверхности Мохо и рельефа морского дна цифровой модели IBCAO [51] (см. рис. 9, б; рис. 10, а).

Кроме этого, была вычислена более информативная цифровая модель мощности консолидированной части земной коры, представляющая собой разность между цифровой моделью рельефа поверхности Мохо и цифровой моделью рельефа поверхности фундамента (см. рис. 10, б). Сопоставление данных моделей с ранее опубликованными моделями приведено в Supplement 1: Fig S4, Fig. S5).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В ходе нашего исследования была уточнена зависимость между V_p и мощностью осадочной толщи в Евразийском бассейне. Данная зависимость хорошо аппроксимирует облако значений в Прилаптевоморской части Евразийского бассейна, где наблюдается наиболее мощный осадочный чехол, накопленный за счет сноса терригенных осадков (см. рис. 2, в).

Очевидно резкое смещение облака точек выше аппроксимирующей зависимости, т.е. скачок скоростей в осадочном чехле при мощностях чехла более ~3.2 км в котловине Нансена и ~2.2 в котловине Амундсена (см. рис. 2, а, б). Мы полагаем, что это смещение объясняется присутствием магматических пород в нижних частях осадочного чехла океанической коры. Таким образом, полученные высокие значения V_p не являются характеристикой осадочной терригенной толщи, и выведенная общая зависимость пригодна для задач регионального моделирования.

Сопоставление полученной зависимости для Евразийского бассейна $V_p(H)$ с аналогичной зависимостью для абиссальной части Канадской котловины показывает их сходство, принимая во внимание разный возраст котловин и неизбежные отличия в условиях седиментогенеза. Однако разница с зависимостью для района конуса выноса р. Маккензи [70], где накоплены огромные мощности чехла и предполагается лавинная седиментация в кайнозойское время, значительна. Выведенная зависимость $\rho(H)$ является удобным инструментом при 2D и 3D гравитационном моделировании на площади Евразийского бассейна (см. рис. 2, е). Эта зависимость соответствует данным, полученным из единственной скважины в регионе [30].

Результаты сравнения полученных цифровых моделей рельефа поверхности фундамента и мощности осадочного чехла с современными опубликованными аналогичными моделями показывают большую детальность полученных цифровых моделей [57, 68] (Supplement 1: Fig. S1, Fig. S2).

Благодаря примененной методике моделирования данных поверхностей, мы отмечаем не только отличное соответствие моделей данным МОВ ОГТ, но и предполагаем их высокую прогностическую ценность (см. рис. 7).

Наибольшие отличия (от 1 км и более) в структуре и глубинах рельефа поверхности фундамента между новой цифровой моделью и цифровой моделью из проекта ArcCRUST [57] наблюдаются в Прилаптевоморском замыкании Евразийского бассейна, вдоль Баренцево-Карского склона в котловине Нансена и в восточной части котловины Амундсена. В этих областях фиксируется аналогичное расхождение между цифровой моделью мощности осадочного чехла, полученной в рамках проекта ArcCRUST [57], с единственной разницей в том, что в настоящей работе нами использовалась новая версия цифровой модели IBCAO v.4.0 [52].

Особенности рельефа поверхности фундамента и структуры осадочного чехла в Евразийском бассейне вкрест разрезов МОВ ОГТ неоднократно описывались и анализировались [39, 54]. Новые цифровые модели рельефа поверхности фундамента и мощности осадочного чехла позволяют с большей достоверностью проследить эти особенности на площади Евразийского бассейна.

Область рифтовых гор хребта Гаккеля, проявленная в рельефе океанического дна, характеризуется отметками глубин фундамента ≤ 5 км и мощностью осадочного чехла от 0 до 1.5 км в котловине Нансена и до 1 км в котловине Амундсена (см. рис. 6, ж). Минимальные глубины (< 1 км) по данным цифровой модели IBCAO [52] фиксируются в областях подводных гор в центрах магматических сегментов океанической коры в осевой части Евразийского бассейна.

В рифтовой долине хребта Гаккеля глубины фундамента варьируют в западной части Евразийского бассейна от ~3.5 до ~5.2 км, при этом долина практически полностью лишена осадков.

В восточной части Евразийского бассейна фундамент прогнозируется на глубинах ~5.0...5.4 км, при средней мощности осадочного чехла ~1 км. Экстремальная глубина фундамента ~6.5 км, при отсутствии на нем осадков, зафиксирована в кальдере Гаккеля на профиле МОВ ОГТ [71]. Восточнее этой кальдеры (~120° в.д.) рифтовая долина и горы практически полностью перекрыты осадочным чехлом. Глубины фундамента и мощность осадочного чехла резко нарастают в сторону моря Лаптевых и достигают значений ~8 и ~6 км

соответственно. В зоне перехода континент—океан в море Лаптевых данные значения могут быть еще выше.

Области котловины Нансена и котловины Амундсена, где фундамент находится ниже отметки ~5 км, также отличаются по структуре (см. рис. 6, ж).

В котловине Нансена средние глубины фундамента составляют ~7.5 км. Напротив крупных трогов на Баренцево—Карской континентальной окраине сформированы локальные депрессии с глубинами >8 и до ~9.2 км, максимум глубины зафиксирован вблизи трога Святой Анны (см. рис. 1, см. рис. 7). Мощность осадочного чехла нарастает в котловине Нансена от области Срединно-океанического хребта (СОХ) до указанных локальных депрессий с ~1.5 до ~7.3 км.

В котловине Амундсена фундамент занимает более высокое гипсометрическое положение — в среднем ~6.5 км (на ~1 км выше). В его локальных депрессиях глубины достигают ~7.5...8.0 км, вблизи зоны сочленения хребта Ломоносова с Евразийской окраиной доходят до ~10 км. Мощность осадочного чехла в котловине Амундсена варьирует в среднем от ~1.5 м до ~2.5 км, в локальных депрессиях увеличивается до ~4 км и в упомянутой аномальной депрессии достигает ~7 км.

Развиваемая нами методика моделирования рельефа поверхности Мохо включает обязательную процедуру калибровки финальных результатов, полученных с учетом теоретических расчетов, с фактическими данными. Это и ранее позволило получить цифровую модель рельефа поверхности Мохо для глубоководной части Арктического бассейна, более точно соответствующую данным сейсморазведки, чем другие модели [6, 57].

В настоящем исследовании удалось достичь среднеквадратичного отклонения в расхождении между полученной цифровой моделью рельефа поверхности Мохо с немногочисленными фактическими определениями, равного ± 1.47 км. Для независимой оценки полученной нами цифровой модели рельефа поверхности Мохо в будущем могут быть использованы результаты уникального сейсмического эксперимента JASMINe [36]. Численное сравнение полученной цифровой модели рельефа поверхности Мохо возможно с ранними аналогичными цифровыми моделями из состава проекта TEMAR [14], нашей моделью [48] и моделью из состава проекта ArgCRUST [57].

