

УДК 550.831

## МАГНИТНАЯ МОДЕЛЬ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЕВРОПЫ

© 2013 г. Н.В. Федорова, В.В. Колмогорова, А.Л. Рублев, А.Г. Цидаев

*Институт геофизики им. Ю.П. Булашевича УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия*

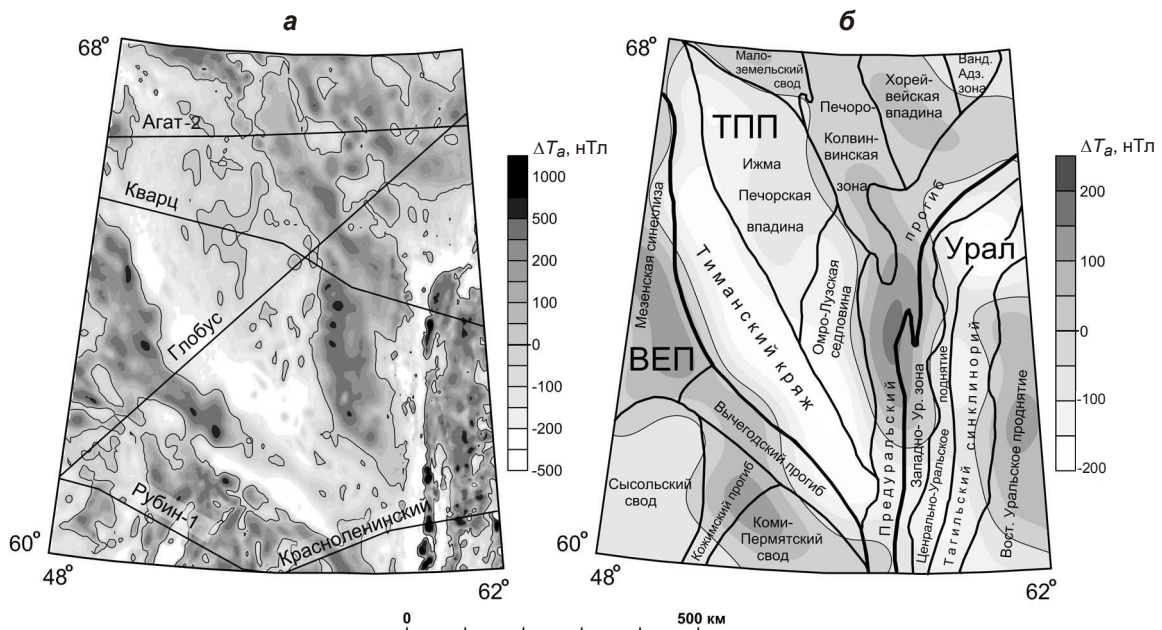
Приводятся результаты изучения строения земной коры северо-восточной части Европы. Выполнено моделирование распределения намагниченности по профилям глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ). Выявлены особенности строения верхней части литосферы. Делается вывод о связи прослеживаемых длинноволновых магнитных аномалий с нижним слоем коры, залегающим в рассматриваемом регионе в среднем на глубине 20 км.

Построена объемная модель границы намагниченного слоя в нижней части земной коры, погружающейся в районе Тимано-Печорской региональной отрицательной магнитной аномалии до 25–30 км. На северо-восточной окраине Восточно-Европейской платформы эта граница поднимается до 14 км; максимальный подъем до 12 км отмечен в пределах Илычевской аномалии в Предуральском прогибе.

**Ключевые слова:** магнитные аномалии, магнитная модель, обратная задача магнитометрии, аналитическое продолжение.

### Введение

В магнитном поле северо-восточного сектора Европы над Тиманским кряжем и Ижма-Печорской впадиной прослеживается крупная отрицательная аномалия, западный фланг которой проходит вдоль границы Восточно-Европейской платформы (рис. 1). Более четко контуры аномалии видны на карте ее длинноволновой составляющей, которая совмещена с тектонической схемой региона (рис. 1, б).



**Рис. 1.** Карты аномального магнитного поля северо-восточного сектора Европы (а) и ее длинноволновой составляющей (б). Линиями показаны положения профилей ГСЗ (а) и границы основных тектонических структур региона (б). ТПП – Тимано-Печорская плита; ВЭП – Восточно-Европейская платформа

В данной работе представлены результаты исследования структуры магнитного поля Европы в пределах трапеции  $48^{\circ}$ – $62^{\circ}$  в.д. и  $60^{\circ}$ – $68^{\circ}$  с.ш. и построенные модели источников длинноволновых магнитных аномалий.

Исследуемый регион охватывает северо-восточную часть Восточно-Европейской платформы, Тимано-Печорскую плиту и северный сегмент Уральской складчатой системы (см. рис. 1, б). В платформенной части Тимано-Печорской плиты выделяются Ижма-Печорская и Хорейверская впадины, Печоро-Колвинский авлакоген и Варандей-Адзвинская структурная зона; в области передовых прогибов – Верхнепечорская, Большесынинская, Косью-Роговская, Кортаихинская впадины, передовые складки западного склона Урала.

Поскольку в регионе расположены важнейшие нефтегазодобывающие области – Ижма-Печорская, Печоро-Колвинская, Ухта-Ижмская, Северо-Предуральская, Хорейвер-Морейюрская, – в нем пробурено большое число глубоких скважин, что обеспечило хорошую изученность осадочного чехла и составление подробной карты поверхности фундамента, сложенного верхнепротерозойскими породами. Осадочный чехол представлен палеозойскими и мезозойскими отложениями с максимальной мощностью от нескольких сотен метров на Тимане до 6–8 км в платформенных прогибах и 10–12 км в Предуральском прогибе.

С 1960 по 2000 гг. в регионе был выполнен значительный объем глубинных сейсмических исследований, в частности, по профилям ГСЗ Агат-2, Кварц, Рубин-1, Глобус, Краснотенинский, Сыктывкарский (см. рис. 1, а), рассматриваемым в данной работе, и ряду других. Эти исследования проводились разными исполнителями с использованием различных методик наблюдения, аппаратуры и методов интерпретации экспериментальных данных [Беляевский и др., 1978; Дружинин и др., 1990; Егоркин, 1991], вследствие чего построенные разрезы земной коры отражают разнородную информацию. Позже при реализации проекта “Создание объемной геолого-геофизической модели верхней части литосферы Уральского региона” данные ГСЗ для названных профилей были переинтерпретированы. Вдоль профилей были построены сейсмические модели, позволившие изучить градиентное распределение скоростей упругих волн в земной коре [Федорова, Колмогорова, Ладовский, 2010; Мартышко и др., 2011]. В дальнейшем сейсмические модели использовались для построения трехмерных гравитационных моделей [Мартышко и др., 2012] и моделей распределения намагниченности в земной коре вдоль профилей ГСЗ [Федорова, Колмогорова, Ладовский, 2010].

