УДК 550.83

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ ПО КРАСНОЛЕНИНСКОМУ ПРОФИЛЮ

Федорова Н.В., Колмогорова В.В., Ладовский И.В. – Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Аннотация. В работе приведены результаты изучения строения земной коры Северного Урала геофизическими методами по Красноленинскому профилю ГСЗ. Построен скоростной разрез, проведено моделирование распределения плотности и намагниченности, выявлены особенности строения верхней части литосферы.

Глубинное сейсмическое зондирование, гравитационное моделирование, магнитная модель, плотность, намагниченность.

GEOPHYSICAL MODELS OF THE EARTH'S CRUST STRUCTURE USING THE KRASNOLENINSK PROFILE

Fedorova N.V., Kolmogorova V.V., Ladovskiy I.V. – Institute of Geophysics UB of RAS, Yekaterinburg

Abstract. This report shows the results gained from the study of the structure of the Earth crust in Northern Ural using geophysical methods on the Krasnoleninsk profile. A seismic velocity cross-section is built, modelling of distribution of density and magnetisation are conducted, features of a structure of the top part of lithosphere are revealed.

Deep seismic sounding, gravity modeling, magnetic modeling, density, magnetization.

Введение

Глубинные сейсмические исследования на Северном Урале по Красноленинскому профилю протяженностью более 700 км (рис. 1) выполнены в 1987-1989 гг. Баженовской геофизической экспедицией (БГЭ) по методике точечных (дифференциальных) зондирований в варианте многократных перекрытий. Регистрация упругих колебаний производилась телеуправляемой аппаратурой «Тайга-2» одновременно не менее чем пятью установками, расположенными через 3-10 км при расстоянии между пунктами взрыва 12-36 км и максимальной длине годографа – 210 км.

Результаты исследований по западной части профиля опубликованы в работе (Дружинин и др., 1990), остальные изложены в фондовом отчете БГЭ. В данной работе приводится вариант скоростного разреза земной коры по Красноленинскому профилю, построенного по результатам переинтерпретации ранее полученных данных (Дружинин и др., 2007а).

В районе Красноленинского профиля проходят и пересекаются с ним два субмеридиональных профиля ГСЗ Баженовской геофизической экспедиции: Вижай-Н. Тура и Северная Сосьва-Ялуторовск, а также геотраверс Центра ГЕОН «Рубин-2» (рис. 1). Для этих профилей заново в едином модельном представлении составлены градиентные скоростные разрезы земной коры, что позволило сопоставить их с разрезом, построенным по Красноленинскому профилю.

В настоящей работе рассмотрены методика и результаты сейсмоплотностного моделирования, проведенного на основе построенного скоростного разреза и моделирования намагниченности земной коры по Красноленинскому профилю. Определены плотности пород по разрезу земной коры. Выделены участки, для которых наблюдаются наибольшие расхождения между упругой и плотностной моделями. Проведено моделирование остаточных гравитационных аномалий и уточнены плотностные характеристики верхней части разреза.

По материалам специальной аэромагнитной съемки, проведенной в Уральском регионе (Чурсин, Федорова, Шапиро, 1998), выделена длинноволновая региональная составляющая аномального магнитного поля. Проведена интерпретация и построена модель распределения намагниченности в земной коре.

