

УДК 550.38

ГЛУБИНЫ ЗАЛЕГАНИЯ ЛИТОСФЕРНЫХ МАГНИТНЫХ ИСТОЧНИКОВ ВДОЛЬ ПРОФИЛЯ “КОВДОР – ГСЗ-76” (БАЛТИЙСКИЙ ШИТ – БАРЕНЦЕВО МОРЕ)

© 2022 г. А. И. Филиппова¹, *, С. В. Филиппов¹, **

¹Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн
им. Н.В. Пушкова РАН (ИЗМИРАН), г. Москва, г. Троицк, Россия

*e-mail: aleirk@mail.ru

**e-mail: sfilip@izmiran.ru

Поступила в редакцию 11.04.2022 г.

После доработки 08.06.2022 г.

Принята к публикации 20.07.2022 г.

В работе представлены результаты исследования глубин залегания литосферных магнитных источников вдоль составного профиля “Ковдор – ГСЗ-76”, начинающегося на Балтийском щите и заканчивающегося на северо-востоке Баренцева моря. Глубины центра масс, верхней и нижней границ магнитоактивного слоя вычислялись по азимутально-усредненным Фурье-спектрам мощности аномального геомагнитного поля методом центроида. Аномальное геомагнитное поле задавалось наиболее современной на текущий момент глобальной моделью EMAG2v3. В результате было установлено, что глубина верхней границы магнитоактивного слоя изменяется от 1.1 км под Балтийским щитом до 8.1 км под Северо-Баренцевской впадиной, что согласуется с вариациями мощности осадочного слоя вдоль рассматриваемого профиля, полученными по сейсмическим данным. Глубина нижней границы литосферных магнитных источников минимальна под Тимано-Варангерским складчатым поясом (35.5 км). Под Балтийским щитом и гипотетическим массивом Свальбард (в пределах Восточно-Баренцевского мегапрогиба) она увеличивается до 39.6–41.0 км. Для исследуемого профиля магнитоактивный слой литосферы полностью расположен в пределах земной коры под Балтийским щитом и Тимано-Варангерским складчатым поясом. Верхняя мантия, вероятно, обладает магнитными свойствами под северо-восточной оконечностью рассматриваемого профиля. Полученное в работе распределение глубины нижней границы литосферных магнитных источников лучше согласуется с независимыми геофизическими данными (значениями поверхностного теплового потока, распределениями температуры в мантии, термической мощностью литосферы), чем аналогичные глобальные и региональные модели, рассчитанные с учетом фрактального характера распределения намагниченности в магнитоактивном слое литосферы.

DOI: 10.31857/S0016794022060049

1. ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время существуют различные подходы для оценки глубин залегания литосферных магнитных источников [Ravat et al., 2007; Gard and Hasterok, 2021; Núñez Demarco et al., 2021; Sobh et al., 2021]. Наиболее широкая группа методов основывается на спектральном анализе аномалий геомагнитного поля и позволяет определять характеристики как изолированных намагниченных тел [Bhattacharyya and Leu, 1975a, b], так и их ансамблей. При этом распределение намагниченности в слое предполагается либо случайным [Spector and Grant, 1970; Tanaka et al., 1999], либо носит фрактальный характер [Bouligand et al., 2009; Bansal et al., 2011; Li et al., 2017]. Существенным преимуществом подходов, предполагающих случайный характер намагниченности,

является то, что они не требуют никаких априорных сведений о строении среды. В случае если характер намагниченности считается фрактальным, необходимо априорно задавать значение фрактального параметра β , зависящего от геологического строения. Данный параметр не может быть устойчиво определен совместно с глубинами магнитоактивного слоя литосферы [Bouligand et al., 2009]. Несмотря на то, что β существенно изменяется в различных геологических провинциях [Bouligand et al., 2009], в большинстве исследований [Bansal et al., 2013; Lu et al., 2022], включая глобальные [Li et al., 2017], выбирается единое фиксированное значение этого параметра. Такой подход, несомненно, приводит к ошибкам в оценках глубин залегания литосферных магнитных источников и отражается в несо-

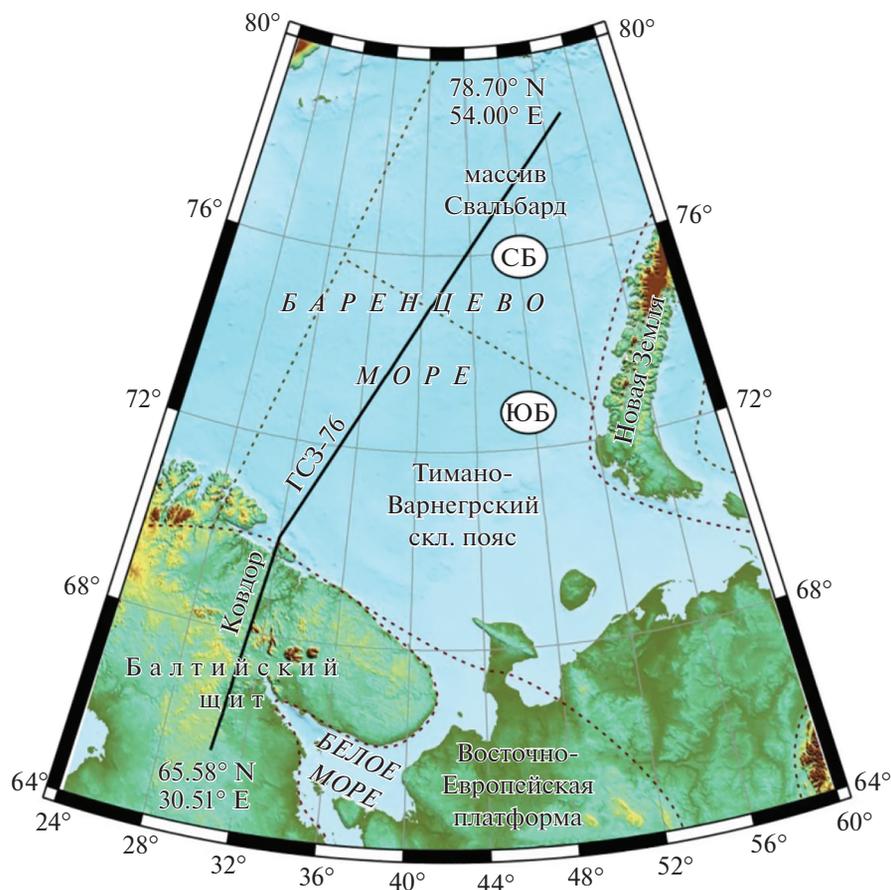


Рис. 1. Тектоническая схема исследуемой области. Сплошной черной линией показан выбранный для анализа составной профиль “Ковдор – ГСЗ-76”. Границы основных тектонических структур показаны схематично пунктирными линиями по [Drachev et al., 2010]. Впадины Восточно-Баренцевского мегапрогиба: СБ – Северо-Баренцевская, ЮБ – Южно-Баренцевская. Топография и батиметрия приведены согласно глобальной модели ETOPO1 [Amante and Eakins, 2009].

гласованности результатов, полученных для одной и той же территории разными методами. Примеры таких несоответствий показаны нами ранее для территории северо-восточного фланга Байкальского рифта [Середкина и Филиппов, 2019; Filipova et al., 2021] и Восточно-Сибирского моря [Филиппова и Филиппов, 2022].