### **Краткий обзор исследований по проблеме построения магнитной модели земной коры**

В научной литературе на протяжении не одного десятилетия широко обсуждаются вопросы о том, как меняются магнитные свойства пород с глубиной, какие слои литосферы могут создавать региональные магнитные аномалии, какие типы магнитных минералов наиболее распространены в нижней коре и верхней мантии. Одни исследователи придерживаются мнения, что источники магнитных аномалий расположены только в верхнем (гранитном) слое, другие считают, что в нижнем (базальтовом) слое и даже в мантии на глубинах более 100 км [Магнитные ..., 1976].

Неоднократно делались попытки решить вопрос о роли слоев земной коры в создании региональных магнитных аномалий путем их сопоставления с разрезами ГСЗ. При этом использовались в основном двухслойные модели консолидированной земной коры, разделяемой на гранитный и базальтовый слои, и делались далеко не однозначные выводы. В работе [Булмасов, 1962] показано, что региональные аномалии нельзя объяснить влиянием верхних частей земной коры; там же отмечено хорошее их соответствие структуре базальтового слоя Сибирской платформы. В работе [Ярош, Демен-

тьева, Кассин, 1968] получена корреляционная зависимость между глубиной залегания базальтового слоя и региональными магнитными аномалиями восточных районов Русской платформы. В ряде работ сделан вывод, что рельеф границ кристаллического фундамента и подошвы коры не отражается в магнитном поле [Симоненко, 1962; Борисов, Круглякова, 1967; Матушкин, 1967]. Статистическая связь между интенсивностью региональных аномалий и мощностью земной коры Украинского и Балтийского щитов была найдена З.А. Крутиховской [1976], которая пришла к выводу, что базальтовый слой обуславливает создание региональных аномалий. Основываясь на сейсмических исследованиях территории Канады, Д. Холл [1974] предложил двуслойную магнитную модель земной коры, в нижней части которой намагниченность увеличивается.

В работе [Магнитная..., 1990] представлены градиентные магнитные модели вдоль геотраверсов, проходящих по территории Европы. В этих моделях намагниченность в кристаллической коре увеличивается с глубиной, как и скорости сейсмических волн. В нижних слоях земной коры выявлены значительные магнитные латеральные неоднородности.

Авторы работы [Берлянд, Цирель, 1982] для Тимано-Печорской провинции и севера Урала установили, что источники региональных магнитных аномалий находятся в верхней части земной коры, залегая выше поверхности базальтового слоя.

Петрофизические исследования последних десятилетий, проведенные в глубоких и сверхглубоких (вплоть до глубины 11 км) скважинах, показали, что верхний слой кристаллической коры состоит, в основном, из слабомагнитных пород. Сильномагнитные породы (намагниченность 2–10 А/м) встречались в скважинах в виде тонких (20–300 м) пластов [Иголкина, 2002]. Намагниченность осадочных пород довольно низка и не превышает 0.1 А/м, в связи с чем они не создают заметных аномалий магнитного поля. Были изучены магнитные свойства для представительной коллекции кристаллических пород щитов Восточно-Европейской платформы [Крутиховская, Пашкевич, 1976] и получено сравнительно невысокое (0.3 А/м) значение средней намагниченности верхнего (гранитного) слоя коры. Намагниченность для нижнего (базальтового) слоя коры в той же работе оценивается в 2–4 А/м. Ранее Д. Холл [1974] оценивал намагниченность нижней части коры в 5.3 А/м.

Моделирование распределения намагниченности коры Северной Евразии, выполненное по данным измерений магнитного поля на искусственном спутнике Земли МАГСАТ, позволило сделать вывод, что источниками спутниковых остаточных аномалий могут быть кристаллические породы древних докембрийских платформ, намагниченные по современному полю. Распределение намагниченности близко к однородному, среднее значение составляет 2 А/м [Федорова, 1997]. Эта величина практически совпадает с оценками средней намагниченности коры Восточно-Европейской платформы, полученными при моделировании по аэромагнитным данным вдоль профиля Гранит [Федорова, 2001], а также с результатами, полученными в работе [Гордиенко, 2000] при построении магнитных моделей земной коры для территории Украины.

Прямыми фрагментами вещества земных недр являются выносимые магмами на земную поверхность ксенолиты горных пород. Изучение их магнитных характеристик показало, что верхняя мантия содержит в основном слабомагнитные минералы и практически не магнитна [Печерский, 1991; Петромагнитная ..., 1994]. В результате обобщения геологических и петромагнитных данных сделан вывод, что возможные носители высокой намагниченности – глубинные породы, слагающие низы континентальной коры, – в подавляющем большинстве своем первоначально образовались как поверхностные и близповерхностные магматические породы. Новообразования магнитных минералов происходило главным образом путем переработки первично-магнитных минералов, что приводило к незначительному изменению общей намагниченности глубин-

ного вещества [Геншафт и др., 1995]. В работе [Петромагнитная ..., 1994] утверждается, что “основные носители намагниченности глубинных пород – минералы титаново-магнетитового ряда, и прежде всего магнетит, которые имеют различные точки Кюри, ограничивающие глубину распространения магнитоактивного слоя, независимо от природы и времени образования магнитных пород. Верхняя температурная граница составляет 580 °С”.

Результаты проведенных исследований позволяют ограничить источники магнитных аномалий по глубине. При построении моделей распределения намагниченности можно принять, что нижняя граница магнитоактивного слоя литосферы проходит по границе Мохоровичича или залегает на глубине изотермы 580 °С в тех районах, где температура у подошвы земной коры выше температуры Кюри магнетита.