Результаты исследований позволяют уточнить некоторые особенности глубин-

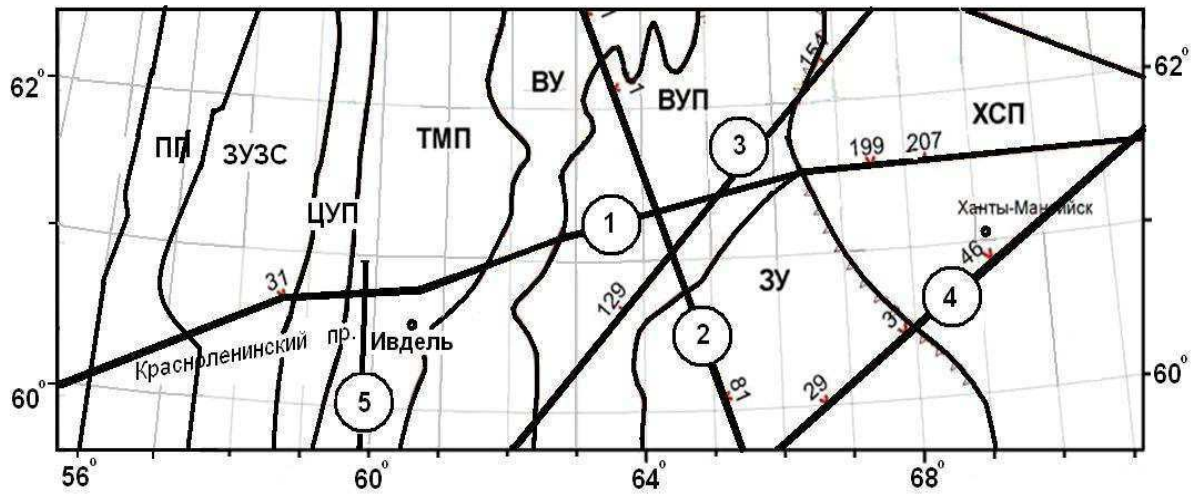

Рис. 1. Местоположение Красноленинского профиля (1) и пересекающихся с ним сейсмических профилей: Северная Сосьва-Ялуторовск (2), «Рубин-2» (3), Ханты-Мансийский (4), Вижай-Н. Тура-Орск (5), а также геологических структур первого порядка по И.Д. Соболеву: ПП – Предуральский прогиб, ЗУЗС – Западно-Уральская зона складчатости, ЦУ – Центрально–Уральское поднятие, ТМП – Тагильско–Магнитогорский прогиб, ВУ – Восточно-Уральское поднятие, ВУП – Восточно-Уральский прогиб, ХСП – Ханты-Мансийское Срединное поднятие

ного строения Северного Урала и в дальнейшем могут быть использованы при создании объемной геолого-геофизической модели верхней части литосферы Уральского региона.

Скоростная модель

В основе примененного способа интерпретации лежит разработанный для дифференциальных зондирований аппарат специальных полей времен и алгоритм решения по ним обратной кинематической задачи «Invers», в котором волны в первых вступлениях рассматриваются как рефрагированные (Мишенькина, Шелудько, Крылов, 1983). Пусть *x, z* – координаты точек. Поле времен *t(x, l)* представляет собой совокупность наблюдаемых времен *t* (в данном случае – первых вступлений продольных волн) на плоскости *(x, t)*. Параметром поля является расстояние *l* (базы зондирования) от точки регистрации до источника колебаний. Времена *t*, отвечающие фиксированным значениям баз *l* (рассчитываются с помощью линейной интерполяции по наблюдаемым временам), соединяются на плоскости *(x, t)* непрерывными линиями $l = const$, которые образуют поле времен *t(x, l)*. Обратная величина вертикального градиента поля времен рефрагированной волны dl/dt равна скорости на максимальной глубине проникания соответствующего луча. Численное решение обратной двумерной кинематической задачи по полю времен в алгоритме «Invers» основано на предположении, что горизонтальная составляющая градиента скорости значительно меньше, чем вертикальная.

$$\frac{1}{V(x,z)} = \frac{1}{V(z)} + \varepsilon(x,z)\ , \text{ где } \varepsilon << \frac{1}{V(z)}\ .$$

Здесь *V(z)* – «нормальная», осредненная по всему полю времен, зависимость скорости от глубины. Ей соответствует «нормальный» годограф *T(l)* (осредненное вертикальное сечение поля времен, аналог годографа ОГТ – общей глубинной точки), *ε* – аномалия обратного значения скорости, малая по величине по сравнению с *V(z)*. Для кристаллической коры, где преобладают скорости 6,0-7,0 км/с, ε будет в 10-15 раз меньше *1/V(z)* даже при разнице между истинной *V(x, z)* и нормальной *V(z)* в 0,4-0,5 км/с. Полученная в результате решения обратной задачи матрица значений *V(x, z)* используется для построения скоростного разреза.

Модифицированная программа вычисления скоростной матрицы по данному алгоритму составлена В.М. Алиевским.

Ошибки при вычислении функции *V(x, z)* в данном алгоритме могут быть обусловлены присутствием в первых вступлениях не рефрагированной, а головной волны от преломляющего горизонта с большим перепадом скорости. Таких горизонтов в земной коре выявлено два: поверхность складчатого фундамента и поверхность Мохо. Для исключения ошибок в оценке глубины скоростных уровней, соответствующих поверхности фундамента, поле времен пересчитывалось на эту поверхность. Положение скоростных уровней 7,7-8,0 км/с, связанных с выходом в первые вступления головной волны от поверхности Мохо, уточнялось по результатам интерпретации отраженных волн и по результатам кинематического моделирования.

Погрешность построения скоростных разрезов можно оценить при сопоставлении их с разрезами, построенными другими методами – например, по головным и отраженным волнам, а также при сопоставлении разрезов по двум пресекающимся профилям. Такое сопоставление показало, что погрешность в определении скорости соответствует 0,15-0,20 км/с, то есть 2-3 %, а погрешность в определении глубин – около 5 %.