Основная задача данной работы заключалась в исследовании корректности применения наиболее широко используемого в мировой практике метода центроида [Okubo et al., 1985; Tanaka et al., 1999] для определения глубин залегания литосферных магнитных источников на территории Балтийского щита и Баренцева моря. Для этого нами были проведены расчеты глубин центра масс, верхней и нижней границ магнитоактивного слоя вдоль профилей “Ковдор” и “ГСЗ-76” (рис. 1), строение коры для которых было изучено методом глубинного сейсмического зондирования [Поселов и др., 1996]. Рассматриваемый составной профиль, назовем его “Ковдор – ГСЗ-76”,

начинается на докембрийском Балтийском щите (65.58° N, 30.51° E), пересекает Тимано-Варнегерский складчатый пояс неопротерозойского возраста и заканчивается в пределах гипотетического мезопротерозойского массива Свальбард (78.70° N, 54.00° E) [Drachev et al., 2010].

Несмотря на относительно высокую степень геофизической изученности региона (например, [Drachev et al., 2010]), в большей степени сейсмическими методами [Levshin et al., 2007; Klitzke et al., 2015, 2019; Shulgin et al., 2018; Гоев и др., 2021; Филиппова и Соловей, 2022; Шаров и Лебедев, 2022; и др.], специальных исследований параметров магнитоактивного слоя литосферы здесь практически не проводилось. Исключение составляют средние оценки глубин, выполненные нами ранее для центральных частей Балтийского щита и шельфа Баренцева моря [Середкина и Филиппов, 2021], и модель распределения намагниченности горных пород для Северо-Баренцевской впадины [Пискарев и др., 2017]. Помимо

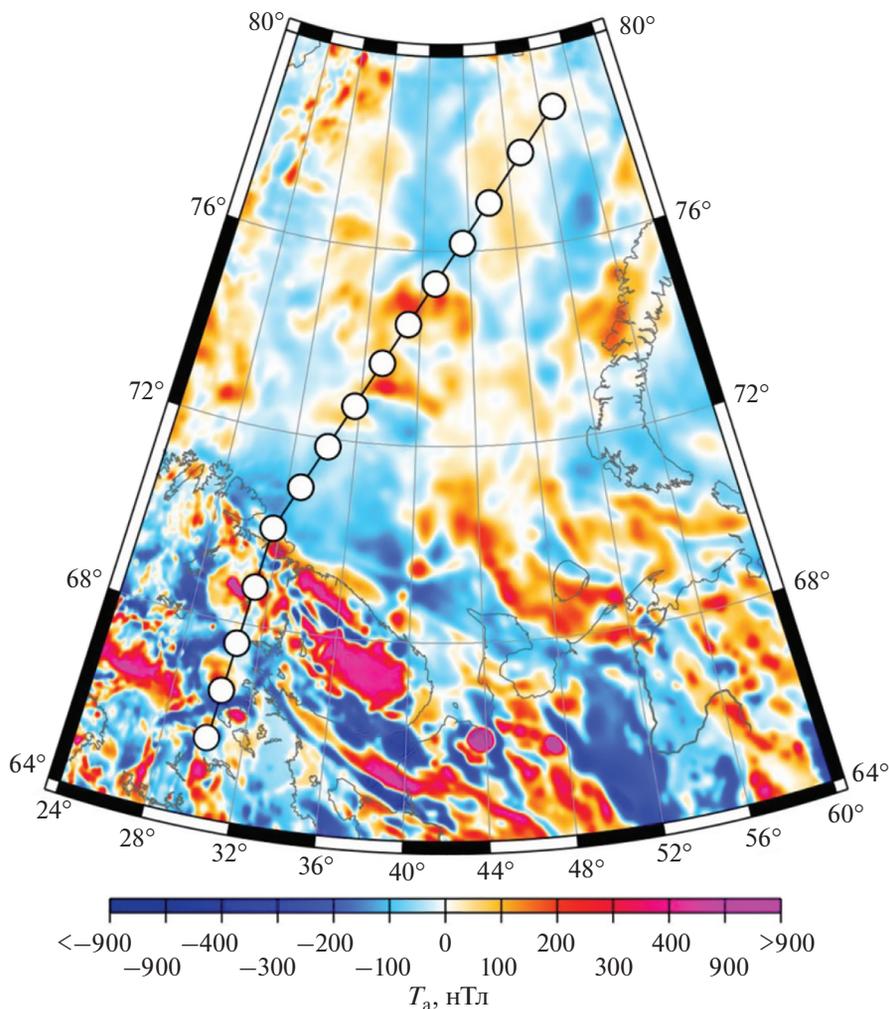


Рис. 2. Аномальное геомагнитное поле на высоте 4 км согласно модели EMAG2v3 [Meyer et al., 2017]. Кругжками вдоль выбранного для анализа профиля обозначены центральные точки квадратных блоков 200×200 км, в пределах которых вычислялись азимутально-усредненные Фурье-спектры мощности аномалий геомагнитного поля.

данных региональных исследований, полученные нами результаты были сопоставлены с глобальными моделями [Li et al., 2017; Tanaka, 2017; Gard and Hasterok, 2021] и распределением глубины нижней границы литосферных магнитных источников, построенным для всей Арктики в работе [Lu et al., 2022]. Кроме того анализ результатов включал в себя их сопоставление с мощностью осадков и глубиной Мохо [Artemieva and Thybo, 2013; Laske et al., 2013], термической мощностью литосферы [Artemieva, 2019], поверхностным тепловым потоком и распределениями температуры в коре и мантии [ИНФС ..., 2012; Хуторской и др., 2013; Cammarano and Guerri, 2017; Lebedev et al., 2017].

2. ДАННЫЕ И МЕТОДЫ

В данной работе вычисления глубин залегания литосферных магнитных источников основыва-

лись на глобальной модели аномального магнитного поля Земли EMAG2v3 [Meyer et al., 2017], имеющей горизонтальное разрешение 2 угловые минуты и приведенной к высоте 4 км над уровнем моря (рис. 2). Модель включает в себя данные разновысотных магнитных съемок, в том числе, спутниковые, и в отличие от своих предшественников – EMAG2v2 [Maus et al., 2009] и WDMAM 2.0 [Lesur et al., 2016] – не опирается на геологическую информацию. В окрестности 200 км от выбранного нами для анализа профиля (см. далее) области, где данные модели EMAG2v3 являются ненадежными или их нет, отсутствуют (рис. 2).

Первоначально для проведения расчетов была выполнена подготовка данных модели EMAG2v3: были выбраны данные в 15 блоках с горизонтальными размерами 200×200 км, центральные точки которых расположены вдоль исследуемого профиля на расстоянии ~ 125 км друг от друга

(рис. 2). Размер блоков выбирался исходя из того, что он должен от 3 до 10 раз превышать глубину нижней границы магнитных источников [Ravat et al., 2007; Hussein et al., 2013]. Процедуры фильтрации аномалий геомагнитного поля и их приведения к полюсу не проводились [Núñez Demarco et al., 2021]. Вычисления азимутально-усредненных Фурье-спектров мощности аномалий геомагнитного поля для каждого из 15 блоков были выполнены с помощью пакета Fourpot 1.3b [Pirttijärvi, 2015].

Второй этап расчетов включал в себя оценку глубин залегания литосферных магнитных источников по полученным спектрам методом центроида, в котором характер намагниченности в бесконечном в горизонтальных направлениях магнитоактивном слое считается случайной величиной [Okubo et al., 1985; Tanaka et al., 1999]. Согласно этому методу глубина верхней границы литосферных магнитных источников (Z_t) в коротковолновом приближении связана с азимутально-усредненным Фурье-спектром мощности аномалий геомагнитного поля ($\Phi_{\Delta T}$) следующим соотношением:

$$\ln \left[\Phi_{\Delta T} (|k|)^{1/2} \right] = \ln A - |k| Z_t, \quad (1)$$

где $|k| = \sqrt{k_x^2 + k_y^2}$ – модуль волнового числа; $A - \text{const}$.

Глубина центра масс магнитных источников (Z_0) определяется из спектра в длинноволновом приближении как

$$\ln \left[\Phi_{\Delta T} (|k|)^{1/2} / |k| \right] = \ln B - |k| Z_0, \quad (2)$$

где $B - \text{const}$.