Нами выполнено сопоставление моделей рельефа поверхности Мохо, из которого очевидно, что

созданную модель отличает большая детальность, вариативность глубин Мохо на площади Евразийского бассейна, существенно меньшие глубины в Прилаптевоморской части (Supplement 1: Fig. S1).

Глубины Мохо варьируют в Евразийском бассейне преимущественно в диапазоне от 8 до 11 км, изостатически повторяя генеральные формы рельефа поверхности фундамента (см. рис. 9, б). Последнее является следствием модели Эйри [27], заложенной в основу методики гравитационного моделирования, что предполагается, но пока не подтверждено для Евразийского бассейна в отсутствие данных ГСЗ.

Наиболее высоко поверхность Мохо поднимается в рифтовой зоне срединно-океанических хребтов, в восточной части Евразийского бассейна доходит до глубин ~6 км. Также максимальный подъем прогнозируется локально в зоне перехода континент—океан в восточной части котловины Амундсена и к западу от трога святой Анны в борту котловины Нансена. Консолидированная океаническая кора на этих участках по данным моделирования может отсутствовать и, вероятно, на поверхность дна или под маломощные осадки выходят серпентинизированные мантийные породы (см. рис. 10, б). Последнее зафиксировано в ходе опробования морского дна в рифтовой зоне хребта Гаккеля, а также предполагается по данным МОВ в западной части котловины Нансена [57, 60].

Заглубление границы Мохо и, соответственно, увеличение мощности коры происходит либо под влиянием толщи осадков, сносимых с примыкающих континентальных окраин, либо в областях высоких подводных гор. В первом случае — в восточной части котловины Нансена глубины Мохо увеличиваются до 11—12 км, обнаруживая асимметрию по отношению к уровню Мохо в котловине Амундсена (см. рис. 9, б).

Подводные горы в генеральном плане формируют гряды (блоково-грядовая структура [17]), протягивающиеся в отсутствие трансформных разломов [35] через весь Евразийский бассейн параллельно оси хребта Гаккеля, а также цепи гор, ортогональные этой оси, приуроченные к нетрансформным разломам на границах сегментов океанической коры. Граница Мохо под ними может заглубляться до глубины 13—14 км. Приведенная 3D структура коры проявлена в батиметрии в осевой части Евразийского бассейна (см. рис. 1), косвенно проявляется в поле силы тяжести на всей его площади и, как следствие —

во всех полученных цифровых моделях глубинных поверхностей и мощности земной коры.

Приведенные характеристики строения котловин Евразийского бассейна свидетельствуют, что наблюдаемая асимметрия в глубинах фундамента и границы Мохо в котловине Амундсена и котловине Нансена обусловлена наличием в них разного по мощности осадочного чехла. Поступление терригенного материала с Баренцево–Карской и Лаптевоморской окраин синхронно с раскрытием бассейна обеспечило накопление в котловине Нансена толщи осадков мощнее на ~1000–2000 м по сравнению с симметричными относительно СОХ частями в котловине Амундсена. Хребет Ломоносова, представляющий собой противоположную пассивную окраину и находившийся ниже уровня моря со времени ~56 млн лет назад [30], не являлся источником сноса осадочного материала.

С середины кайнозоя фиксируется воздымание Баренцево–Карской окраины, что, несомненно, усилило снос материала в котловине Нансена [49, 71]. Наличие более мощной осадочной толщи в котловине Нансена привело к опусканию ее фундамента на большие глубины по сравнению с котловиной Амундсена — в среднем на ~1–1.5 км глубже. Вместе с этим, произошло и региональное заглубление границы Мохо примерно на те же величины. Этому процессу способствовал факт того, что в рифтовой зоне хребта Гаккеля края Евразийской и Северо-Американской тектонических плит не связаны друг с другом.

Таким образом, очевидно, что обсуждаемая асимметрия в глубинном строении Евразийского бассейна сформировалась в ходе изостатического (компенсационного) отклика океанической литосферы на повышенную нагрузку со стороны более мощной толщи осадков, заполнивших котловину Нансена.

Из двух рассчитанных нами цифровых моделей мощности земной коры наиболее информативна модель мощности ее консолидированной части, в которой не учитывается мощность накопившегося осадочного чехла (см. рис. 10, б). Эта модель существенно отличается от ранее созданных аналогичных моделей (Supplement 1: Fig. S4). Наши расчеты показали, что средняя мощность океанической коры Евразийского бассейна составляет ~4.8 км. Она варьирует при стандартном отклонении от этого значения — от 2.9 до 6.7 км. Существенной региональной асимметрии в мощности коры, с учетом оценки погрешности цифровых

моделей рельефа поверхности фундамента и Мохо, относительно СОХ не наблюдается. В котловинах мощность коры меньше и составляет в среднем 3–4 км, а в осевой части бассейна немного увеличивается, при сильных вариациях от 0 до 12 км (см. рис. 10, б).

Прогнозируется отсутствие океанической коры на локальных участках в котловинах Амундсена и Нансена, а также в пределах амагматичных сегментов рифтовой долины хребта Гаккеля (см. рис. 10, б). Наиболее мощная океаническая кора в Евразийском бассейне (в среднем 7–9 км) прогнозируется в самой западной его части, между плато Ермак и Моррис–Джесупа. С одной стороны, это можно объяснить максимальными скоростями спрединга в этом сегменте бассейна благодаря удаленности от Эйлерова полюса [36], а с другой — наличием увеличенного мантийного потока, сформировавшего окраинные части этих плато [51].

Полученные оценки мощности коры и характер ее вариаций по площади, перечисленные черты рельефа поверхности фундамента и рельефа поверхности Мохо подтверждают точку зрения о формировании Евразийского бассейна как медленно- и ультрамедленно-спредингового океанического бассейна [35, 36]. С начала спрединга ~56 и до ~33 млн лет назад полная скорость раскрытия бассейна уменьшалась с ~25 до ~12 мм/год [5]. За это время были сформированы фланговые части современного бассейна, рассматриваемые в качестве котловины Амундсена и котловины Нансена (см. рис. 4). Сформированная океаническая кора в котловинах имеет уменьшенную до 2.9–6.7 км среднюю мощность, ее характеристики типичны для коры медленноспредингового бассейна [36].

От ~33 млн лет назад и поныне раскрывается центральная часть бассейна, область хребта Гаккеля, с полной скоростью, не превышающей 12–13 мм/год [5]. Она характеризуется еще большей дифференциацией мощности коры в амагматических и магматических сегментах (от 0 до, возможно, ~12 км), преобладанием тектонического режима растяжения над магматическим. Это подтверждает результаты глобальных исследований и позволяет относить Евразийский бассейн к классу ультрамедленных бассейнов [35, 36].