Сейсмический разрез земной коры в изолиниях скорости *Vp* по Красноленинскому профилю ГСЗ приведен на рис. 2 (цветная вкладка). Здесь же приведен график средней скорости. Средняя скорость распространения продольных Р волн в консолидированной коре рассчитывалась как средневзвешенная величина от подошвы осадочного чехла до скоростного уровня 8,0 км/с (с шагом вдоль профиля 10 км) по функции *V(z)*, определенной при решении обратной кинематической задачи. Затем значение средней скорости в коре усреднялось по всему разрезу, а также в пределах отдельных блоков, значимо различающихся между собой.

Обращает на себя внимание морфологическое подобие графика средней скорости с кривой аномального гравитационного поля за исключением участка, соответствующего Восточно-Уральскому поднятию, в пределах которого наблюдаются довольно высокие скорости в коре и отрицательная гравитационная аномалия. Самые большие различия в распределении средней скорости в коре наблюдаются на данном разрезе между западной частью профиля, соответствующей Западно-Уральской мегазоне, где *V*=6,25 км/с, и восточной, начинающейся с Тагильского прогиба, в котором *V*=6,5 км/с (при увеличении в бортовых частях до 6,7 и локальном уменьшении в осевой части).

Средняя скорость в коре в структурах, расположенных восточнее Тагильского прогиба, Восточно-Уральском поднятии и Восточно-Уральском прогибе, колеблется незначительно от уровня 6,4 км/с. Наблюдается локальное понижение скорости в пределах Восточно-Уральском прогиба – в осевой части Шеркалинской впадины (550-570 км).

Таким образом, на фоне отдельных локальных понижений скорости, которые могут соответствовать нарушенным зонам (глубинным разломам), средняя скорость в земной коре всех Восточно-Уральских структур характеризуется значением 6,4 км/с, возрастает до 6,5-6,6 км/с в Тагильском прогибе и в бортовых частях Шеркалинской впадины. Средняя скорость в коре, усредненная по всему профилю, составляет 6,35 км/с. Характерно, что низкоскоростной Западно-Уральской зоне соответствует область утолщенной до 50 км земной коры, а двум высокоскоростным прогибам, Тагильскому и Восточно-Уральскому – утоненной до 33-35 км кора.

Оценка мощности земной коры дается нами по глубине положения изолинии скорости 8,0 км/с, сопоставленной (по материалам Красноленинского профиля и других пересекающихся с ним профилей ГСЗ) с данными опорных отраженных и головных волн, соответствующих границе Мохо (М). Следует отметить, что по материалам меридионального профиля Н. Тура–Вижай в месте пересечения его с Красноленинским профилем (в осевой части Тагильского прогиба) помимо границы М (КМ – в обозначении В.С. Дружинина) наблюдается еще одна

граница на глубине около 55 км. Недостаточная длина годографов не позволила нам проследить эту границу на Красноленинском профиле. Пологое погружение скоростного уровня 8,0 км/с и других нижнекоровых скоростных уровней от края Восточно-Европейской платформы в сторону Урала начинается от восточного борта Предуральского прогиба (где наблюдается их локальный подъем, особенно уровня 7,0 км/с) и заканчивается крутым подъемом в осевой части Тагильского прогиба.

Таким образом, основная особенность упругой модели земной коры в районе Красноленинского профиля состоит в том, что на фоне отдельных аномальных скоростных объектов с пониженными и повышенными значениями скорости *Vp* выделены две области, Западно-Уральская и Восточно-Уральская, различающиеся по упругим свойствам.

Наиболее контрастной является зона сочленения коры низкоскоростной Западно-Уральской области и высокоскоростного Тагильского прогиба, пограничного между двумя названными областями и более близкого по скоростным параметрам к Восточно-Уральским структурам. На разрезе в этой зоне наблюдаются резкие подъемы всех скоростных уровней с амплитудой больше 10 км , в том числе и изолинии скорости *Vp*=8,0 км/с, от Центрально-Уральского поднятия к Тагильскому прогибу, что соответствует скоростной модели по меридиональному профилю Вижай-Н. Тура-Орск.

Выявленное подобие строения скоростных моделей земной коры Тагильского и Восточно-Уральского прогибов важно для понимания природы и местоположения восточной границы Уральского складчатого пояса и Западно-Сибирского мегабассейна. Западная граница Урала уверенно выделяется на скоростном разрезе по погружению нижнекоровых скоростных уровней от Восточно-Европейской платформы к Уралу и увеличению мощности верхнего низкоскоростного слоя и всей земной коры в целом.

Гравитационная модель

Сейсмический скоростной разрез верхней части литосферы позволяет перейти к построению распределения плотности. Наличие корреляционной зависимости между скоростью продольных волн и плотностью пород лежит в основе методики сейсмогравитационного моделирования, позволяющей рассчитать плотностные характеристики.