### **Моделирование распределения намагниченности в земной коре вдоль профилей ГСЗ**

При моделировании магнитных разрезов использован метод А.В. Цирульского [Цирульский, Никонова, Федорова, 1980]. Магнитные аномалии  $\Delta T_a$  в автоматизированном режиме аппроксимируются полем набора модельных источников. В двумерном варианте метода модельный источник – это двумерная пластина с произвольной линейной намагниченностью. Разделение источников на региональные и локальные происходит на этапе аппроксимации аномального магнитного поля. Для ограниченных по простиранию намагниченных объектов использование модельных пластин позволяет определять интегральные характеристики – магнитный момент, центр источника и направление его падения. Принимая во внимание принципиальную неоднозначность решения обратных задач магнитометрии, интерпретатор для каждого сингулярного источника может быстро рассчитать контуры ограниченных объектов для разных значений намагниченности и построить варианты моделей распределения намагниченности в земной коре.

При региональных исследованиях удобство применения выбранного класса модельных источников состоит в том, что эквивалентные аномальные объекты можно рассчитывать для границ раздела горизонтально слоистых сред, которые лучше соответствуют сейсмическим моделям. Это позволяет строить модели в пределах земной коры даже в тех случаях, когда сингулярный источник (или его часть) расположены ниже границы Мохоровичича. Кроме того, при интерпретации отрицательных аномалий можно построить модели с направлением вектора намагниченности по современному полю без привлечения источников с обратной намагниченностью.

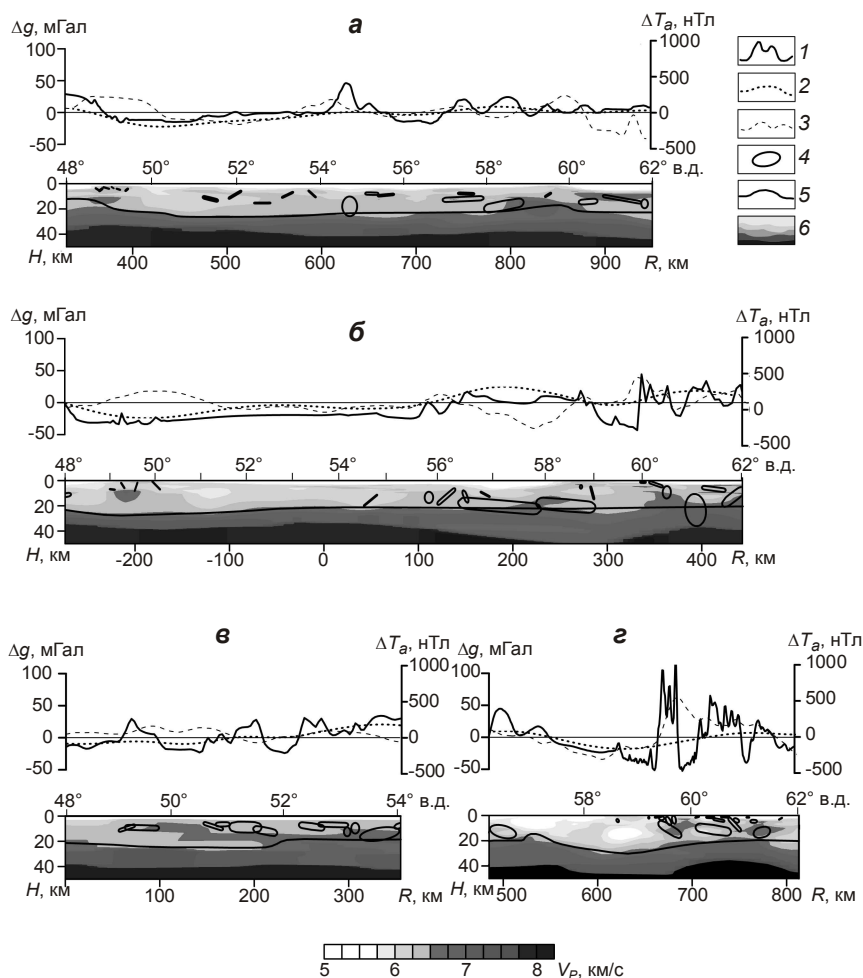
При решении обратной задачи магнитометрии для границ раздела центр аномальных масс однозначно не определяется; для вычисления точек на границе требуется задавать скачок вектора намагниченности (модуль и направление) между слоями и глубину до асимптоты границы, разделяющей верхний и нижний слои [Федорова, Цирульский, 1976]. Интерпретатору предоставляется возможность быстро рассматривать эквивалентные варианты для набора значений глубин и намагниченностей и на основании имеющейся по данному району априорной информации выбирать наиболее вероятный окончательный вариант разреза. Нами в качестве такой априорной информации использовались сейсмические градиентные скоростные модели.

В результате аппроксимации аномалий магнитного поля  $\Delta T_a$  для профилей ГСЗ, показанных на рис. 1, а, найдено распределение сингулярных источников. Источники можно разделить на локальные, расположенные в верхних 10–20 км коры, и протяженные региональные, расположенные ниже 20 км. Показано, что часть полученных источников региональных аномалий расположена в нижней коре. Это расходится с выво-

дами работы [Берлянд, Цирель, 1982], в которой утверждается, что источники региональных аномалий Тимано-Печорской провинции находятся в верхней части земной коры (выше поверхности базальтового слоя).

При сопоставлении результатов аппроксимации с картой глубин фундамента обнаруживается, что все локальные источники располагаются ниже подошвы осадочного чехла. Для источников, расположенных в верхней части разреза, геометрия эквивалентных объемных контуров аномальных тел рассчитана для намагниченности 1, 2 и 3 А/м. В фундаменте Тиманского кряжа выделено несколько сравнительно небольших и маломощных магнитных источников. Поэтому в западных частях разрезов для профилей Агат-2 и Кварц приведены контуры для намагниченности 1 А/м.

В структурах Урала источники большей части магнитных аномалий располагаются преимущественно в верхней части разреза и связаны с породами основного и ультраосновного состава. Выходы этих пород на дневную поверхность позволяют идентифицировать ряд источников с зонами разломов, массивами и интрузиями, а результаты моделирования дают возможность оценить их форму и распределение по глубине. На разрезах приведены контуры аномальных магнитных источников для намагниченности 3 А/м (рис. 2).