Совместный анализ схемы линейной магнитной аномалии (ЛМА), цифровых моделей поверхности фундамента и мощности коры позволяет сделать ряд предположений об особенностях раскрытия Евразийского бассейна (см. рис. 4; см. рис. 6, ж; см. рис. 10, б).

В центральной части бассейна, напротив трога Святой Анны, отмечается существенная асимметрия положения хребта Гаккеля в бассейне относительно континентальных окраин (~390 км в котловине Нансена, ~270 км в котловине Амундсена), а также срезание наиболее древних ЛМА 23 и 24 у выступа хребта Ломоносова в котловине Амундсена. Мы полагаем, что в этой области на самых ранних этапах раскрытия Евразийского бассейна (~53 млн лет назад) произошло изменение (спрямление) положения оси СОХ и ее смещение в сторону хребта Ломоносова. Кроме этого, при сопоставлении приведенных схем заметно несимметричное положение осевой части Евразийского бассейна в самом восточном замыкании бассейна, — фланговая область в котловине Амундсена (~140 км) оказывается почти в 2 раза шире, чем в котловине Нансена (~70 км).

По нашим оценкам, возраст начала формирования данной осевой части ~36 млн (см. рис. 4, магнитохрон 16у). Поэтому до этого времени, вероятно, также произошел перескок оси спрединга или растяжения в западном направлении, что предполагалось и ранее [24, 42]. Более однозначно уточнить возможности описанных тектонических событий и их времени станет возможным при появлении новых площадных аэромагнитных данных.

ВЫВОДЫ

1. В результате проведенного исследования авторами разработаны новые цифровые модели главных разделов земной коры — рельефа поверхности фундамента и рельефа поверхности Мохо, а также мощности осадочного чехла, суммарной мощности коры и мощности консолидированной части земной коры. Все новые цифровые модели откалиброваны с учетом фактических данных о положении этих разделов, сопоставлены с имеющимися моделями. Новые цифровые модели показывают высокую степень достоверности и детальность. Они позволяют впервые проследить особенности глубинного строения Евразийского бассейна по всей его площади.

2. Показано, что причиной ассиметричного положения фундамента в котловине Амундсена и котловине Нансена является больший объем накопившегося осадочного чехла в котловине Нансена. Это привело к заглублению фундамента и границы Мохо на 1–1.5 км в котловине Нансена при сходной мощности коры в обеих котловинах.

3. Анализ площадных вариаций мощности консолидированной коры и структуры поверхности фундамента Евразийского бассейна показал их соответствие характеристикам ультрамедленных спрединговых бассейнов.

Мощность океанической коры в Евразийском бассейне в среднем составляет 4.8 км и варьирует в пределах стандартного отклонения в диапазоне 2.9–6.7 км. На некоторых локальных участках в котловине Нансена, котловине Амундсена, а также в амагматичных сегментах рифтовой долины хребта Гаккеля прогнозируется отсутствие коры. В то же время, она достигает мощности до ~12 км в пределах подводных гор центров магматических сегментов.

4. Разброс значений мощности коры в Евразийском бассейне, преобладание роли тектонического фактора над магматическим при аккреции океанической коры, выраженное в формировании протяженных подводных гряд, параллельных амагматичным сегментам хребта Гаккеля, возрастают с уменьшением полной скорости спрединга от ~12 до ≥ 1 мм/год.

Благодарности. Авторы статьи выражают благодарность АО “Росгеология” (г. Москва, Россия) за предоставленные цифровые материалы МОВ ОГТ экспедиции “Арктика-2020”. Авторы признательны анонимным рецензентам за полезные комментарии и редактору М.Н. Шуплецовой (Геологический институт РАН, г. Москва, Россия) за тщательное редактирование.

Финансирование. Исследования выполнены за счет средств субсидии на выполнение государственного задания ФГБУ “ВНИИОкеангеология” на 2016, 2017 и 2022 гг.

Конфликт интересов. Авторы заявляют, что не имеют конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арктический бассейн (геология и морфология). — Под ред. В.Д. Каминского. — СПб.: ВНИИОкеангеология, 2017. 291 с.
2. Бочкарев А.В., Матвеева Т.В., Гусев Е.А., Гладыш В.А. Геотермические измерения в море Лаптевых в ходе рейса НИС “Иван Петров” в 2018 году. — В кн.: Геология морей и океанов. — Мат-лы XXIII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. — Т. II. — М.: ИО РАН. 2019. 320 с.
3. Геологическое строение и геоморфология Северного Ледовитого океана в связи с проблемой внешней границы континентального шельфа Российской Федерации в Арктическом бассейне. — Под ред. И.С. Грам-