Скоростные модели по вертикальным разрезам сейсмических маршрутов представлены в двумерном варианте. В связи с этим двумерная схема интерпретации профильных данных аномального гравитационного поля является вполне оправданной. Вычисления модельного гравитационного поля проводились с помощью двумерного интеграла Пуассона:

$$\mathbf{g}(x,z) = \sigma \times \mathbf{A}(x,z), \qquad (1)$$

где

$$\mathbf{A}(x,z) = 2f\left(\frac{\partial}{\partial x},\frac{\partial}{\partial z}\right)\iint_D \ln\frac{1}{\sqrt{(x-u)^2-(z-v)^2}}\,dudv$$

– гравитационный эффект от аномального источника единичной плотности; D – область, занятая массами с постоянной плотностью σ.

Аномалии вертикальной составляющей гравитационного поля g_z *(*далее Δg*)* определены с точностью до постоянного слагаемого g_0. Соответственно, в формулу (1) вместо абсолютной плотности σ вводят избыточную плотность $\Delta\sigma = \sigma - \sigma_0$.

$$\Delta g = g_z(x,z) - g_0 = \Delta\sigma \times A(x,z); \quad A_z = A. \qquad (2)$$

Обычно под фоновой плотностью σ_0 понимают постоянную плотность некоторого горизонтального пласта, мощностью H_0, отвечающего за постоянную составляющую поля g_0:

$$g_0 = \sigma_0 A^{\infty}(z) = \sigma_0 2\pi f H_0 . \qquad (3)$$

Для сложно построенных моделей неоднородных сред применяют принцип суперпозиции. Исходная область D разбивается на множество однородных по плотности объектов D_i, и поле Δg обобщается суммой элементарных аномалий без учета

постоянной составляющей g_0:

$$\Delta g = \sum_i \Delta\sigma_i \times A_i(x,z);\ i = 1....N\ , \qquad (4)$$

где $A_i(x,\ z)$ – вертикальная составляющая гравитационного интеграла (1) на разбиении $D = \sum D_i$.

Таким образом, вычисляемой аномалии гравитационного поля Δg^T ставится в соответствие линейный оператор свертки правой части формулы (4). Его дискретизация по точкам профильных данных наблюденного поля $\Delta g^H(x=x_j;\ z=0)$ приводит к матричному уравнению:

$$\Delta g^T{}_j = \sum A_{j,i}\ \Delta\sigma_i;\ \ i = 1....N;\ j = 1....M. \qquad (5)$$

Здесь:

$\Delta g_j^T = \Delta g\left(x_j, 0\right)$ – вектор (1⊗M) вычисляемых значений аномального поля;

$\Delta\sigma_i = \sigma_i - \sigma_0$ – вектор (1⊗N) избыточной плотности подобластей D_i из разбиения D;

$A_{j,\,i} = A_i(x_j, 0)$ – матрица [M⊗N] с числом строк $j \in (1, M)$, совпадающих с количеством дискретных значений поля и числом столбцов $i \in (1, N)$, равным порядку разбиения D.

Обусловленность системы уравнений (5) определяется рангом матрицы $A_{j,i}$:

$rang(A_{j,i}) \le \min\{M,\ N\}$.

Отсюда требование к геометрическому каркасу плотностной модели начального приближения: количество аномальных тел на разрезе не должно превышать число точек задания поля.

Формула решения прямой задачи (5) лежит в основе любого алгоритма двумерной обратной задачи гравиметрии (класс обратных задач логарифмического потенциала) (Голиздра, Логвин, 1993). Невязка между наблюденным (Δg^H) и вычисленным (Δg^T) значением поля

$$\left|\Delta g^H - \Delta g^T\right| \xrightarrow{\ j\ } \min \qquad (6)$$

служит критерием оптимизации, допускающим как последовательное, так и одновременное изменение геометрических и плотностных характеристик модели «нулевого» приближения. Устойчивость искомого набора параметров эквивалентных решений обратной задачи определяется значимой величиной рангового определителя матрицы $A_{j,\,i}$. Чем выше порядок разбиения (размер матрицы $A_{j,\,i}$), тем более неустойчиво решение обратной задачи (5), (6) и тем менее эффективен алгоритм прямого подбора гравитационного поля. Эти два утверждения взаимосвязаны. Изменением геометрии и плотности модельных источников сложнопостроенных сред всегда можно добиться сколь угодно близкого совпадения между наблюденным и подобранным модельным полем. Поэтому предпочтительно ранжирование разноуровневых (региональных и локальных) аномалий гравитационного поля, предваряющее поэтапное решение обратной задачи (Дружинин и др., 2007б).

Набор входных данных (и их вероятных погрешностей) для плотностной модели определяет дальнейшую стратегию вычислительного процесса. С наименьшей погрешностью задан вектор Δg^H наблюденного гравитационного поля. Геометрический каркас разреза (матрица $A_{j,i}$) формируется по скоростным параметрам, с учетом погрешности определения *Vp*. Наименее достоверными являются данные об избыточной плотности $\Delta\sigma_i = \sigma_i - \sigma_0$.