Исходя из результатов синтетических тестов [Núñez Demarco et al., 2021], глубины Z_0 вычислялись в интервале волновых чисел от максимума спектра, т.е. примерно от 0 рад/км до 0.05 рад/км. Для определения глубин Z_t использовался интервал волновых чисел примерно от 0.25 до 0.50 рад/км. Для линейной аппроксимации спектров использовался метод наименьших квадратов. Наконец, глубины нижней границы вычислялись по полученным значениям Z_0 и Z_t с помощью соотношения [Tanaka et al., 1999]:

$$Z_b = 2Z_0 - Z_t. \quad (3)$$

На заключительном этапе расчетов погрешности определения глубин (ε) оценивались с помощью соотношения [Okubo and Matsunaga, 1994; Salazar et al., 2017]:

$$\varepsilon = \frac{\sigma}{|k_2| - |k_1|}, \quad (4)$$

где σ – среднеквадратичное отклонение линейной аппроксимации от наблюдаемого спектра;

$|k_2|$ и $|k_1|$ – верхняя и нижняя граница диапазона волновых чисел, в котором определялись искомые параметры.

Несмотря на то, что соотношение (4) не учитывает погрешности исходных данных, проведенные нами ранее синтетические тесты показывают, что добавление случайного шума с амплитудой ± 167 нТл, соответствующего ошибкам EMAG2v3 для рассматриваемой территории [Meyer et al., 2017], практически не сказывается на значениях глубин центра масс и нижней границы магнитных источников [Середкина и Филиппов, 2021].

3. РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Результаты расчетов глубин литосферных магнитных источников вдоль исследуемого профиля “Ковдор – ГСЗ-76”, выполненные по описанной выше методике с использованием соотношений (1)–(3) представлены на рис. 3а. Глубина верхней границы магнитоактивного слоя (Z_t) изменяется от 1.1 км под Балтийским щитом до 8.1 км под Северо-Баренцевской впадиной (рис. 1). В среднем для шельфа Z_t составляет около 5.7 км. Погрешность вычисления данного параметра носит случайный характер и лежит в диапазоне от 0.3 до 1.0 км, со средним значением ~ 0.7 км. Глубина центра масс магнитных источников (Z_0) вдоль профиля изменяется слабо – от 19.9 км на юге до 23.1 км на севере, при погрешностях 0.5–1.7 км (средняя погрешность ~ 1.1 км). Минимальными значениями глубины нижней границы магнитоактивного слоя литосферы (35.5 км) характеризуется Тимано-Варангерский складчатый пояс, максимальными (39.6–41.0 км) – Балтийский щит и центральная часть гипотетического массива Свальбард (по [Drachev et al., 2010]). Погрешности вычислений Z_b лежат в диапазоне 0.9–2.2 км со средним значением около 1.7 км.

Полученное распределение глубины верхней границы литосферных магнитных источников было сопоставлено с мощностью осадочного слоя (рис. 3а) исходя из того, что намагниченность осадочных горных пород пренебрежимо мала по сравнению с намагниченностью метаморфических и магматических пород кристаллического фундамента [Яновский, 1978]. Средняя мощность осадков в блоках 200×200 км, в которых рассчитывались спектры аномалий геомагнитного поля, была определена по данным трехмерной модели строения коры Западной Европы и сопредельных областей EUNaseis [Artemieva and Thybo, 2013] и глобальной модели коры CRUST 1.0 [Laske et al., 2013] (рис. 4а, 4б). Обе модели основаны на сейсмических данных. Отметим, что EUNaseis, характеризующаяся более высоким горизонтальным разрешением по сравнению с CRUST 1.0, охватывает только территорию южнее 78° N

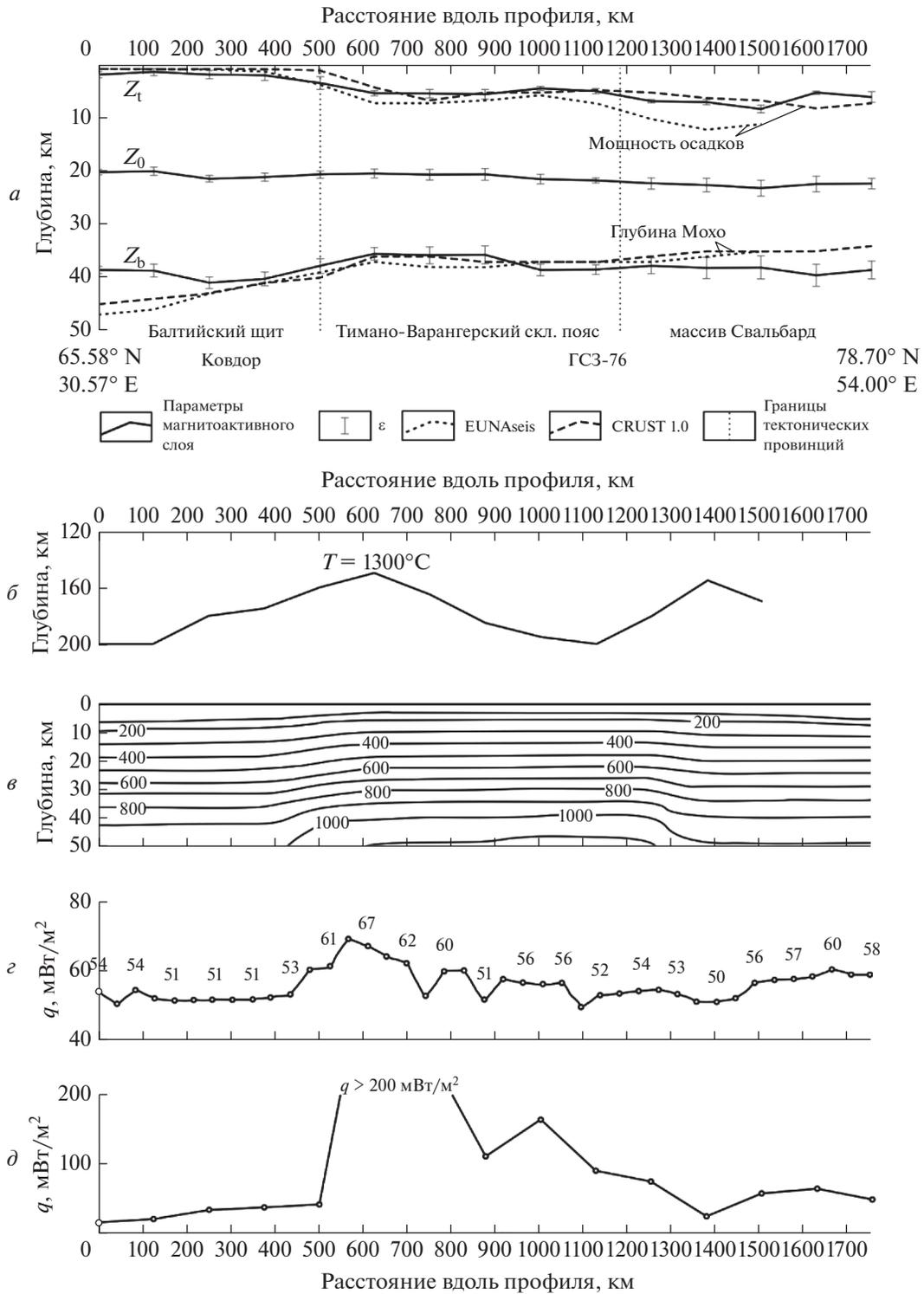


Рис. 3. Результаты расчетов глубин залегания литосферных магнитных источников вдоль составного профиля “Ковдор – ГСЗ-76” с погрешностями вычислений (ϵ) в сопоставлении с мощностью осадков и глубиной Мохо по моделям EUNAsEis [Artemieva and Thybo, 2013] и CRUST 1.0 [Laske et al., 2013] (a), термической мощностью литосферы [Artemieva, 2019] (б), температурным разрезом (значения температур у изотерм указаны в °C) (в) и соответствующими ему модельными значениями поверхностного теплового потока (г) по [Хуторской и др., 2013], средними значениями поверхностного теплового потока по данным [ИНФС ..., 2012] (д) в блоках 200×200 км, в пределах которых вычислялись азимутально-усредненные Фурье-спектры мощности аномалий геомагнитного поля.