- берга, А.А. Комарицына, В.Д. Каминского. — СПб.: ВНИИОкеангеология. 2000. 117 с.
4. Геология и полезные ископаемые России. — Т. 5. — Кн. 1. — Арктические и дальневосточные моря. — СПб.: ВСЕГЕИ, 2004. 468 с.
 5. Глебовский В.Ю., Каминский В.Д., Минаков А.Н., Меркурьев С.А., Чилдерс В.А., Брозина Д. История формирования Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана по результатам геосторического анализа аномального магнитного поля // Геотектоника. 2006. № 4. С. 21–42.
 6. Глебовский В.Ю., Астафурова Е.Г., Черных А.А., Корнева М.А., Каминский В.Д., Поселов В.А. Мощность земной коры в глубоководной части Северного Ледовитого океана: результаты 3D гравитационного моделирования // Геология и геофизика. 2013. № 3. С. 327–334.
 7. Глебовский В.Ю., Черных А.А., Каминский В.Д., Васильев В.В., Корнева М.С., Суханова А.В., Редько А.Г., Яковенко И.В. Основные итоги и планы дальнейших магнитометрических и гравиметрических исследований в Северном Ледовитом океане. — В сб.: 70 лет в Арктике, Антарктике и Мировом океане. — Под ред. В.Д. Каминского, Г.П. Аветисова, В.Л. Иванова. — СПб.: ВНИИОкеангеология. 2018. С. 229–238.
 8. Грамберг И.С. Сравнительная геология и минерагения океанов и их континентальных окраин с позиций стадийного развития океанов. Российская Арктика: геологическая история, минерагения, геоэкология. — СПб.: ВНИИОкеангеологи, 2002. С. 17–34.
 9. Деменицкая Р.М. Кора и мантия Земли. — М.: Недра, 1975. 255 с.
 10. Казанин Г.С., Заяц И.В., Иванов Г.И., Макаров Е.С., Васильев А.С. Геофизические исследования в районе Северного полюса // Океанология. 2016. № 2. С. 333–335.
 11. Каминский В.Д., Глебовский В.Ю., Егорова А.В., Черных А.А. Основные достижения и проблемы изучения геологического строения акваторий Северного Ледовитого океана с оценкой углеводородных ресурсов по данным потенциальных полей // Горный журнал. 2013. № 11. С. 23–29.
 12. Каминский В.Д., Супруненко О.И., Смирнов А.Н., Медведева Т.Ю., Черных А.А., Александрова А.Г. Современное ресурсное состояние и перспективы освоения МСБ шельфовой области Российской Арктики // Разведка и охрана недр. 2016. № 9. С. 136–142.
 13. 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.
 14. Карасик А.М. Магнитные аномалии хребта Гаккеля и происхождение хребта Гаккеля Северного Ледовитого океана. — В кн.: Геофизические методы разведки в Арктике. — Под ред. Р.М. Деменицкой. — Л.: НИИГА, 1968. Вып. 5. С. 9–19.
 15. 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.
 16. 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.
 17. Литвин В.М. Морфоструктура дна океанов. — Л.: Недра, 1987. 275 с.
 18. Лихачев А.А., Глебовский В.Ю., Брекке Х., Инген О., Фалейде Я.И. Оценка мощности осадочного чехла в котловине Нансена по магнитометрическим данным. — Т. 5 — Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. — Под ред.: Г.П. Аветисова, В.А. Басова, А.Л. Пискарева, Ю.Е. Погребницкого, А.И. Трухалева — СПб.: ВНИИОкеангеология, 2004. 5. С. 98–110.
 19. Мащенко С.П., Зайончек А.В. Мощность земной коры Центрально-Арктического бассейна по результатам трехмерного гравитационного моделирования. — В кн.: Геоморфологические и геологические критерии. — СПб.: ВНИИОкеангеология, 2000. 85 с.
 20. Огнев А.О., Жилкайдарова А.М. Физические свойства осадочных отложений западной части Туранской плиты // Геология нефти и газа. 1986. № 7. С. 43–48.
 21. Петров О.В., Кашубин С.Н., Дараган-Суцова Л.А., Мильштейн Е.Д., Андросов Е.А., Петров Е.О., Пинджон К., Поселов В.А., Поспелов И.И., Шокальский С.П., Соколов С.Д. Карта мощности осадочного чехла Арктики. — Тектоническая карта Арктики ВСЕГЕИ/CGMW. — Под ред. О.В. Петрова, М. Пубелье. — СПб. ВСЕГЕИ. 2019. С. 36–39.
 22. Поселов В.А., Жолондз С.М., Трухалев А.И., Косько М.К., Поселова Л.Г., Буценко В.В., Павленкин А.Д., Верба В.В., Ким Б.И. Карта мощности осадочного чехла Северного Ледовитого океана. — В кн.: Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. — СПб.: ВНИИОкеангеология, 2012. С. 8–14.
 23. Сорохтин О.Г. Зависимость топографии срединно-океанических хребтов от скорости раздвижения литосферных плит // Докл. АН СССР. 1973. Т. 208. № 6. С. 1338–1341.
 24. Черных А.А. Глубинное строение и тектоника зоны перехода континент-океан в море Лаптевых по геофизическим данным // Автореф. дис. к.г.-м.н.: 25.00.10, СПб, 2005. 24 с.
 25. Черных А.А., Гольмшток А.Я. Грави-термическая модель Прилаптевоморского замыкания Евразийского бассейна // Вопросы геофизики. 2009. Вып. 41. С. 62–79.
 26. Черных А.А., Крылов А.А. История седиментогенеза в котловине Амундсена в свете геофизических данных и материалов бурения ACEX (IODP-302). — Т. 210. — Кн. 7. — Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. — СПб.: ВНИИОкеангеология, 2010, С. 56–66.