**Рис. 2.** Модели распределения намагниченности и скорости продольных волн в земной коре по фрагментам профилей Агат-2 (а), Кварц (б), Рубин-1 (в), Красноленинский (г)

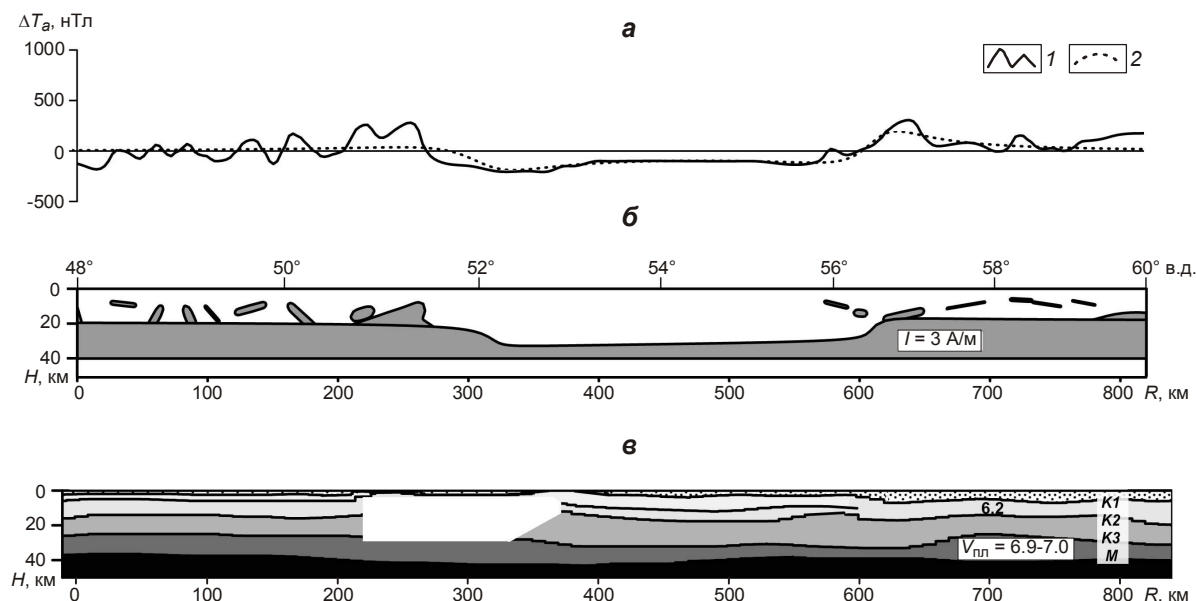
1 – график аномального магнитного поля; 2 – график региональных аномалий; 3 – график аномального гравитационного поля; 4 – контуры источников магнитной модели в верхнем слое земной коры; 5 – модельная граница для скачка намагниченности 3 А/м; б – градиентная модель скорости  $V_p$ , шкала приведена под рисунком

Поскольку цель данной статьи – поиск общих закономерностей распределения намагниченности в земной коре, не описывая подробно верхние источники, отметим только, что их распределение в уральских структурах и восточное падение многих из них на профилях Кварц и Красноленинский убедительно свидетельствуют о тектоническом надрыве уралид на структуры Восточно-Европейской платформы и Тимано-Печорской плиты.

При моделировании источников региональных аномалий использована модель слоистой среды и рассчитаны эквивалентные границы для наборы глубин от 0 до 40 км с намагниченностями от 1 до 4 А/м; направление вектора намагниченности задано по современному геомагнитному полю. Результаты построений сопоставлялись со скоростными разрезами; окончательный вариант выбирался по наилучшему совпадению магнитной и скоростной границ.

По результатам моделирования было установлено, что в пределах рассматриваемой территории на разрезах вдоль четырех профилей (Агат, Кварц, Рубин, Красноленинский) соответствующие региональным источникам границы раздела, построенные для намагниченности 3 А/м при глубине до горизонтальной асимптоты 20 км, на сейсмических разрезах лучше всего совпадают с положением скоростного уровня 6.5 км/с (см. рис. 2).

Нам не удалось построить градиентную скоростную модель для профиля Глобус (Черное море – Воркута) из-за отсутствия исходных сейсмических материалов. Однако, поскольку этот профиль проходит практически вкострест простираения региональных магнитных аномалий (как отрицательной, так и обрамляющих ее положительных) и, как известно, при таком сечения погрешность моделирования с помощью двумерных методов снижается, магнитная модель для этого профиля построена была (рис. 3, б).



**Рис. 3.** Фрагмент профиля Глобус. а – графики аномального магнитного поля (1) и поля от регионального источника (2); разрезы – магнитный (б) и сейсмический (в) [Беляевский и др., 1978]

Построенная модель была сопоставлена с сейсмическим разрезом, приведенным в работе [Беляевский и др., 1978], авторы которой использовали трехслойную модель консолидированной коры. На разрезе, приведенном на рис. 3, в, границы гранитного (K1), промежуточного (K2), базальтового (K3) слоев и поверхность Мохоровичича (M) построены по преломленным и обменным волнам. Под западной и центральной частями Тиманского кряжа границы K2 и K3 не прослежены. Скорость сейсмических волн на

границах не постоянна. Наиболее низкое значение скорости 6.0 км/с на границе  $K1$  наблюдается под Тиманским кряжем и Печорской впадиной. Пластовая скорость в нижнем слое коры составляет 6.9–7.0 км/с. Для промежуточного слоя скорость оценивается в 6.4–6.5 км/с. Как видно из рисунка, в пределах Ижма-Печорской впадины происходит небольшое – на 3–4 км – погружение границы  $K2$ ; граница  $K3$  в пределах Тимано-Печорской плиты погружается более значительно на 6–8 км. Мощность земной коры меняется вдоль профиля незначительно – от 38 км под Сысольским сводом Восточно-Европейской платформы до 42 км под Тиманским кряжем и 40–41 км под остальной частью Тимано-Печорской плиты. Следовательно, региональной отрицательной магнитной аномалии на сейсмическом разрезе соответствует погружение границ  $K2$  и  $K3$  и значительное сокращение нижнего высокоскоростного слоя коры.

По-видимому, совпадение модельных магнитных границ и скоростных уровней 6.5 км/с не случайно. С большой долей вероятности оно отражает реальное распределение физических свойств в земной коре, поскольку наблюдается на всех сейсмических профилях, расположенных в регионе. С использованием зависимости, связывающей плотность и скорость продольных волн в земной коре исследуемого региона, приводимой в работе [Мартышко и др., 2012], плотность на границе верхнего и нижнего слоя оценивается в 2.9 г/см<sup>3</sup>.