Плотность, как и скорость, лишь частично отражает петрохимический состав и физико-механическое состояние пород в естественном залегании. Стохастическая связь между двумя случайными переменными находится по ограниченной выборке образцов горных пород. Для монотипных коллекций из одного района опробования она представляется значимой (Семенов, 1993). Погрешность определения плотности при объеме выборки $n \approx 10^3$ составляет $\delta\sigma = \pm$(0,02-0,04) г/см^3. Для разнородных коллекций эта величина может возрасти в несколько раз (Дружинин и др., 1982; Красовский, 1989). Линейная регрессия не регламентирует взаимно однозначного соответствия «плотность – скорость». В рамках доверительного интервала возможна корректировка приращения обеих случайных величин как в сторону больших, так и меньших значений. Любое из них будет

равновероятным.

Фоновая плотность разреза σ_0, является неизвестным параметром метода гравитационного моделирования. Имеются лишь косвенные предпосылки вычисления σ_0 через средневзвешенное значение плотности неоднородного разреза. Но это важный количественный фактор. Тела с плотностями близкими к значению фоновой плотности $\sigma_i \approx \sigma_0; \forall i \in [1, N]$ не создают аномального эффекта (4) и исключаются из модели.

Известно, что в гравитационном поле наиболее четко проявляются аномалии от неоднородностей верхней части геологического разреза до глубины 10-15 км. Это так называемый гравиактивный слой. Глубинные тела, как правило, не привносят заметных искажений в градиенты поля приповерхностных аномалий. Отсюда и следует невозможность гравиметрического картирования мелкоблочного строения глубинных горизонтов и низкая информативность гравиметрии при изучении низов коры.

Однако данные сейсмических исследований убедительно свидетельствуют о неоднородном распределении скорости, а, следовательно, и плотности не только в земной коре, но и в подстилающих её верхах мантии. Следовательно, наиболее вероятным плотностным аналогом скоростной модели сейсмического разреза будет компенсационная модель, когда аномалии гравитационного поля от толщи слоёв, залегающих ниже гравиактивного слоя, будут скомпенсированы.

В разрезе консолидированной земной коры по Краснoленинскому профилю выделены 9 субгоризонтальных слоев, отвечающих усредненным значениям пластовых скоростей *Vp* от 4,75 до 8,0 км/с, по кластерным интервалам с шагом ΔVp=0,25-0,5 км/с. За нижнюю границу H_M плотностной модели коры принималась изолиния скорости *Vp*= 8 км/с. На первом этапе обратная задача решалась для «компенсационной» модели глубиной 80 км с горизонтальной нижней границей. Всего в этой модели было выделено 12 слоев (с учетом осадочного чехла и двух блоков в верхней мантии), плотностные параметры которых задавались по корреляционной зависимости (Дружинин и др., 1982). Генерализованный сейсмоплотностной разрез по Краснoленинскому профилю показан на рис. 3 (цветная вкладка), сводные данные о плотности и скорости для различных выборок горных пород и корреляционные зависимости «скорость – плотность» – на рис. 4а (цветная вкладка).

Решение линейной обратной задачи гравиметрии относительно 12 неизвестных $\Delta\sigma_i = \sigma_i - \sigma_0$ обладает достаточной устойчивостью. Результат решения этой задачи – вектор избыточной плотности, соотнесенный с усредненными скоростями слоистого разреза. По найденным значениям $\Delta\sigma_i$ находится угловой коэффициент *b* линейной зависимости $\sigma = a + bVp$. Второй коэффициент *a* можно определить по достаточно представительной монотипной коллекции образцов. Такая коллекция есть по району Уральской сверхглубокой скважины СГ-4, в ней большое место занимают образцы эффузивно-осадочных пород со скоростью *Vp*=6,0 км/с и плотностью σ=2,8 г/см^3. Определив по этому соотношению скорости и плотности второй коэффициент *a*, получили уравнение регрессии σ=0,2*Vp*+1,6, которое не очень значительно отличается от уравнения (Дружинин и др., 1982), полученного другим способом. По выборочной дисперсии исходных данных построен доверительный интервал, в рамках которого допускается корректировка плотности в зависимости от принятой гипотезы о составе, физико-механическом состоянии и термодинамических условиях пород в естественном залегании. Таким образом, коэффициенты линейной зависимости получены по независимым базам данных и характеризуют конкретный район исследований. Результаты решения линейной обратной задачи с уточненным распределением плотности в слоях показаны на рис. 3 и 4б (цветная вкладка).