27. Airy G.B. On the computation of the effect of the attraction of mountain-masses, as disturbing the apparent astronomical latitude of stations of geodetic surveys // *Philos. Transact. Royal Soc. London*. 1855. Vol. 145. P. 101–104.
28. Alvey A., Gaina C., Kuszniir N.J., Torsvik T.H. Integrated crustal thickness mapping and plate reconstructions for the high Arctic // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2008. Vol. 274. No. 3–4. P. 310–321.
29. Andersen O.B., Knudsen P. The DTU17 Global Marine Gravity Field: First Validation Results. — In: *Fiducial Reference Measurements for Altimetry*. — (Springer, Berlin–Heidelberg, Germany. 2009. Vol. 150. P. 83–87.
30. Backman J., Moran K., McInroy D.B., Brinkhuis H., Clemens S., Cronin T., Dickens G.R., Eynaud F., Gattacceca J., Jakobsson M., Jordan R.W., Kaminski M., King J., Koc N., Martinez N.C., Matthiessen J., Moore T.C., Onodera J., O'Regan M., Palike H., Rea B.R., Rio D., Sakamoto T., Smith D.C., Stein R., St. John K.E.K., Suto I., Suzuki N., Takahashi K., Watanabe M., Yamamoto M. Sites Proceedings of the Integrated Ocean Drilling Program. — (College Station TX. USA. Integrated Ocean Drilling Program Management Int. 2006. Vol. 302. 169 p.
31. Brevik 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. Vol. 104. No. B7. P. 15293–15311.
32. Brocher T.M. Empirical Relations between Elastic Wavespeeds and Density in the Earth's Crust // *Seismol. Soc. Am. Bull.* 2005. Vol. 95. No. 6. P. 2081–2092.
33. Brozena J.M., Childers V.A., Lawver L.A., Gahagan L.M., Forsberg R., Faleide J.I., Eldholm O. New aerogeophysical study of the Eurasian Basin and Lomonosov Ridge: Implications for basin development. // *Geology*. 2003. Vol. 31. No. 9. P. 825–828.
34. Chen Y. Oceanic crustal thickness versus spreading rate // *Geophys. Res. Lett.* 1992. 19. P. 753–756.
35. Cochran J.R., Kurras G.J., Edwards M.H., Coakley B.J. The Gakkel Ridge: Bathymetry, gravity anomalies and crustal accretion at extremely slow spreading rates // *Geophys. Res.* 2003.
36. Dick Henry J.B., Lin Jian, Schouten Hans. An ultraslow-spreading class of ocean ridge // *Nature*. 2003. Vol. 426. P. 405–412.
37. Ding W., Niu X., Zhang T., Chen Sh., Liu Sh., Tan P., Kong F., Jin Z., Huang S., Wei Ch., Fang Y., Sun Q., Li J. Submarine wide-angle seismic experiments in the High Arctic: The JASMIInE Expedition in the slowest spreading Gakkel Ridge // *Geosystems and Geoenvironment*. 2022. Vol.1. Is. 3. Art. 100076.
38. Duckworth G.L., Baggeroer A.B. Inversion of refraction data from the Fram and Nansen basins of the Arctic Ocean // *Tectonophysics*. 1985. Vol.114. P. 55–102.
39. Ehlers B., Jokat W. Subsidence and crustal roughness of ultra-slow spreading ridges in the northern North Atlantic and the Arctic Ocean // *Geophys. J. Int.* 2009. Vol. 177. P. 451–462.
40. Engen Ø. Evolution of High Arctic Ocean Basins and Continental Margins. — (Univ. of Oslo, Norway. 2005). 154 p.
41. Fuchs S., Norden B. International Heat Flow Commission. — In: *The Global Heat Flow Database: Release 2021*. — GFZ Data Services. 2021. <https://doi.org/10.5880/fidgeo.2021.014>
42. Funck T., Shimeld J., Salisbury M. Magmatic and rifting-related features of the Lomonosov Ridge, and relationships to the continent–ocean transition zone in the Amundsen Basin, Arctic Ocean // *Geophys. J. Int.* 2022. Vol. 229. P. 1309–1337.
43. Gaina C., Werner S. C., Saltus R., Maus S. and the CAMP-GM group. Circum-Arctic Mapping Project: New Magnetic and Gravity Anomaly Maps of the Arctic. — In: *Arctic Petroleum Geology*. — Ed. by A. M. Spencer, D. Gautier, A. Stoupakova, A. Embry, K. Sørensen (London, Geol. Soc. Mem. 2011. Vol. 35). P. 39–48.
44. Gaina C., Nikishin A.M., Petrov E.I. Ultraslow spreading, ridge relocation and compressional events in the East Arctic region: A link to the Eureka orogeny? // *Arktos*. 2015. Vol. 16. P. 1–11.
45. Gardner G.H.F., Gardner L.W., Gregory A.R. Formation velocity and density — the diagnostic basics for stratigraphic traps // *Geophysics*. 1974. Vol. 39. P. 770–780.
46. Geissler W.H., Jokat W. A geophysical study of the northern Svalbard continental margin // *Geophysics*. 2004. Vol. 158. P. 50–66.
47. Glebovsky V.Yu., Astafurova E.G., Chernykh A.A., Korneva M.A., Kaminsky V.D., Poselov V.A. Thickness of the Earth's crust in the deep Arctic Ocean: Results of a 3D gravity modeling // *Russian Geol. Geophys.* 2013. Vol. 54. P. 247–262.
48. Glebovsky V.Yu., Astafurova E.G., Chernykh A.A., Egorova A.V., Kaminsky V.D., Korneva M.S., Redko A.G. Updated maps of Moho topography and the earth crust thickness in the Deep Arctic Ocean based on results of potential field zoning and 3-D gravity modeling // *Geophys. Res. Abstr.* 2014. Vol. 16. EGU2014-14872.
49. Henriksen E., Bjørnseth H. M., Hals T. K., Heide T., Kiryukhina T., Kløyjan O. S., Larssen G. B., Ryseth A. E., Rønning K., Sollid K., Stoupakova A. Uplift and erosion of the greater Barents Sea: Impact on prospectivity and petroleum systems // *Geol. Soc. London Mem.* 2011. Vol. 35. No. 1. P. 271–281.
50. Jackson H.R., Reid I., Falconer R.K.H. Crustal structure near the Arctic Mid-Ocean Ridge // *J. Geophys. Res.* 1982. Vol. 87. P. 1773–1783.
51. Jackson H.R., Johnson G.L., Sundvor E., Myhre A.M. The Yermak Plateau: Formed at a triple junction // *J. Geophys. Res.* 1984. Vol. 89. P. 3223–3232.
52. Jakobsson M., Mayer L.A., Bringsen C. et al. The International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean Version 4.0. // *Geophys. Res. Lett.* 2020. Vol. 176. P. 1–14.
53. Jokat W., Weigelt E., Kristoffersen Y., Rasmussen T., Schöne T. New insights into the evolution of the Lomonosov Ridge and the Eurasian Basin // *Geophys. J. Int.* 1995. Vol. 122. P. 378–392.
54. Jokat W., Micksch U. Sedimentary structure of the Nansen and Amundsen basins, Arctic Ocean // *Geophys. Res. Lett.* 2004. Vol. 31. P. 1–14.

55. Jokat W., Schmidt-Aursch M.C. Geophysical characteristics of the ultraslow spreading Gakkel Ridge, Arctic Ocean // *Geophys. J. Int.* 2007. Vol. 168. P. 983–998.
56. Kristoffersen Y., Husebye E.S., Bungum H., Gregersen S. Seismic investigations of the Nansen Ridge during the FRAM I experiment // *Tectonophysics*. 1982. Vol. 82. P. 57–68.
57. Lebedeva-Ivanova N., Gaina C., Minakov A., Kashubin S. ArcCRUST: Arctic crustal thickness from 3D gravity inversion // *Geochem. Geophys. Geosystems*. 2019. Vol. 20. Is. 7. P. 3225–3247.
58. Lebedeva-Ivanova N.N., Zamansky Y. Y., Langinen A. E., Sorokin M.Y. Seismic profiling across the Mendeleev Ridge at 82°N: evidence of continental crust // *Geophys. J. Int.* 2006. Vol. 165. P. 527–544.
59. Ludwig W. J., Nafe J. E., Drake C. L. Seismic refraction, the Sea. — Ed. by A. E. Maxwell, (Wiley-Intersci., NY, USA. 1970 Vol. 4), P. 53–84.
60. Lutz R., Franke D., Berglar K., Heyde I., Schreckenberger B., Klitzke P., Geissler W.H. Evidence for mantle exhumation since the early evolution of the slow-spreading Gakkel Ridge // *Arctic Ocean. J. Geodyn.* 2018. Vol. 118. P. 154–165.
61. Michael P.J., Langmuir C.H., Dick H.J.B., Snow J.E., Goldstein S.L., Graham D.W., Lehnert K., Kurras G., Jokat W., Muhe R., Edmonds H.N. Magmatic and amagmatic seafloor generation at the ultraslow-spreading Gakkel ridge, Arctic Ocean // *Nature* 2003. Vol. 423. P. 956–961.
62. Minakov A., Faleide J.I., Glebovsky V.Ju., Mjelde R. Structure and evolution of the Northern Barents-Kara Sea continental margin from integrated analysis of potential fields, bathymetry and sparse seismic data // *Geophys. J. Int.* 2012. Vol. 188. P. 79–102.
63. Nafe J.E., Drake C.L. Variation with depth in shallow and deep water marine sediments of porosity, density and velocity of compressional and shear waves // *Geophysics*. 1957. Vol. 22. P. 523–552.
64. Ogg J. Geomagnetic Polarity Time Scale // *Time Scale*. 2012. Vol. 1. 462 p.
65. O'Regan M., Moran K., Backman J. et al. Mid-Cenozoic tectonic and paleoenvironmental setting of the central Arctic Ocean // *Paleoceanography*. 2008. Vol. 23. P. 1–15.
66. Parker R.L. The rapid calculation of potential anomalies // *Geophys. J. Royal Astronom. Soc.* 1972. Vol. 42. P. 315–334.
67. Parker R.L., Oldenburg D.W. Thermal model of ocean ridges // *Nature*. 1973. Vol. 42. P. 137–139.
68. Petrov O., Smelror M., Morozov A., Shokalsky S., Kashubin S., Artemieva I.M., Sobolev N., Petrov E., Ernst R.E., Sergeev S. Crustal structure and tectonic model of the Arctic region // *Earth-Sci. Rev.* 2016. Vol. 154. P. 29–71.
69. Shephard G.E., Wiers S., Bazhenova E., Pérez L.F., Mejía L.M., Johansson C., Jakobsson M., O'Regan M. A North Pole thermal anomaly? Evidence from new and existing heat flow measurements from the central Arctic Ocean // *J. Geodynam.* 2018. Vol. 118. P. 166–181.
70. Shimeld J., Li O., Chian D., Lebedeva-Ivanova N., Jackson R., Mosher D., Hutchinson D. Seismic velocities within the sedimentary succession of the Canada Basin and southern Alpha-Mendeleev Ridge, Arctic Ocean: evidence for accelerated porosity reduction? // *Geoph. J. Int.* 2016. Vol. 204. P. 1–20.
71. Piskarev A.L., Elkina D.V. Giant caldera in the Arctic Ocean: Evidence of the catastrophic eruptive event // *Sci. Reports*. 2017. Vol. 7. Art. 46248.
72. Sobolev P. Cenozoic uplift and erosion of the Eastern Barents Sea—constraints from offshore well data and the implication for petroleum system modelling // *ZDGG*. 2012. P. 309–324.
73. Vogt P.R., Taylor P.T., Kovacs L.C., Johnson G.L. Detailed aeromagnetic investigation of the Arctic Basin // *J. Geophys. Res.* 1979. Vol. 84. P. 1071–1089.
74. Weber J.R. The Lomonosov Ridge experiment: 'LOREX 79' // *EOS Transact. AGU*. 1979. Vol. 60. P. 715–721.
75. Weigelt E., Jokat W. Peculiarities of roughness and thickness of oceanic crust in the Eurasian Basin, Arctic Ocean // *Geophys. J. Int.* 2001. Vol. 145. P. 505–516.
76. Zhao L., Zhang T., Ling Z., Li M., Zhi P., Ding R., Li C. Spatial and temporal variations in crustal structure in the Eurasian Basin // *J. Marin. Sci.* 2022. Vol. 10. P. 1–15.
77. Zhang T. Age of the Canada Basin, Arctic Ocean: Indications from high-resolution magnetic data // *Geophys. Res. Lett.* 2019. Vol. 46. P. 13712–13721.
78. IHS Kingdom [Электронный ресурс] — Режим доступа: <https://kingdom.ihs.com/>
79. Oasis Montaj, Geosoft [Электронный ресурс] — Режим доступа: <https://www.sequent.com/products-solutions/geosoft-oasis-montaj/>