Таким образом, по результатам исследований вдоль профилей ГСЗ можно сделать вывод, что в рассматриваемом регионе длинноволновые магнитные аномалии могут быть созданы нижним слоем коры, средняя глубина до кровли которого составляет 20 км. В пределах Тиманского кряжа и Ижма-Печорской впадины происходит погружение намагниченного слоя; глубина до его поверхности для профилей ГСЗ составляет 24–25 км на профиле Агат-2, 25–26 км – Кварц, 30 км – Глобус. На восточной окраине Восточно-Европейской платформы в пределах восточной части профиля Рубин-1 происходит подъем границы до 16 км. В зоне слияния Тиманских и Уральских структур на Красномленском профиле граница погружается до 30 км.

### Карты магнитного поля региона

Для разделения аномального магнитного поля на составляющие использована методика трансформации полей путем пересчета в верхнее полупространство и последующего аналитического продолжения в нижнее полупространство, предложенная в работе [Мартышко, Пруткин, 2003] и используемая при построении гравитационных моделей. В настоящее время разработаны устойчивые алгоритмы аналитического продолжения и компьютерные программы пересчета магнитного поля на различные высоты и глубины.

Приведем краткое описание методики. На начальном этапе выбирается некоторый уровень  $H$ , расположенный между двумя определяемыми структурными границами. Поле продолжается вверх на уровень  $H$ , при этом влияние локальных приповерхностных источников (до глубины  $H$ ) если и не устраняется совсем, то значительно ослабевает. Это продолжение (пересчет вверх) выполняется по формуле Пуассона:

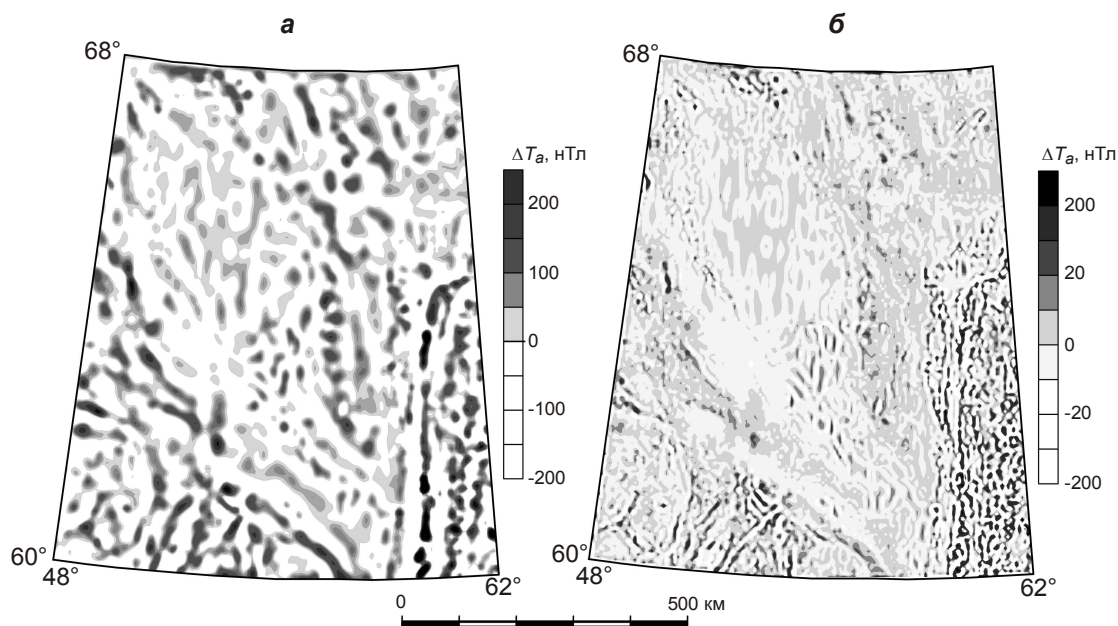
$$u(x', y', H) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{H}{((x-x')^2 + (y-y')^2 + H^2)^{3/2}} u(x, y, 0) dx dy, \quad (1)$$

где  $u(i, j, k)$  – вертикальная составляющая напряженности магнитного поля в точке  $(i, j)$  на высоте  $k$ ;  $x, y$  – точки, в которых задано поле;  $x', y'$  – точки, в которых определяются значения пересчитанного поля.

Чтобы окончательно избавиться от влияния источников в горизонтальном слое от дневной поверхности до глубины  $H$ , пересчитанное вверх поле продолжается вниз на глубину  $H$ . При этом оператор интегрирования (1) обращается с применением регуляризации.

На последнем шаге поле снова пересчитывается вверх на уровень дневной поверхности. Полученное поле рассматриваем как поле от источников, расположенных ниже границы  $H$ . Далее это поле вычитается из наблюдаемого, и, если требуется, для разности выполняются следующие итерации разделения.

Для изучения региональных особенностей аномального магнитного поля была использована цифровая модель, созданная на базе картографических данных [Овчаренко, 1996]. Карты полученных трансформант магнитных аномалий приведены к нулевому уровню исходного поля. Карта аномального магнитного поля исследуемого региона приведена на рис. 1, *а*. Большая часть аномального магнитного поля вызвана неоднородностями верхней части консолидированной коры. Карты аномалий от источников, расположенных в слое до глубины 20 км, приведены на рис. 4, *а*.