На втором этапе линейная задача решалась для модели консолидированной коры – без мантии и без осадочного чехла. Значения абсолютной плотности в слоях

задавались по полученной на первом этапе корреляционной зависимости. Единственный в данном случае неизвестный параметр – фоновая плотность σ_0 вычисляется однозначно: в модели земной коры без чехла σ_0=2,87 г/см^3. По нашей линейной зависимости "плотность – скорость" это значение плотности соответствует скорости Vp=6,35 км/с, что совпадает с усредненным по всему разрезу значением средней скорости. Такое совпадение двух параметров, независимо рассчитанных, кажется не случайным и свидетельствует о перспективности выбранной методики сейсмоплотностного моделирования.

Расхождение между исходным аномальным гравитационным полем и полем генерализованной слоистой модели первого приближения формирует поле остаточных аномалий (кривая 1 на рис. 5, цветная вкладка). Амплитуды остаточных аномалий лежат в пределах от -30 до +30 мгал. Для этих аномалий проведено моделирование, основанное на решении нелинейной обратной задачи по методу А.В. Цирульского с помощью комплекса программ СИГМА (Никонова и др., 1993).

В результате аппроксимации остаточных аномалий найдены параметры сингулярных источников и построены эквивалентные им аномальные объекты. Выбор геологически-содержательных решений из семейства возможных плотностных эквивалентов контролируется найденной выше корреляционной зависимостью «плотность – скорость». В результате, уточненное распределение плотности слоистого разреза (рис. 5, цветная вкладка) отличается от первоначального не более, чем на ±(0,05… 0,10). Как и следовало ожидать, распределение добавочных масс локальных аномалий сосредоточено вблизи дневной поверхности в пределах гравиактивного слоя.

Магнитная модель

Аномальное магнитное поле T_a над Уральскими структурами имеет сложный характер, поскольку кристаллические намагниченные породы выходят непосредственно на поверхность Земли или расположены в верхних горизонтах коры. При изучении глубинного строения Урала большой интерес представляют магнитные аномалии размерами 50-300 км, вызванные непосредственно региональными источниками. По данным специальной региональной аэромагнитной съемки (Чурсин, Федорова, Шапиро, 1998) проведено выделение длинноволновой составляющей аномального магнитного поля. Картина распределения региональных аномалий достаточно сложная, однако выделяется характерная особенность – отрицательная аномалия над структурами складчатого Урала (Федорова, Шапиро, Тюрмина, 1989).

На Среднем и Южном Урале экстремум отрицательной аномалии расположен вблизи Главного Уральского глубинного разлома. Интенсивность этой аномалий на профилях достигает от -100 до -500 нТл, а протяженность 150-300 км. Исследования, выполненные по протяженным профилям специальной региональной съемки Урала, позволили выработать методические приемы построения геомагнитных разрезов (Федорова, 2001). При моделировании магнитных разрезов был использован метод автоматизированного подбора магнитных аномалий (Цирульский, Никонова, Федорова,1980).

На Северном Урале в районе Красноленинского профиля ГСЗ аэромагнитная съемка выполнена по трем профилям протяженностью более 700 км на высотах 150, 1000 и 2000 метров. Центральный профиль совпадает с профилем ГСЗ, а боковые проходят на расстоянии 50 км к северу и югу. На рисунке 6 (цветная вкладка) приведены графики аномального магнитного поля для высот 150 и 2000 метров. Аппроксимация значений аномального поля для высоты наблюдений 150 м выполнена с погрешностью 2-5%, поэтому графики исходных и модельных значений полей практически совпадают.

Для источников, расположенных в верхней части разреза, геометрия контуров рассчитана для намагниченности 3 А/м. В западной части профиля в земной коре Восточно-Европейской платформы расположены два крупных источника. Западный

объект залегает на глубинах от 8 до 20 км и соответствует Чердынской региональной магнитной аномалии. Восточный расположен несколько глубже, от 15 до 27 км. В уральских структурах 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 или интрузиями, а по результатам моделирования оценить их форму и расположение на глубине. Отметим, что в районе Главного Уральского глубинного разлома источник, соответствующий магнитной аномалии, имеет небольшие размеры, восточное падение и достигает глубины ~3 км. Интенсивной аномалии в Тагильской зоне соответствует интрузивный комплекс пород Платиноносного пояса. Массивы содержат намагниченные блоки, которые имеют восточное падение и достигают глубины ~18 км. В восточном крыле Тагильского прогиба расположены источники интенсивных аномалий. Эти объекты связанные, скоре всего, с северным продолжение Серовско-Маукского разлома и приуроченным к нему поясом ультрабазитов, скрыты под осадочными породами. Верхняя кора Восточно-Уральского поднятия до глубины 10 км не содержт магнитных источников. Кора Восточно-Уральского прогиба насыщена крупными блоками намагниченных пород. В зоне Ханты-Мансийского срединного массива отсутствуют заметные магнитные аномалии.