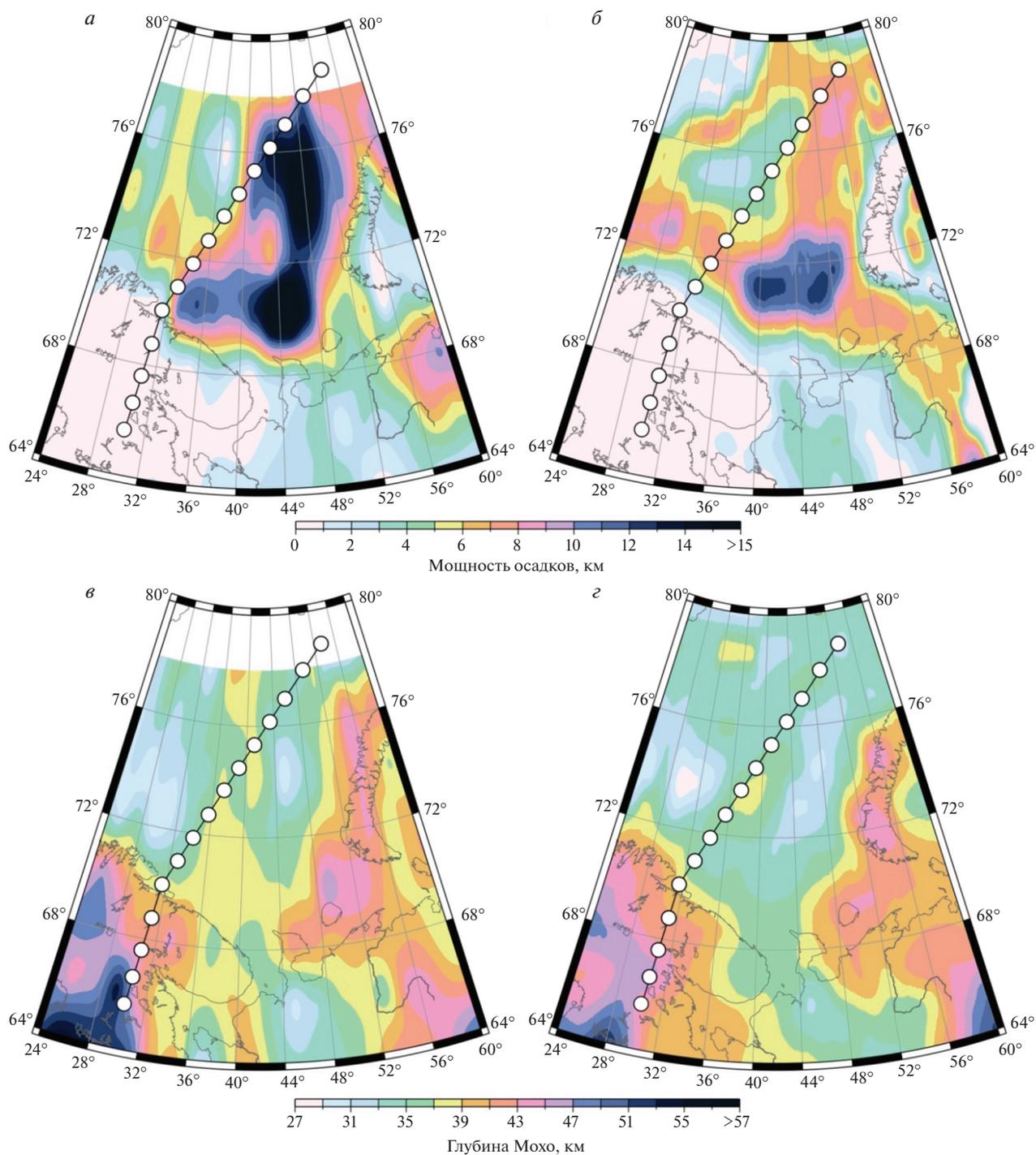


Рис. 4. Мощность осадков и глубина Мохо согласно моделям EUNaseis [Artemieva and Thybo, 2013] (а, в) и CRUST 1.0 [Laske et al., 2013] (б, г).

(рис. 4а, 4в). Соответственно, средние значения мощности осадков для двух самых северных блоков на профиле по ней не рассчитывались.

В результате было получено, что для Балтийского щита глубина верхней границы магнитоактивного слоя ($Z_t = 1.1\text{--}1.7$ км) везде превышает

мощность осадков для обеих рассматриваемых моделей (рис. 3а). Однако с учетом погрешностей вычислений Z_t такие расхождения являются несущественными. Для блоков, расположенных в пределах Тимано-Варангерского складчатого пояса, значения Z_t составляют около 4.9 км, что хо-

рошо согласуется с данными модели CRUST 1.0 и на 1.5–2.0 км меньше, чем мощность осадков по EUNaseis. Для гипотетического массива Свальбард, характеризующегося максимальной глубиной Z_t (8.1 км), расхождения сейсмических данных с полученными нами результатами наиболее велико, особенно для модели EUNaseis, в которой мощность осадков достигает 18 км под Северо-Баренцевской впадиной (рис. 4а). Такое несоответствие может быть связано, с одной стороны, с тем, что северная часть шельфа Баренцева моря менее плотно перекрыта сейсмическими профилями по сравнению с южной (см., например, [Drachev et al., 2010]). С другой стороны, меньшая глубина верхней границы магнитоактивного слоя по сравнению с мощностью осадков может быть обусловлена внедрением в них магматических тел, обладающих повышенной намагниченностью. В Северо-Баренцевской впадине такие тела прослеживаются на сейсмических разрезах в интервале глубин от 3 до 10 км [Пискарев и др., 2017]. Тем не менее, общие закономерности в полученном нами распределении глубины верхней границы магнитных источников (общее увеличение глубины Z_t в северном направлении) хорошо согласуются с имеющимися сейсмическими данными, особенно с учетом расхождений в самих моделях EUNaseis и CRUST 1.0 (рис. 4а, 4б).

Глубины центра масс литосферных магнитных источников (рис. 3а) были сопоставлены с глобальным распределением Z_0 [Tanaka, 2017], рассчитанным методом центроида. Согласно этой модели значения Z_0 вдоль большей части рассматриваемого профиля составляют около 20 км, т.е. близки к нашим оценкам. Исключением является лишь северное окончание профиля, где согласно [Tanaka, 2017] Z_0 увеличивается до 30 км. Выявленное расхождение может быть обусловлено, во-первых, различным горизонтальным разрешением распределений Z_0 (более высоким в нашем случае), во-вторых, разницей в исходных данных. В работе [Tanaka, 2017] аномальное магнитное поле задавалось моделью WDMAM 2.0 [Lesur et al., 2016], являющейся предшественником EMAG2v3 [Meyer et al., 2017].