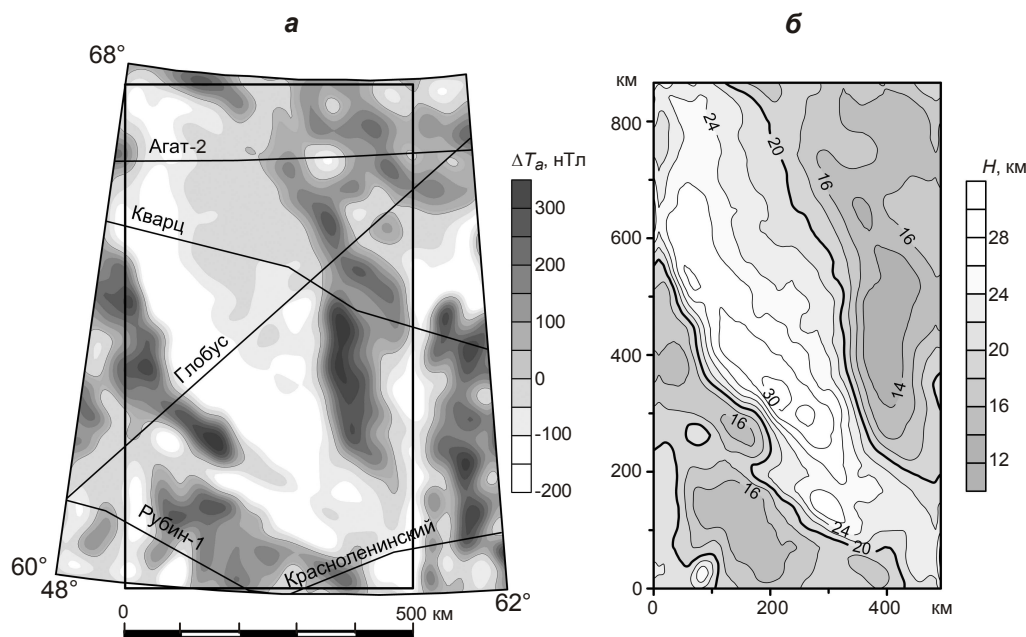
**Рис. 4.** Карты локальных аномалий магнитного поля, источники которых расположены в слоях земной коры до глубины: 20 км (*а*), 5 км (*б*)

На рис. 4, *б* приведена карта коротковолновой части магнитного поля. Источники этих аномалий расположены в верхнем слое до глубины 5 км. С помощью этих аномалий могут быть выделены разломы в земной коре и найдены интрузии, содержащие магматические породы. В геофизической практике на закрытых территориях локальные аномалии магнитного поля успешно используются для определения глубины залегания кристаллического фундамента [Бабаянц, Блох, Трусков, 2003].

Региональная составляющая аномального магнитного поля получена путем трех пересчетов: пересчет вверх на высоту 20 км; аналитическое продолжение вниз на уровень  $-20$  км; пересчет вверх на нулевой уровень (рис. 5, *а*).

Интенсивность длинноволновой составляющей аномального магнитного поля не превышает 250 нТл. В региональном поле над краем Восточно-Европейской платформы расположены положительные аномалии, а над Сысольским сводом – отрицательная. Над Тиманским кряжем и Ижма-Печорской впадиной, включая Омро-Лузскую седловину, (максимальная глубина фундамента 3.6 км), наблюдается протяженная отрицательная аномалия. В южной части площади на широте  $61^\circ$  эта аномалия сливается с другой отрицательной аномалией, простирающейся с юга на север над Центрально-Уральским поднятием и Тагильским синклиноморием. Как известно, в этих структурах на поверхности обнажаются кристаллические породы, многие из которых сильно намагничены и создают интенсивные аномалии.





**Рис. 5.** Карты региональных аномалий магнитного поля (*а*) и поверхности нижнего слоя земной коры, построенной в результате интерпретации (*б*). Замкнутый прямоугольник на фрагменте *а* – граница площади исследований

Над северо-восточной частью территории Тимано-Печорской плиты региональное поле положительно. В тектоническом плане здесь наблюдается чередование валов и впадин – Печоро-Колвинский мегавал, Денисовская впадина, Колвинский мегавал, Хорейвейская впадина и т.д. Положительная Илычская аномалия, имеющая максимальную интенсивность регионального поля ( $>200$  нТл), простирается на юг над структурами Предуральяского краевого прогиба и частично охватывает Западно-Уральскую зону. Именно в этих зонах отмечается резкое погружение фундамента от 3–4 до 10–11 км.

Сопоставление распределения положительных и отрицательных региональных магнитных аномалий над тектоническими структурами с картой поверхности фундамента приводит нас к заключению, что породы верхней части фундамента, скорее всего, имеют низкое значение средней намагниченности, особенно в пределах Тимано-Печорской плиты, в связи с чем верхний слой кристаллической коры не вносит заметного вклада в длинноволновые магнитные аномалии.

### Моделирование источников длинноволновых магнитных аномалий

Геофизические исследования, проведенные по профилям ГСЗ, позволили разделить консолидированную земную кору по магнитным свойствам на два слоя – верхний и нижний.

Верхний слой характеризуется низкой средней намагниченностью, которая по литературным данным менее 0.3 А/м и не вносит заметного вклада в региональное магнитное поле. В пределах этого слоя выделены локальные намагниченные источники.

Нижний слой намагничен значительно сильнее. По результатам выполненного двумерного моделирования его намагниченность оценивается в 3 А/м. Верхняя граница слоя, залегающая в среднем на глубине 20 км, достаточно хорошо совпадает с положением скоростного уровня 6.5 км/с на соответствующих сейсмических разрезах.

Полученные параметры могут быть использованы в качестве начального приближения при трехмерной интерпретации.

Поскольку изучаемая территория расположена в высоких широтах, для приближенных вычислений можно допустить вертикальную намагниченность пород земной коры. В этом случае для двуслойной модели вертикальная составляющая напряженности магнитного поля в точке  $(x, y)$  на поверхности Земли вычисляется по формуле:

$$Z(x, y) = \Delta I \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \left( \frac{z(x, y)}{\left( (x-x')^2 + (y-y')^2 + z^2(x, y) \right)^{3/2}} - \frac{H}{\left( (x-x')^2 + (y-y')^2 + H^2 \right)^{3/2}} \right) dx dy, \quad (2)$$

где  $z(x, y)$  – уравнение поверхности, разделяющей верхний и нижний слои;  $\Delta I = I_2 - I_1$  – скачок намагниченности на границе слоев;  $H$  – горизонтальная асимптота.

Для решения уравнения (2) и нахождения  $z(x, y)$  были разработаны программы, основанные на модифицированном методе локальных поправок [Мартышко, Рублев, Пьянков, 2010]. Предложенный в [Пруткин, 1986] для приближенного решения нелинейных обратных задач гравиметрии метод основан на предположении, что на изменение значения поля в некоторой точке наибольшее влияние оказывает изменение ближайшей к этой точке части поверхности  $S$ , которая представляет собой границу между двумя слоями с различными физическими свойствами.