В результате аппроксимации аномального магнитного поля на Краснолениском профиле выделена протяженная отрицательная аномалия, которой соответствует сингулярный источник, расположенный значительно ниже подошвы земной коры. Интенсивность аномалии достигает ~ -200 нТл, протяженность ~200 км. На западном фланге профиля эта аномалия выделяется достаточно устойчиво, поскольку отсутствуют локальные аномалии. В центральной и восточной частях профиля интенсивные высокочастотные аномалии достигают значений 1000 нТл, и поэтому не удается уверенно проследить восточный фланг региональной аномалии.

Закономерности распределения магнитных свойств пород по глубине изучены слабо. Значительная часть минералов является практически немагнитной. Наибольшими магнитными характеристиками обладают интрузивные породы основного и ультраосновного состава, хотя следует отметить, что магнитные свойства этих пород весьма непостоянны. Осадочные породы имеют слабую намагниченность. По оценкам, полученным при изучении намагниченности пород древних щитов для верхнего «гранитного» слоя земной коры, авторы (Крутиховская, Пашкевич, 1976) оценили намагниченность ~0,2-0,3 А/м, а для нижнего «базальтового» слоя диапазон изменений намагниченности составляет 2-6 А/м. Мантийные породы обладают слабой намагниченностью (Печерский, 1991). Поэтому за нижнюю границу магнитоактивного слоя литосферы, как правило, принимают границу Мохо или глубину изотермы 580 ºС (температура Кюри магнетита) в тех зонах, где она располагается выше подошвы коры. Поскольку магнитные аномалии затухают по закону $\sim 1/z^3$, и влияние нижней кромки слоя незначительно, то при моделировании на данном профиле мы ограничили толщину магнитоактивного слоя литосферы 40 км. Направление намагниченности источников задано по современному геомагнитному полю.

При сопоставлении модельных магнитных источников (крупнее 10 км) со скоростным разрезом наблюдаются следующие закономерности:

1) источники магнитных аномалий расположены в зонах, где скорость продольных волн превышает 6 км/с;

2) в верхнем слое блоки с аномально высокими скоростями (более 6,5 км/с) почти всегда содержат магнитные источники;

3) в западной части профиля изолиния для скорости 6 км/с погружается с глубины 5 км почти до 30 км. В этой зоне (ЗУЗС и ЦУП) выделен низко скоростной блок, а в магнитном поле наблюдается региональ-

ный минимум. Основываясь на этих результатах, при моделировании для источника региональной аномалии рассчитаны эквивалентные границы с глубинами асимптот 15 и 22 км и намагниченностями 1-3 А/м (рис. 6, цветная вкладка).

Таким образом, в результате интерпретации отрицательной региональной магнитной аномалий в разрезе можно выделить практически немагнитный блок под Западным Уралом и проследить глубину погружения древних намагниченных пород фундамента Восточно-Европейской платформы под Уральские структуры.

Заключение

Выполнены количественные расчеты распределения плотности и намагниченности в разрезе земной коры по одному из вариантов сейсмической скоростной модели по Красноленинскому профилю ГСЗ. При построении гравитационных моделей использовались компьютерные технологии, основанные на алгоритмах решения обратных задач логарифмического потенциала с поэтапным разделением региональных и локальных аномалий.

Градиентный скоростной разрез, построенный по редкой сети дискретных зондирований и по годографам, длиной менее 300 км, не является информативным для изучения низов коры и верхней мантии. Сопоставление независимых результатов, полученных по отдельным геофизическим полям, позволяет уточнять физические свойства пород на глубине, выявлять области общих и противоречивых решений, и выявлять закономерные связи между различными характеристиками, что снижает степень неоднозначности решений обратных задач геофизики.

Такие модели важны, поскольку они представляют собой информационную основу для интегрированной количественной интерпретации потенциальных геофизических полей и предваряют построение комплексных геолого-геофизических моделей литосферы с привлечением всей необходимой неформализованной информации (Дружинин и др., 2007б; Дружинин и др., 2009)

Работа выполнена в рамках программы фундаментальных исследований Отделения наук о Земле РАН по проекту 09-Т-5-1018 «Создание объемной геолого-геофизической модели верхней части литосферы Уральского региона».

Литература

Алейников А. Л., Тиунова А. М., Халевин Н. И. Особенности связи плотности и скорости продольных и поперечных волн в горных породах // Геология и геофизика. 1982. № 8. С. 134-139.

Афанасьев Н. С. Корреляция плотности и скорости продольных волн в горных породах Воронежского кристаллического массива // Вопросы геологии и металлогении докембрия Воронежского кристаллического массива. Воронеж: Воронежский государственный университет, 1976. С.119-122.

Галдин Н. Е. Физические свойства глубинных метаморфических и магматических пород при высоких давлениях и температурах. М.: Недра, 1977. 127 с.