Считается, что основным магнитным минералом в литосфере является магнетит, температура точки Кюри которого равняется 578°C [Langel and Hinze 1998]. Отсюда предполагается, что температура на глубине нижней границы магнитоактивного слоя (Z_b) постоянна и равна этому значению. Для Балтийского щита различные оценки этой глубины составляют от 20–25 км [Li et al., 2017; Lu et al., 2022] до ~40 км [Gard and Hasterok, 2021], последняя наиболее близка к нашим результатам (рис. 3а). Такое глубокое положение нижней границы магнитоактивного слоя представляется более обоснованным, во-первых, потому, что

данная территория характеризуется низкими значениями поверхностного теплового потока [ИНФС ..., 2012] (рис. 5а). Средние значения потока в анализируемых блоках 200 × 200 км, расположенных полностью в пределах Балтийского щита, увеличиваются в северном направлении от 15 до 37 мВт/м² (рис. 3д). Во-вторых, пониженные температуры в литосфере региона были установлены при моделировании термического режима верхней мантии по сейсмическим данным [Cammara and Guerri, 2017; Lebedev et al., 2017]. Наконец, еще одним подтверждением в пользу более глубоких значений Z_b под Балтийским щитом служит большая мощность термической литосферы, нижняя граница которой примерно соответствует изотерме 1300°C (рисунки 3б и 5б) [Artemieva, 2019]. Соответственно, оценки глубины Z_b 20–25 км [Li et al., 2017; Lu et al., 2022], полученные с учетом фрактального характера намагниченности, видимо, являются существенно заниженными. Причиной такого занижения, наиболее вероятно, как сказано выше, является выбор единого фиксированного фрактального параметра β для всей территории Арктики [Lu et al., 2022] и Земли в целом [Li et al., 2017].

Кроме того полученные нами результаты свидетельствуют о существенном завышении глубинных температур (рис. 3в), рассчитанных для Балтийского щита в работе [Хуторской и др., 2013]. Это подтверждается также завышенными по сравнению с измеренными (рисунки 3д и 5а) значениями поверхностного теплового потока, соответствующими рассматриваемому температурному разрезу (рис. 3г). Отметим, что значения теплового потока на рис. 3г и температурный разрез на рис. 3в получены совместно как результат термотомографического моделирования, в котором в качестве начальных данных используются значения граничных скоростей по данным глубинного сейсмического зондирования [Поселов и др., 1996], среднегодовую температуру на поверхности Земли, температуры на забое глубоких скважин или значения теплового потока, измеренные также только в наиболее глубоких скважинах [Хуторской и др., 2013].

Противоречивые оценки глубины нижней границы литосферных магнитных источников получены с применением различных методов и для центральной части рассматриваемого профиля, относящейся к Тимано-Варангерскому складчатому поясу. Максимальные значения глубины Z_b (40–50 км) в этом случае получены в моделях, учитывающих фрактальный характер намагниченности [Li et al., 2017; Lu et al., 2022]. В глобальном распределении [Gard and Hasterok, 2021], рассчитанном методом эквивалентных источников магнитных диполей, глубины Z_b для этой территории существенно ниже — от 30 до 35 км. Эти

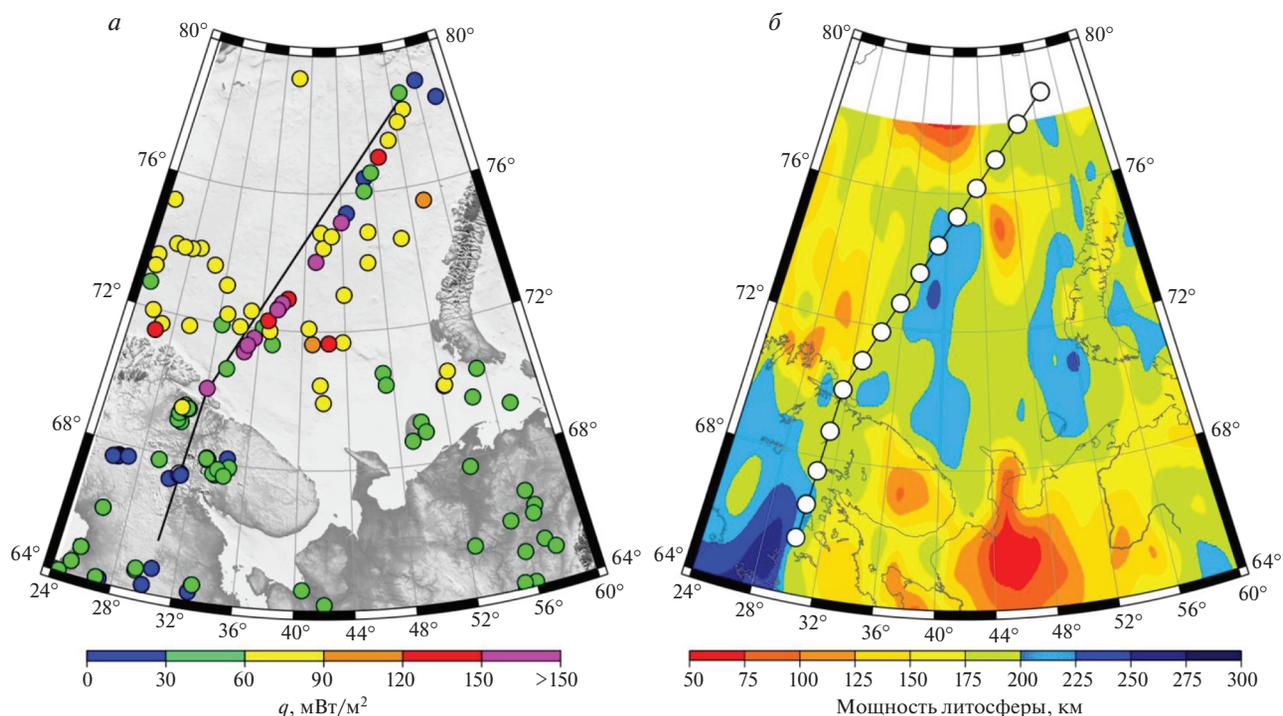


Рис. 5. Значения поверхностного теплового потока (*a*) по данным [ИНФС ..., 2012] и термическая мощность литосферы исследуемой территории (*б*) согласно работе [Artemieva, 2019].

оценки хорошо согласуются с нашими результатами (рис. 3а) с учетом погрешности вычислений рассматриваемого параметра и разницы в моделях аномального геомагнитного поля, используемых в качестве исходных данных – в работе [Gard and Hasterok, 2021] аномальное геомагнитное поле задавалось сферическими гармониками 16–100 степени модели LCS-1 [Olsen et al., 2017].

Полученное нами уменьшение глубины нижней границы магнитоактивного слоя под Тимано-Варангерским складчатым поясом (рис. 3а) подтверждается повышенными значениями теплового потока (рисунки 3д и 5а) [ИНФС ..., 2012] и существенным уменьшением термической мощности литосферы (рисунки 3б и 5б) [Artemieva, 2019]. Кроме того, локальный максимум средней температуры литосферы наблюдается под рассматриваемой территорией и в модели [Lebedev et al., 2017]. Не прослеживается он лишь в глобальном распределении температуры с глубиной, рассчитанном в работе [Cammarrano and Guerri, 2017], вероятно всего, из-за недостаточного горизонтального разрешения используемых сейсмотомографических моделей. Отметим, что, как и для Балтийского щита, глубинные температуры, показанные на рис. 3в [Хуторской и др., 2013], несколько превышают полученные в данной работе. Однако в этом случае сопоставление соответствующих им значений теплового потока (рис. 3з) с непосредственно измеренными (рис. 3д) является неин-

формативным из-за экстремально высокого разброса последних. Так, по данным [ИНФС ..., 2012] на территории Тимано-Варангерского складчатого пояса поверхностный тепловой поток для близких пунктов измерений может изменяться от нескольких десятков и почти до тысячи мВт/м² (рис. 5а). Такой разброс индивидуальных значений потока, с одной стороны, может являться следствием погрешностей измерений, которые в большинстве случаев неизвестны [ИНФС ..., 2012]. С другой стороны, он может указывать на высокую неоднородность теплового поля, возможно, обусловленную влиянием конвективной составляющей теплопереноса, на что ранее указывалось, например, при изучении акватории оз. Байкал [Голубев, 2007].