Разработан итерационный способ нахождения границы  $z(x, y)$ , при реализации которого на каждом шаге делается попытка уменьшить разность между заданными и приближенными значениями поля в данном узле лишь за счет изменения значения искомой функции в том же узле. Дискретизация уравнения (2) приводит к следующей системе нелинейных уравнений:

$$c \sum_i \sum_j K_{i_0 j_0}(z_{ij}) = U_{i_0 j_0}, \quad (3)$$

где  $c$  – весовой коэффициент кубатурной формулы;  $U_{i_0 j_0} = \Delta Z(x_{i_0}, y_{j_0}, 0)$  – левая часть уравнения (1);  $z_{ij} = z(x_i, y_j)$ ;  $K_{i_0 j_0}(z_{ij}) = K(x_{i_0}, y_{j_0}, x_i, y_j, z_{ij})$  – подынтегральное выражение в (1).

В результате получена итерационная формула для нахождения  $z_{ij}^{n+1}$ :

$$(z_{ij}^{n+1})^2 = \frac{(z_{ij}^n)^2}{1 + \alpha (z_{ij}^n)^2 (U_{ij} - U_{ij}^n)}, \quad (4)$$

в которой  $\alpha$  – параметр регуляризации;  $\{z_{i,j}^n\}$  – значения неизвестной функции  $z(x, y)$ ;  $n$  – номер итерации.

Предложенный метод не использует нелинейную минимизацию, что позволяет значительно сократить время вычислений. Используемый алгоритм отличается очень высокой скоростью счета – 300 итераций за 5 мин при сетке  $63 \times 63$  точки; относительная погрешность восстановления поля при этом составляет сотые доли процента.

Вычисления были выполнены для прямоугольного участка с размерами  $500 \times 850$  км (см. рис. 5, а). Результаты в виде изолиний расстояния от земной поверхности до поверхности нижнего намагниченного слоя коры приведены на рис. 5, б. Глубина залегания кровли варьирует от 12 до 30 км. Полученный результат хорошо совпадает с результатами двумерного моделирования для профилей ГСЗ. В районе Тимано-Печорской региональной отрицательной магнитной аномалии граница намагниченного слоя в нижней коре погружается до 24–30 км, а на северо-восточной окраине Восточно-Европейской платформы поднимается до 15–16 км; максимальный (до 12–14 км) подъем этой границы отмечен в Предуральском прогибе в пределах Илычевской аномалии.

## Заключение

Для территории северо-восточного сектора Европы в пределах трапеции  $48^{\circ}$ – $62^{\circ}$  в.д. и  $60^{\circ}$ – $68^{\circ}$  с.ш., включающей часть Восточно-Европейской платформы, Тимано-Печорский и Северо-Уральский регионы, построены модели распределения намагниченности для разрезов земной коры вдоль фрагментов профилей ГСЗ Агат-2, Кварц, Рубин-1, Краснотенинский, Глобус. Сопоставление глубинных разрезов, построенных по данным независимых геофизических наблюдений магнитными и сейсмическими методами, позволило разделить консолидированную земную кору по магнитным свойствам на два слоя.

Верхний слой коры, средняя мощность которого составляет 20 км, не вносит заметного вклада в региональное магнитное поле; в его пределах выделены локальные источники. Нижний слой намагничен значительно сильнее – по результатам двумерного моделирования его намагниченность достигает 3 А/м. Полученные параметры использованы для трехмерной интерпретации регионального магнитного поля.

Были изучены структурные особенности аномального магнитного поля, выделены аномалии от слоев земной коры и построены карты для северо-восточного сектора Европы. Полученные региональные магнитные аномалии использованы для построения трехмерной модели.

Результатом решения обратной задачи магнитометрии методом локальных поправок стало определение рельефа кровли нижнего намагниченного слоя земной коры, залегающей на глубине от 12 до 30 км.

Поскольку на разрезах земной коры граница намагниченного слоя достаточно хорошо совпадает с положением скоростного уровня 6.5 км/с на соответствующих сейсмических разрезах, можно сделать вывод, что полученные результаты дают пространственное представление о рельефе границы нижнего высокоскоростного и более плотного слоя земной коры.

## Благодарности

Исследования выполнены в рамках проекта 12-И-5-2067 УрО РАН. При построении моделей использовались компьютерные технологии, основанные на алгоритмах решения обратных задач магнитометрии, разработанные в Институте геофизики УрО РАН. Алгоритмы и комплекс программ для разделения и аналитического продолжения полей созданы при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 12-05-00481-а).

## Литература

- Бабаянц П.С., Блох Ю.И., Трусов А.А.* Изучение рельефа поверхности кристаллического фундамента по данным магниторазведки // Геофизика. 2003. № 4. С.37–40.
- Беляевский Н.А., Вольвовский Б.С., Вольвовский И.С., Егоркин А.В., Поликов М.К., Попов Е.А., Чернышов Н.М.* Строение земной коры и верхней мантии по профилю ГСЗ Воронежский массив – Полярный Урал // Строение земной коры и верхней мантии Центральной и Восточной Европы. Киев: Наук. думка, 1978. С.154–156.
- Берлянд Н.Г., Цирель В.С.* Распределение аномалий Тимано-Печорской провинции и Севера Урала по статистическим свойствам, геологической природе и глубинности источников // Аномалии магнитного поля и глубинное строение земной коры. Киев: Наук. думка, 1982. С.63–64.
- Борисов А.А., Круглякова Г.И.* Региональные и зональные аномалии геомагнитного поля Европейской части СССР // Сов. геология. 1967. № 1. С.127–130.