Digital Models of the Deep Structure of the Earth's Crust in the Eurasian Basin of the Arctic Ocean

A. A. Chernykh^a*, L. V. Yakovenko^a, M. S. Korneva^a, V. Yu. Glebovsky^a

^aAll-Russian Research Institute of Geology and Mineral Resources of the World Ocean
(VNIIOkeangeologiya), bld.1, Angliisky pr., 190121 Saint Petersburg, Russia

*e-mail: a.a.chernykh@vniio.ru

Based on the method of gravity modeling, taking into account the accumulated geophysical data on the Eurasian Basin of the Arctic Ocean, the authors have developed digital models of the deep structure of the Earth's crust. The digital models of the basement relief and sedimentary cover thickness in the Eurasia

Basin are calculated on the basis of reinterpretation of depth multi-channel seismic cross-sections and 2D gravity modeling. The digital models of the Mohorovichich surface relief and the earth's crust thickness were calculated using the improved 3D gravity modeling method. It is shown that the reason for the deepening of the basement in the Nansen Basin by 1–1.5 km in comparison with the Amundsen Basin is a larger volume of accumulated sedimentary cover in the Nansen Basin, with a similar thickness of the crust ~4.8 km in both basins. The characteristics of the oceanic crust studied on the basis of the obtained digital models reveal a complex, three-dimensional variability characteristic of ultra-slow spreading ridges. In the region of the Gakkel Ridge, which was formed at full spreading rates of less than 12 mm/year, the maximum spread of crust thickness is observed, as well as the predominance of the role of the tectonic factor over the magmatic one during the accretion of oceanic crust. Latter fact is expressed in the formation of extended subsea ridges parallel to the amagmatic segments of the ridge.

Keywords: Eurasian Basin, Gakkel Ridge, Arctic Basin, gravity modeling, sedimentary cover, basement, crustal thickness, Moho relief, grid, ultraslow-spreading

Supplement 1

*А.А. Черных, И.В. Яковенко, М.С. Корнева, В.Ю. Глебовский «Цифровые модели
глубинного строения земной коры Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана».*
Геотектоника. 2024. №1.