Полученные нами результаты свидетельствуют о плавном заглублении нижней границы литосферных магнитных источников (рис. 3а) под северной частью рассматриваемого профиля, расположенной в пределах гипотетического массива Свальбард (Восточно-Баренцевский мегапрогиб). При этом различные оценки глубины Z_b для этой территории близки между собой и составляют 38–40 км [Gard and Hasterok, 2021; Li et al., 2017; Lu et al., 2022]. Это свидетельствует о том, что литосфера под массивом более холодная, чем под Тимано-Варангерским складчатым поясом, и подтверждается более низкими значениями поверхностного теплового потока (рисунки 3д и 5а)

[ИФНС ..., 2012] и средними значениями температуры в литосфере по модели [Lebedev et al., 2017]. Глубины изотермы 578°C, полученные в работе [Хуторской и др., 2013] (рис. 3в), существенно меньше глубины нижней границы магнитоактивного слоя (рис. 3а), а соответствующие им тепловые потоки (рис. 3г) превышают средние значения по данным [ИФНС ..., 2012], которые составляют 48 мВт/м² для северного окончания рассматриваемого профиля (рис. 3д). Следует отметить, что сам характер изменения глубины изотермы 578°C вдоль всего профиля (рис. 3в) – уменьшение глубины под Тимано-Варангерским складчатым поясом и заглупление под Балтийским щитом и гипотетическим массивом Свальбард – согласуется с результатами, полученными в настоящей работе (рис. 3а). При этом существенное уменьшение термической мощности литосферы под массивом Свальбард (рисунки 3б и 5б) [Artemieva, 2019] противоречит всем остальным геофизическим данным, включая наши.

Таким образом, полученное нами методом центроида [Тапака et al., 1999] распределение глубины нижней границы литосферных магнитных источников, свидетельствующее о более низких температурах литосферы под Балтийским щитом и гипотетическим массивом Свальбард и более высоких под Тимано-Варангерским складчатым поясом (рис. 3а), лучше согласуется с независимыми геофизическими данными (значениями поверхностного теплового потока, распределениями температуры в мантии, термической мощностью литосферы), чем модели, учитывающие фрактальный характер распределения намагниченности и рассчитанные для единого фиксированного значения фрактального параметра [Li et al., 2017; Lu et al., 2022]. Схожий с результатами данной работы характер вариаций глубины нижней границы демонстрирует глобальная модель, полученная в работе [Gard and Hasterok, 2021] методом эквивалентных источников магнитных диполей. Однако она характеризуется более грубым горизонтальным разрешением, а сам метод сложнее использовать в вычислительном плане.

В заключении рассмотрим вопрос о соотношении между глубиной нижней границы литосферных магнитных источников и глубиной Мохо. Согласно классическим представлениям, основанным на анализе мантийных ксенолитов, верхняя мантия не обладает магнитными свойствами [Wasilewski et al., 1979; Wasilewski and Mayhew, 1992], т.е., коромантийная граница может приближенно рассматриваться в качестве нижней границы литосферных магнитных источников. Для некоторых регионов Земли это подтверждается результатами расчетов глубины нижней границы по геомагнитным данным [Trifonova et al., 2009; Bansal et al., 2011, 2013; Salem et al., 2014]. Для большей части исследуемого профиля, а именно

для Балтийского щита и Тимано-Варангерского складчатого пояса, магнитоактивный слой литосферы расположен полностью в пределах земной коры с учетом погрешностей вычислений глубины его нижней границы (рис. 3а). Это справедливо для обеих рассматриваемых нами сейсмических моделей строения коры – EUNaseis [Artemieva and Thybo, 2013] и CRUST 1.0 [Laske et al., 2013] (рис. 4в, 4г) – и согласуется с представлениями [Wasilewski et al., 1979; Wasilewski and Mayhew, 1992]. Однако в последующих работах, основанных на анализе большего количества образцов мантийных ксенолитов, было установлено, что магнетит входит в состав пород верхней мантии, т.е., она может обладать магнитными свойствами [Ferré et al., 2013; Friedman et al., 2014]. К регионам, в которых магнитоактивный слой литосферы может затрагивать верхнюю мантию, в первую очередь, относят древние кратоны, зоны субдукции и океанические бассейны [Ferré et al., 2014], что находит многочисленные подтверждения по всему миру [Aboud et al., 2016; Andrés et al., 2018; Idarraga-Garcia and Vargas, 2018; Filippova et al., 2021; Kumar et al., 2021; Oliveira et al., 2021; Филиппова и Филиппов, 2022; и др.]. Кроме того литосферные магнитные источники могут быть расположены глубже границы Мохо под шельфами некоторых арктических морей [Середкина и Филиппов, 2021]. Это подтверждается полученными нами результатами, показывающими, что под гипотетическим массивом Свальбард, особенно в северной части рассматриваемого профиля, верхняя мантия, вероятно, обладает магнитными свойствами (рис. 3а).

4. ВЫВОДЫ

В работе методом центроида выполнен спектральный анализ аномального геомагнитного поля, заданного глобальной моделью EMAG2v3, и на его основе получены оценки глубин центра масс, верхней и нижней границ литосферных магнитных источников для составного профиля “Ковдор – ГСЗ-76”, начинающегося на Балтийском щите (65.58° N, 30.51° E) и заканчивающегося на северо-востоке Баренцева моря (78.70° N, 54.00° E). Анализ полученных результатов позволил сделать следующие выводы.

1. Глубина верхней границы магнитоактивного слоя изменяется от 1.1 км под Балтийским щитом до 8.1 км под Северо-Баренцевской впадиной, что согласуется с вариациями мощности осадочного слоя вдоль рассматриваемого профиля, полученными по сейсмическим данным.

2. Глубина нижней границы литосферных магнитных источников минимальна под Тимано-Варангерским складчатым поясом (35.5 км). Под Балтийским щитом и гипотетическим массивом

Свальбард (в пределах Восточно-Баренцевского мегапрогиба) она увеличивается до 39.6–41.0 км.

3. Для исследуемого профиля магнитоактивный слой литосферы полностью расположен в пределах земной коры под Балтийским щитом и Тимано-Варангерским складчатым поясом, а под массивом Свальбард верхняя мантия, вероятно, обладает магнитными свойствами, т.к. там нижняя граница магнитоактивного слоя опускается ниже границы Мохо.