- Булмасов А.П. О связи региональных магнитных аномалий Сибирской платформы с базальтовым слоем земной коры // Геология и геофизика. 1962. № 7. С.32–45.
- Геншафт Ю.С., Печерский Д.М., Шаронова З.В., Миронова Н.А., Цельмович В.А., Спеццус З.В., Илупин И.П. Магнитопетрологическое изучение условий формирования недр континентально земной коры // Физика Земли. 1995. № 3. С.26–45.
- Гордиенко В.В. Магнитная модель земной коры территории Украины. Киев: Знание, 2000. 91 с.
- Дружинин В.С., Автонеев С.В., Шарманова Л.Н., Турыгин Л.В. Глубинное строение Северного Урала по Красноленинскому профилю ГСЗ // Сов. геология, 1990. № 9. С.79–82.
- Егоркин А.В. Строение земной коры по сейсмическим геотраверсам // Глубинное строение территории СССР. М.: Наука, 1991. С.118–135.
- Иголкина Г.В. Скважинная магнитометрия при исследовании сверхглубоких и глубоких скважин. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 215 с.
- Крутиховская З.А. Проблема создания земной коры древних щитов // Геофизический сборник. 1976. № 73. С.3–29.
- Крутиховская З.А., Пашкевич И.К. Намагниченность земной коры древних щитов и региональные магнитные аномалии // Магнитные аномалии земных глубин. Киев: Наук. думка, 1976. С.108–125.
- Магнитная модель литосферы Европы. Киев: Наук. думка, 1990. 168 с.
- Магнитные аномалии земных глубин. Киев: Наук. думка, 1976. 232 с.
- Мартышко П.С., Пруткин И.Л. Технология разделения источников гравитационного поля по глубине // Геофизический журнал. 2003. Т. 25, № 3. С.30–34.
- Мартышко П.С., Рублев А.Л., Пьянков В.А. Применение метода локальных поправок для структурных задач магнитометрии // Геофизика. 2010. № 4. С.3–8.
- Мартышко П.С., Ладовский И.В., Колмогорова В.В., Цидаев А.Г., Бызов Д.Д. Применение сеточных функций в задачах трехмерного плотностного моделирования // Уральский геофизический вестник. 2012. № 1. С.30–34.
- Мартышко П.С., Дружинин В.С., Начапкин Н.И., Осипов В.Ю., Фёдорова Н.В., Ладовский И.В., Колмогорова В.В., Цидаев А.Г. Методика и результаты создания объемной геолого-геофизической модели верхней части литосферы северного и среднего сегментов Уральского региона // Динамика физических полей Земли. М.: ИФЗ РАН, 2011. С.9–30.
- Матушкин Б.А. Результаты аэромагнитных исследований по профилям ГСЗ // Сов. геология. 1967. № 1. С.131–135.
- Овчаренко Ф.И. Компьютерная база геополей Урала – информационная основа нового этапа исследований региона // Глубинное строение и развитие Урала. Екатеринбург: Наука, 1996. С.136–146.
- Петромагнитная модель литосферы. Киев: Наук. думка, 1994. 175 с.
- Печерский Д.М. О петромагнетизме низов континентальной земной коры // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 9. С.66–78.
- Пруткин И.Л. О решении трехмерной обратной задачи гравиметрии в классе контактных поверхностей методом локальных поправок // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1986. № 1. С.67–77.
- Симоненко Т.Н. О привлечении данных магнитометрии к выяснению глубинного строения земной коры // Сов. геология. 1962. № 8. С.4–15.
- Федорова Н.В. Источники спутниковых аномалий над Северной Евразией // Физика Земли. 1997. № 8. С.613–618.
- Федорова Н.В. Модели намагниченности земной коры по геотраверсу Гранит // Уральский геофизический вестник. 2001. № 2. С.88–93.
- Федорова Н.В., Цирульский А.В. К вопросу о разрешимости обратной задачи логарифмического потенциала для контактной поверхности в конечном виде // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1976. № 10. С.61–72.
- Федорова Н.В., Колмогорова В.В., Ладовский И.В. Геофизические модели строения земной коры по Красноленинскому профилю // Уральский геофизический вестник. 2010. № 1. С.59–68.
- Цирульский А.В., Никонова Ф.И., Федорова Н.В. Метод интерпретации гравитационных и магнитных аномалий с построением эквивалентных семейств решений. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. 135 с.

Ярош А.Я., Дементьева Г.Д., Кассин Г.Г. Структура поверхностей переходного и базальтового слоев земной коры восточных районов Русской платформы // Труды Свердловского горного ин-та. 1968. № 54. С.5–20.

Holl D.H. Long-wavelength aeromagnetic anomalies and deep crustal magnetization in Manitoba and Northwestern Ontario // *Canad. J. Geophys.* 1974. V. 40. P.403–430.

*Сведения об авторах*

**ФЕДОРОВА Наталья Васильевна** – доктор физико-математических наук, ведущий научный сотрудник, Институт геофизики УрО РАН. 620016, г. Екатеринбург, ул. Амундсена, д. 100. Тел.: (343) 267-88-72. E-mail: nataliavf50@mail.ru

**КОЛМОГОРОВА Вера Владимировна** – старший научный сотрудник, Институт геофизики УрО РАН. 620016, г. Екатеринбург, ул. Амундсена, д. 100. Тел.: (343) 267-88-72. E-mail: VVKolmogorova@mail.ru

**РУБЛЕВ Алексей Леонидович** – кандидат физико-математических наук, старший научный сотрудник, Институт геофизики УрО РАН. 620016, г. Екатеринбург, ул. Амундсена, д. 100. Тел.: (343) 267-95-20. E-mail: A.Roublev@list.ru

**ЦИДАЕВ Александр Григорьевич** – младший научный сотрудник, Институт геофизики УрО РАН. 620016, г. Екатеринбург, ул. Амундсена, д. 100. Тел.: (343) 267-88-72. E-mail: atsidaev@gmail.com

## THE MAGNETIC MODEL OF THE NORTH-EASTERN REGION OF EUROPE

N.V. Fedorova, V.V. Kolmogorova, A.L. Roublev, A.G. Tsidaev

*Bulashevich Institute of Geophysics, Ural Branch, Russian Academy of Sciences, Yekaterinburg, Russia*

**Abstract.** This paper describes the results of the Earth crust study in the north-eastern region of Europe. We performed modeling of magnetization distribution along DSS profiles which revealed structural features of the upper lithosphere. The conclusion is made that the longwave magnetic anomalies can be caused by the lower crust layer whose average depth is 20 km. We reconstructed the bottom boundary of the magnetized layer in the lower crust. In the area of Timan-Pechora regional negative magnetic anomaly the magnetized layer boundary in the lower crust goes down to 25–30 km, and in the north-east region of the East European Craton it goes up to 14 km. The maximum boundary rise of 12 km is located inside the Ilychevsk anomaly of the Urals foredeep.

**Keywords:** magnetic anomalies, magnetic model, inverse problem, analytical continuation.