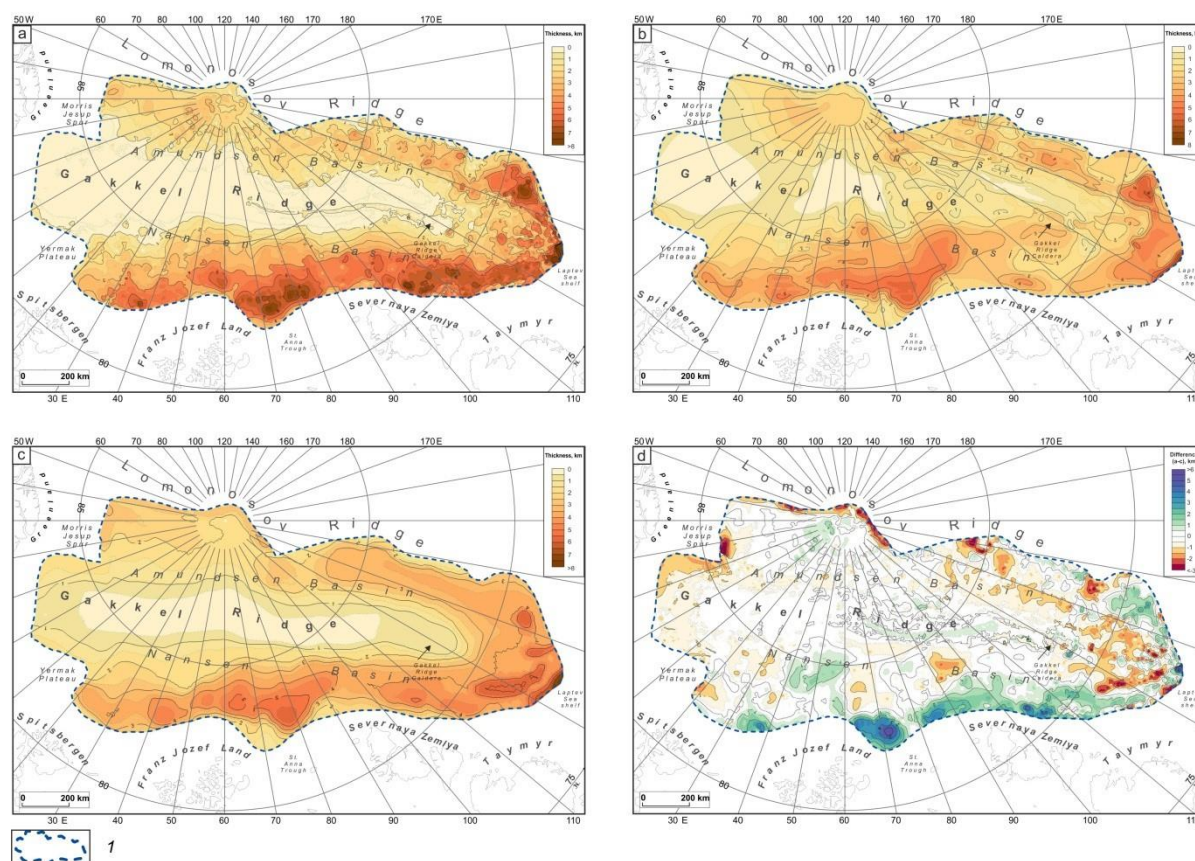


Fig.S1. Comparison of the sedimentary thickness grid with the early-published ones:

(a) grid obtained by the authors;

(b) grid from the TEMAR project [3];

(c) grid from the ArcCRUST project [2];

(d) the difference between grid obtained by the authors and grid from the ArcCRUST project [2].

1 – Study region.

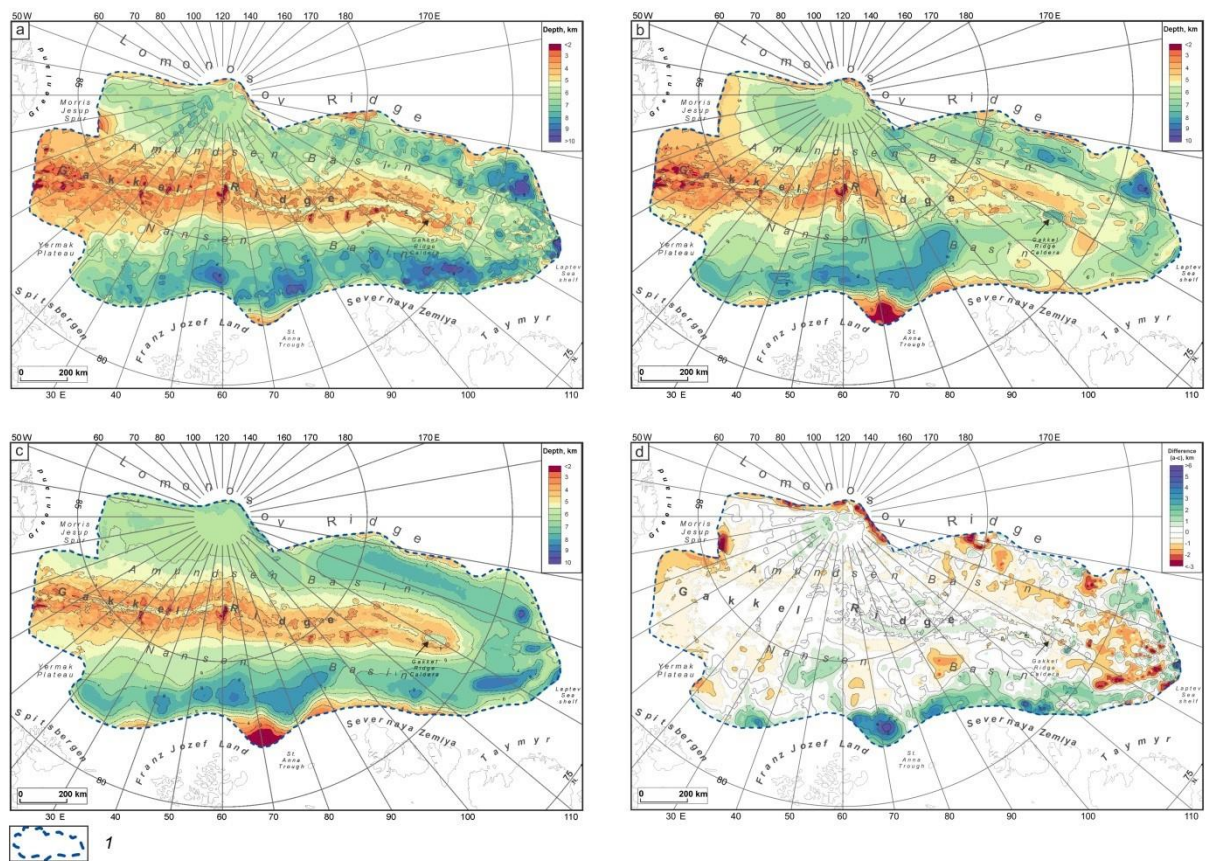


Fig.S2. Comparison of the basement relief grid with the early-published ones:

(a) grid obtained by the authors;

(b) grid from the TEMAR project [3];

(c) grid from the ArcCRUST project [2];

(d) the difference between grid obtained by the authors and grid from the ArcCRUST project [2].

1 – Study region.