4. Полученное нами методом центроида распределение глубины нижней границы литосферных магнитных источников, свидетельствующее о более низких температурах литосферы под Балтийским щитом и массивом Свальбард и более высоких под Тимано-Варангерским складчатым поясом, лучше согласуется с независимыми геофизическими данными (значениями поверхностного теплового потока, распределениями температуры в мантии, термической мощностью литосферы), чем модели, учитывающие фрактальный характер распределения намагниченности и рассчитанные для единого фиксированного значения фрактального параметра. Последнее позволяет сделать вывод о корректности использования метода центроида для дальнейших исследований параметров магнитоактивного слоя литосферы для всей территории Балтийского щита и Баренцева моря.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках государственного задания Института земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н.В. Пушкова РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Гоев А.Г., Санина И.А., Орешин С.И., Резниченко Р.А., Тарасов С.А., Федоров А.В. Скоростное строение литосферы Хибинского и Ловозерского массивов (северо-восточная часть Балтийского щита) методом функции приемника // *Физика Земли*. № 5. С. 30–40. 2021. <https://doi.org/10.31857/S0002333721050069>
- Голубев В.А. Кондуктивный и конвективный вынос тепла в Байкальской рифтовой зоне. Новосибирск: Академическое изд-во “Гео”. 222 с. 2007.
- Пискарев А.Л., Киреев А.А., Савин В.А., Смирнов О.Е. Магматические образования триасового и юрско-мелового возрастов в осадочных толщах Северо-Баренцевского бассейна // *Региональная геология и металлогения*. № 69. С. 15–22. 2017.
- Поселов В.А., Павленкин А.Д., Буценко В.В. Структура литосферы по геотраверсам ГСЗ в Арктике // *Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона*. СПб.: ВНИИОкеангеология, вып. 1, ч. 2. С. 145–155. 1996.
- Середкина А.И., Филиппов С.В. Параметры магнитоактивного слоя литосферы для профиля Сибирская платформа – Забайкалье по данным модели WDMAM 2.0 // *Геомагнетизм и аэрономия*. Т. 59. № 6. С. 810–818. 2019. <https://doi.org/10.1134/S0016794019060099>
- Середкина А.И., Филиппов С.В. Глубины залегания магнитных источников в Арктике и их связь с параметрами литосферы // *Геология и геофизика*. Т. 62. № 7. С. 902–916. 2021. <https://doi.org/10.15372/GiG2020162>
- Филиппова А.И., Соловей О.А. Поверхностно-волновая томография Кольского полуострова и сопредельных территорий по данным групповых скоростей волн Рэлея и Лява // *Докл. РАН. Науки о Земле*. Т. 504. № 2. С. 61–66. 2022. <https://doi.org/10.31857/S2686739722060068>
- Филиппова А.И., Филиппов С.В. Глубины залегания литосферных магнитных источников и тепловой режим литосферы под Восточно-Сибирским морем // *Физика Земли*. № 4. С. 71–84. 2022. <https://doi.org/10.31857/S0002333722040032>
- Хуторской М.Д., Ахмедзянов В.Р., Ермаков А.В., Леонов Ю.Г., Подгорных Л.В., Поляк Б.Г., Сухих Е.А., Цыбуля Л.А. Геотермия арктических морей. Тр. геологического института, вып. 605. М.: ГЕОС, 232 с. 2013.
- Шаров Н.В., Лебедев А.А. Неоднородное строение литосферы Фенноскандинавского щита по сейсмическим данным // *Геодинамика и тектонофизика*. Т. 13. № 1. 0569. 2022. <https://doi.org/10.5800/GT-2022-13-1-0569>
- Яновский Б.М. Земной магнетизм. Л.: Ленинградский университет, 592 с. 1978.
- Aboud E., Alotaibi A.M., Saud R. Relationship between Curie isotherm surface and Moho discontinuity in the Arabian shield, Saudi Arabia // *Asian J. Earth Sci.* V. 128. P. 42–53. 2016. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2016.07.025>
- Amante C., Eakins B.W. ETOPO1. 1 Arc-Minute Global Relief Model: Procedures, Data Sources and Analysis. NOAA Technical Memorandum NESDIS NGDC-24. National Geophysical Data Center, NOAA. 2009. <https://doi.org/10.7289/V5C8276M>
- Andrés J., Marzán I., Ayarza P., Martí D., Palomeras I., Torné M., Campbell S., Carbonell R. Curie point depth of the Iberian Peninsula and surrounding margins. A thermal and tectonic perspective of its evolution // *J. Geophys. Res. Solid Earth*. V. 123. P. 2049–2068. 2018. <https://doi.org/10.1002/2017JB014994>
- Artemieva I.M. Lithosphere structure in Europe from thermal isostasy // *Earth-Sci. Rev.* V. 188. P. 454–468. 2019. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.11.004>
- Artemieva I.M., Thybo H. EUNASEIS: a seismic model for Moho and crustal structure in Europe, Greenland, and the North Atlantic region // *Tectonophysics*. V. 609. P. 97–153. 2013. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.08.004>
- Bansal A.R., Gabriel G., Dimri V.P., Krawczyk C.M. Estimation of depth to the bottom of magnetic sources by a modified centroid method for fractal distribution of sources: an application to aeromagnetic data in Germany // *Geophysics*. V. 76. № 3. L11–L22. 2011. <https://doi.org/10.1190/1.3560017>

- *Bansal A.R., Anand S.P., Rajaram M., Rao V.K., Dimri V.P.* Depth to the bottom of magnetic sources (DBMS) from aeromagnetic data of Central India using modified centroid method for fractal distribution of sources // *Tectonophysics*. V. 603. P. 155–161. 2013. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.05.024>
- *Bhattacharyya B.K., Leu L.-K.* Spectral analysis of gravity and magnetic anomalies due to two-dimensional structures // *Geophysics*. V. 40. № 6. P. 993–1013. 1975a.
- *Bhattacharyya B.K., Leu L.-K.* Analysis of magnetic anomalies over Yellowstone national park: mapping of Curie point isothermal surface for geothermal reconnaissance // *J. Geophys. Res.* V. 80. № 32. P. 4461–4465. 1975b.
- *Bouligand C., Glen J.M.G., Blakely J.* Mapping Curie temperature depth in the western United States with a fractal model for crustal magnetization // *J. Geophys. Res.* V. 114. B11104. 2009. <https://doi.org/10.1029/2009JB006494>
- *Cammarano F., Guerri M.* Global thermal models of the lithosphere // *Geophys. J. Int.* V. 210. P. 56–72. 2017. <https://doi.org/10.1093/gji/ggx144>
- *Drachev S.S., Malyshev N.A., Nikishin A.M.* Tectonic history and petroleum geology of the Russian Arctic Shelves: an overview / *Petroleum geology: from mature basins to new frontiers – Proc. 7th Petroleum Geology Conference*. Geological Society, London, P. 591–619. 2010. <https://doi.org/10.1144/0070591>.
- *Ferré E.C., Friedman S.A., Martín-Hernández F., Feinberg J.M., Conder J.A., Ionov D.A.* The magnetism of mantle xenoliths and potential implications for sub-Moho magnetic sources // *Geophys. Res. Lett.* V. 40. P. 105–110. 2013. <https://doi.org/10.1029/2012GL054100>
- *Ferré, E.C., Friedman S.A., Martín-Hernández F., Feinberg J.M., Till J.L., Ionov D.A., Conder J.A.* Eight good reasons why the uppermost mantle could be magnetic // *Tectonophysics*. V. 624–625. P. 3–14. 2014. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.01.004>
- *Filippova A.I., Golubev V.A., Filippov S.V.* Curie point depth and thermal state of the lithosphere beneath the northeastern flank of the Baikal rift zone and adjacent areas // *Surv. Geophys.* V. 42. № 5. P. 1143–1170. 2021. <https://doi.org/10.1007/s10712-021-09651-7>
- *Friedman S.A., Feinberg J.M., Ferré E.C., Demory F., Martín-Hernández F., Conder J.A., Rochette P.* Craton vs. rift uppermost mantle contributions to magnetic anomalies in the United States interior // *Tectonophysics*. V. 624–625. P. 15–23. 2014. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.04.023>
- *Gard M., Hasterok D.* A global Curie depth model utilizing the equivalent source magnetic dipole method // *Phys. Earth Planet. Inter.* V. 313. 106672. 2021. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2021.106672>
- *Hussein M., Mickus K., Serpa L.F.* Curie point depth estimates from aeromagnetic data from Death Valley and surrounding regions, California // *Pure Appl. Geophys.* V. 170. P. 617–632. 2013. <https://doi.org/10.1007/s00024-012-0557-6>
- *Idarraga-Garcia J., Vargas C.A.* Depth to the bottom of magnetic layer in South America and its relationship to Curie isotherm, Moho depth and seismicity behavior // *Geodesy and Geodynamics*. V. 9. P. 93–107. 2018. <https://doi.org/10.1016/j.geog.2017.09.006>
- IHFC. Global Heat Flow Database of the International Heat Flow Commission. 2012. <https://ihfc-iugg.org/products/global-heat-flow-database/data>.
- *Klitzke P., Faleide J.I., Scheck-Wenderoth M., Sippel J.* A lithosphere-scale structural model of the Barents Sea and Kara Sea region // *Solid Earth*. V. 6. № 1. P. 153–172. 2015. <https://doi.org/10.5194/se-6-153-2015>
- *Klitzke P., Franke D., Ehrhardt A., Lutz R., Reinhardt L., Heyde I., Faleide J.I.* The Paleozoic evolution of the Olga Basin region, northern Barents Sea: A link to the Timanian orogeny // *Geochem. Geophys. Geosyst.* V. 20. P. 614–629. 2019. <https://doi.org/10.1029/2018GC007814>
- *Kumar R., Bansal A.R., Betts P.G., Ravat D.* Re-assessment of the depth to the base of magnetic sources (DBMS) in Australia from aeromagnetic data using the defractal method // *Geophys. J. Int.* V. 225. № 1. P. 530–547. 2021. <https://doi.org/10.1093/gji/ggaa601>
- *Langel R.A., Hinze W.J.* The magnetic field of the Earth's lithosphere. Cambridge University, Cambridge, UK. 450 p. 1998.
- *Laske G., Masters G., Ma Z., Pasyanos M.* Update on CRUST1.0 – A 1-degree global model of Earth's crust / Abstracts European Geoscience Union General Assembly. Vienna, Austria, 7–12 April, 2013. No EGU2013-2658. 2013.
- *Lebedev S., Schaeffer A.J., Fullea J., Pease V.* Seismic tomography of the Arctic region: inferences for the thermal structure and evolution of the lithosphere / *Circum-Arctic lithosphere evolution* / Geological Society, London, UK, Special Publications. V. 460. P. 419–440. 2017.
- *Lesur V., Hamoudi M., Choi Y., Dyment J., Thébaud E.* Building the second version of the World Digital Magnetic Anomaly Map (WDMAM) // *Earth Planets Space*. V. 68. № 1. P. 1–13. 2016. <https://doi.org/10.1186/s40623-016-0404-6>
- *Levshin A.L., Schweitzer J., Weidle C., Shapiro N.M., Ritzwoller, M.H.* Surface wave tomography of the Barents Sea and surrounding regions // *Geophys. J. Int.* V. 170. P. 441–459. 2007. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2006.03285.x>
- *Li C.-F., Lu Y., Wang J.* A global reference model of Curie-point depths based on EMAG2 // *Sci. Rep.* V. 7. 45129. 2017. <https://doi.org/10.1038/srep45129>
- *Lu Y., Li C.-F., Wang J., Wan X.* Arctic geothermal structures inferred from Curie-point depths and their geodynamic implications // *Tectonophysics*. V. 822. 229158. 2022. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2021.229158>
- *Maus S., Barckhausen U., Berkenbosch H. et al.* EMAG2: A 2-arc-minute resolution Earth Magnetic Anomaly Grid compiled from satellite, airborne and marine magnetic measurements // *Geochem. Geophys. Geosyst.* V. 10. Q08005. 2009. <https://doi.org/10.1029/2009GC002471>
- *Meyer B., Chulliat A., Saltus R.* Derivation and error analysis of the earth magnetic anomaly grid at 2 arc min resolution version 3 (EMAG2v3) // *Geochem. Geophys. Geo-*

- syst. V. 18. P. 4522–4537. 2017.
<https://doi.org/10.1002/2017GC007280>
- *Núñez Demarco P., Prezzi C., Sánchez Bettucci L.* Review of Curie point depth determination through different spectral methods applied to magnetic data // *Geophys. J. Int.* V. 224. № 1. P. 17–39. 2021.
<https://doi.org/10.1093/gji/ggaa361>
- *Okubo Y., Graf R.J., Hansen R.O., Ogawa K., Tsu H.* Curie point depths of the island of Kyushu and surrounding areas, Japan // *Geophysics*. V. 50. P. 481–494. 1985.
- *Okubo Y., Matsunaga T.* Curie point depth in northeast Japan and its correlation with regional thermal structure and seismicity // *J. Geophys. Res.* V. 99. № B11. P. 22363–22371. 1994.
- *Oliveira J.T.C., Barbosa J.A., de Castro D.L., de Barros Correia P., Magalhães J.R.C., Filho O.J.C., Buarque B.V.* Precambrian tectonic inheritance control of the NE Brazilian continental margin revealed by Curie point depth estimation // *Annals. Geophys.* V. 64. № 2. GT213. 2021.
<https://doi.org/10.4401/ag-8424>
- *Olsen N., Ravat D., Finlay C.C., Kother L.K.* LCS-1: a high-resolution global model of the lithospheric magnetic field derived from CHAMP and Swarm satellite observations // *Geophys. J. Int.* V. 211. P. 1461–1477. 2017.
<https://doi.org/10.1093/gji/ggx381>
- *Pirttijärvi M.* 2D Fourier domain operations, FOURPOT program. 2015.
<https://wiki.oulu.fi/x/0oU7AQ/>
- *Ravat D., Pignatelli A., Nicolosi I., Chiappini M.* A study of spectral methods of estimating the depth to the bottom of magnetic sources from near-surface magnetic anomaly data // *Geophys. J. Int.* V. 169. P. 421–434. 2007.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2007.03305.x>
- *Salazar J. M., Vargas C.A., Leon H.* Curie point depth in the SW Caribbean using the radially averaged spectra of magnetic anomalies // *Tectonophysics*. V. 694. P. 400–413. 2017.
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.11.023>
- *Salem A., Green C., Ravat D., Singh K.H., East P., Fairhead J.D., Morgen S., Biegert E.* Depth to Curie temperature across the central Red Sea from magnetic data using the de-fractal method // *Tectonophysics*. V. 624–625. P. 75–86. 2014.
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.04.027>
- *Shulgin A., Mjelde R., Faleide J.I., Høy T., Fluesh E., Thybo H.* The crustal structure in the transition zone between the western and eastern Barents Sea // *Geophys. J. Int.* V. 214. P. 315–330. 2018.
<https://doi.org/10.1093/gji/ggy139>
- *Sobh M., Gerhards C., Fadel I., Götze H.-J.* Mapping the thermal structure of Southern Africa from Curie depth estimates based on wavelet analysis of magnetic data with uncertainties // *Geochem. Geophys. Geosyst.* V. 22. № 1. e2021GC010041. 2021.
<https://doi.org/10.1029/2021GC010041>
- *Spector A., Grant S.* Statistical models for interpreting aeromagnetic data // *Geophysics*. V. 35. P. 293–302. 1970.
- *Tanaka A.* Global centroid distribution of magnetized layer from World Digital Magnetic Anomaly Map // *Tectonics*. V. 36. P. 3248–3253. 2017.
<https://doi.org/10.1002/2017TC004770>
- *Tanaka A., Okubo Y., Matsubayashi O.* Curie point depth based on spectrum analysis of the magnetic anomaly data in East and Southeast Asia // *Tectonophysics*. V. 306. P. 461–470. 1999.
- *Trifonova P., Zhelev Zh., Petrova T., Bojadgieva K.* Curie point depths of Bulgarian territory inferred from geomagnetic observations and its correlation with regional thermal structure and seismicity // *Tectonophysics*. V. 473. P. 362–374. 2009.
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.03.014>
- *Wasilewski P.J., Mayhew M.A.* The Moho as a magnetic boundary revisited // *Geophys. Res. Lett.* V. 19. № 22. P. 2259–2262. 1992.
- *Wasilewski P.J., Thomas H.H., Mayhew M.A.* The Moho as a magnetic boundary // *Geophys. Res. Lett.* V. 6. P. 541–544. 1979.