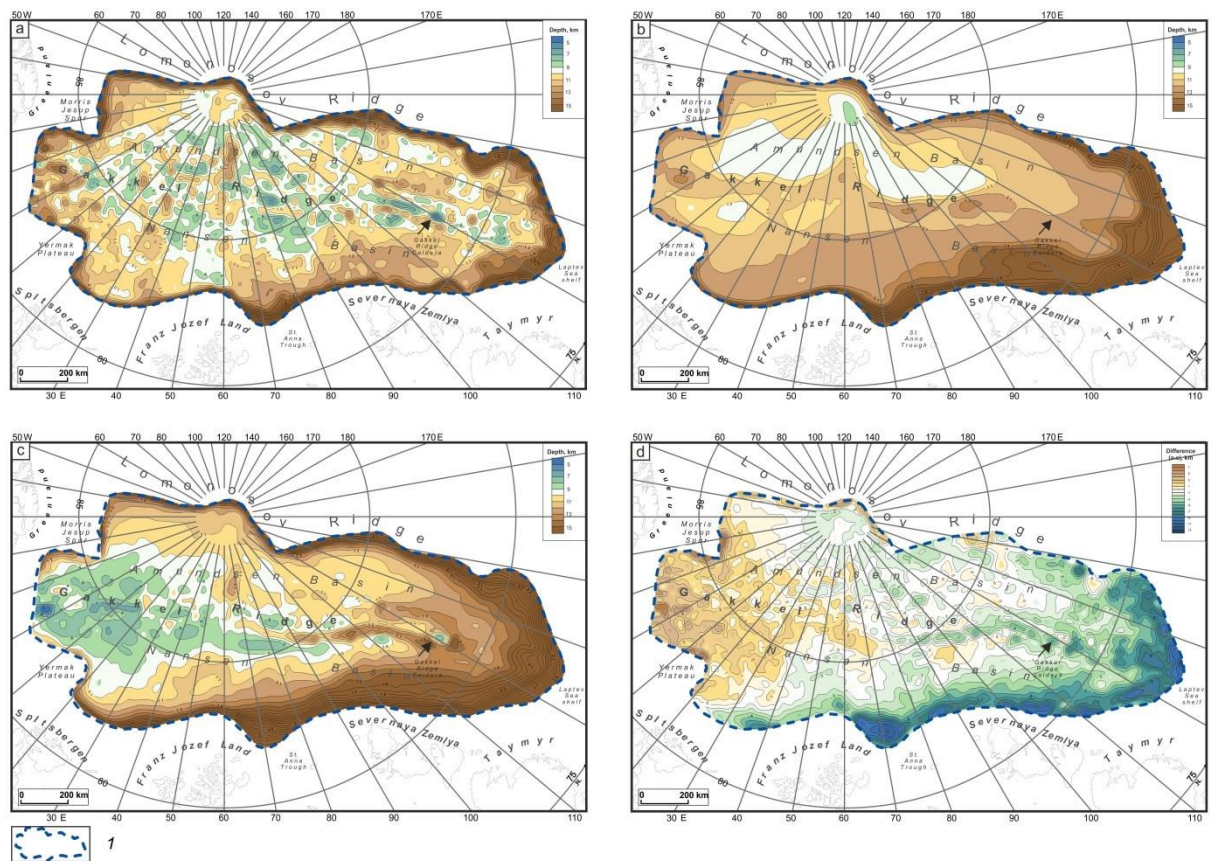


Fig.S3. Comparison of the Moho relief grid with the early-published ones:

(a) grid obtained by the authors;

(b) grid from the TEMAR project [1];

(c) grid from the ArcCRUST project [2];

(d) the difference between grid from the authors' digital model and grid from the ArcCRUST project [2].

1 – Study region.

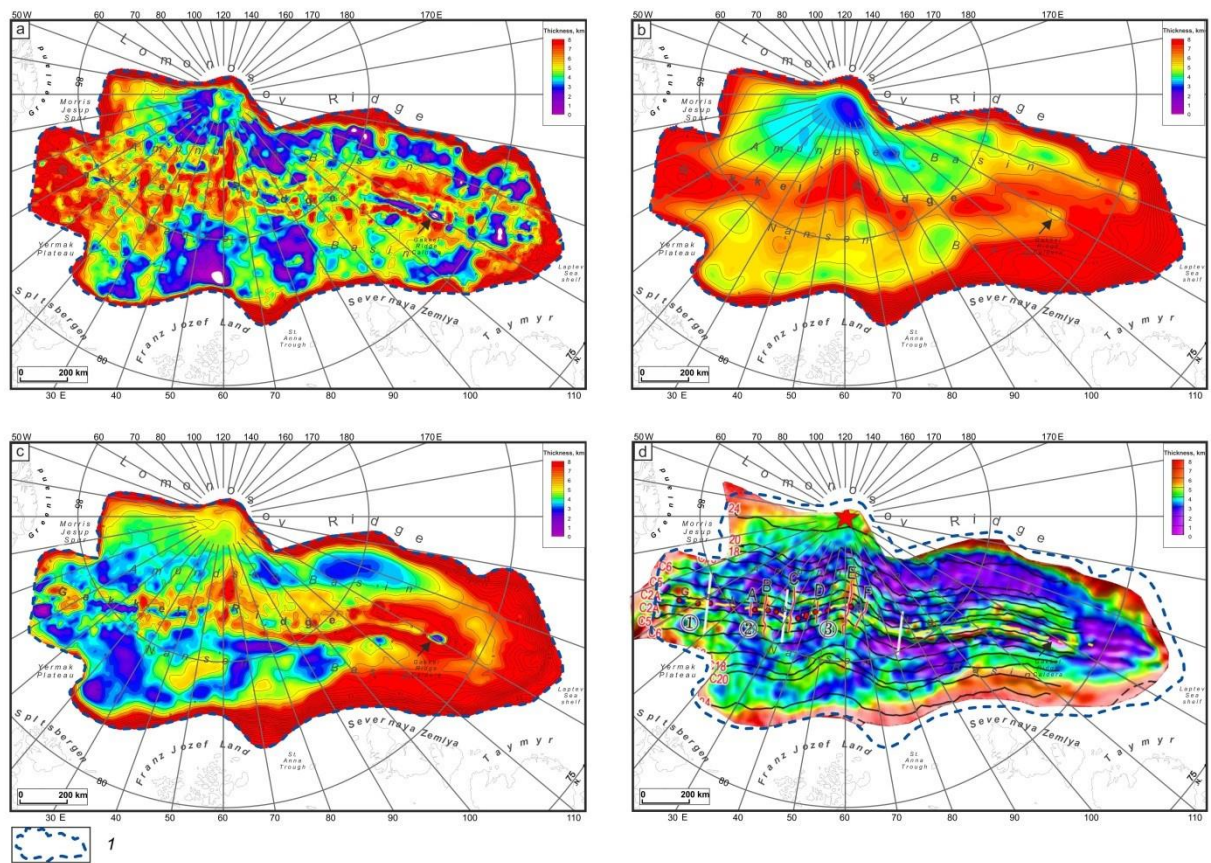


Fig.S4. Comparison of the consolidated crust thickness grid with the early-published ones:

- (a) grid obtained by the authors;
- (b) grid from the TEMAR project [1];
- (c) grid from the ArcCRUST project [2];
- (d) grid from [4].

1 – Study region.

REFERENCES

1. S.N. Kashubin, O.V. Petrov, E.A. Androsoy, A.F. Morozov, V.D. Kaminsky, V.A. Poselov, “Map of crustal thickness of Circumpolar Arctic,” *Region. Geol. and Metallogeny*. **46**, 5–13 (2011).
2. N. Lebedeva-Ivanova, C. Gaina, A. Minakov, S. Kashubin, “ArcCRUST: Arctic crustal thickness from 3D gravity inversion,” *Geochem. Geophys. Geosystems*. **20**. Is.7, 3225–3247 (2019).
3. O. Petrov, M. Smelror, A. Morozov, S. Shokalsky, S. Kashubin, I.M. Artemieva, N Sobolev, E. Petrov, R.E. Ernst, S. Sergeev, “Crustal structure and tectonic model of the Arctic region,” *Earth-Sci. Rev.* **154**, 29–71 (2016).
4. L. Zhao, T. Zhang, Z. Ling, M. Li, P. Zhi, R. Ding, C. Li, “Spatial and temporal variations in crustal structure in the Eurasian Basin,” *J. Marin. Sci.* **10**, 1–15 (2022).