Голиздра Г.Я., Логвин В.Н. Моделирование гравитационного поля и сейсмических наблюдений при изучении глубинного строения земной коры Урала // Земная кора и полезные ископаемые Урала. Екатеринбург: УИФ Наука,1993. С. 52-61.

Дружинин В.С., Кашубин С.И., Сивкова Л.В., Вальчак В.И., Кашубина Т.В. Опыт глубинных сейсмических зондирований на Урале. Свердловск: НТО Горное, 1982. 72 с.

Дружинин В.С., Автонеев С.В., Шарманова Л.Н., Турыгин Л.В. Глубинное строение Северного Урала по Красноленинскому профилю ГСЗ // Советская геология. 1990. № 9. С. 79-82.

Дружинин В.С., Колмогорова В.В., Алиевский М.Я., Ладовский И.В., Начапкин И.И., Осипов В.Ю. Сейсмическая модель земной коры и строение переходного коромантийного комплекса Северного Урала в районе Красноленинского профиля ГСЗ // Глубинное строение, геодинамика, тепловое поле земли, интерпретация геофизических полей. Четвертые научные чтения памяти Ю.П. Булашевича. Екатеринбург: ИГФ УрО РАН, 2007а. С. 41-44.

Дружинин В.С., Начапкин И.И., Ладовский И.В., Колмогорова В.В., Осипов В.Ю. Методика построения плотностных моделей верхней части литосферы по данным ГСЗ (на примере Красноленинского профиля) // Глубинное строение, геодинамика, тепловое поле земли, интерпретация геофизических полей Четвертые научные чтения памяти Ю.П. Булашевича. Екатеринбург: ИГФ УрО РАН, 2007б. С. 15-17.

Дружинин В.С., Колмогорова В.В., Начапкин Н.И., Осипов В.Ю., Брехунцов А.М., Нестеров И.И., Плесовских И.А. Карта доюрских вещественных комплексов северо-западной части Западно-Сибирской равнины на основе объемной модели земной коры // Отечественная геология. 2009. №1. С. 104-112.

Красовский С.С. Гравитационное моделирование глубинных структур земной коры и изостазия. Киев: Наукова думка, 1989. 246 с.

Крутиховская З.А., Пашкевич И.К. Намагниченность земной коры древних щитов и региональные магнитные аномалии // Магнитные аномалии земных глубин. Киев: Наукова думка, 1976. С. 108-125.

Мишенькина З.Р., Шелудько И.Ф., Крылов С.В. Использование линеаризованной обратной кинематической задачи для двумерных полей рефрагированных волн. // Численные методы в сейсмических исследованиях. Новосибирск: Наука, 1983. С. 140-152.

Никонова Ф.И., Бахтерев Д.В., Ладовский И.В., Федорова Н.В. Система интерпретации двумерных гравитационных и магнитных аномалий СИГМА // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. М.: МГРИ, 1993. С. 34-36.

Печорский Д.М. О петромагнетизме низов континентальной земной коры // Изв. АН СССР. Сер. геологическая. 1991. № 9. С. 66-78.

Рабинович Г. Я. Скорости распространения упругих колебаний по данным акустического каротажа // Методы разведочной геофизики. Рудная сейсморазведка. Л.: Недра, 1978. С. 102-121.

Семенов Б.Г. О комплексировании данных сейсмометрии и гравиметрии при составлении сейсмоплотностной модели земной коры. // Земная кора и полезные ископаемые Урала. Екатеринбург: УИФ Наука, 1993. С. 61-69.

Федорова Н.В., Шапиро В.А., Тюрмина Л.О. Использование результатов аэромагнитных съемок и выделение длинноволновых геомагнитных аномалий на Урале // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1989. № 4. С. 104-112.

Федорова Н.В. Модели намагниченности земной коры по геотраверсу Гранит // Уральский геофизический вестник. 2001. № 2. С. 88-93.

Халевин Н. И., Алейников А. Л., Колупаева Е. Н., Тиунова А. М., Юнусов Ф. Ф. О совместном применении продольных и поперечных волн при глубинном сейсмическом зондировании // Геология и геофизика. 1986. № 10. С. 94-98.

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.

Чурсин А.В., Федорова Н.В., Шапиро В.А. Отображение особенностей глубинного строения Урала в аномальном магнитном поле. // Проблемы геодинамики, сейсмичности и минерагении подвижных поясов и платформенных областей литосферы. Екатеринбург: Институт геофизики УрО РАН, 1998. С. 217-218.

Juhlin C., Bliznetsov M., Pevzner L., Hismatulin T., Rybalka A., Glushkov A. Seismic imaging of reflectors in the SG4 borehole, Middle Urals, Russia // Tectonophysics. 1997. 276. P. 1-18.

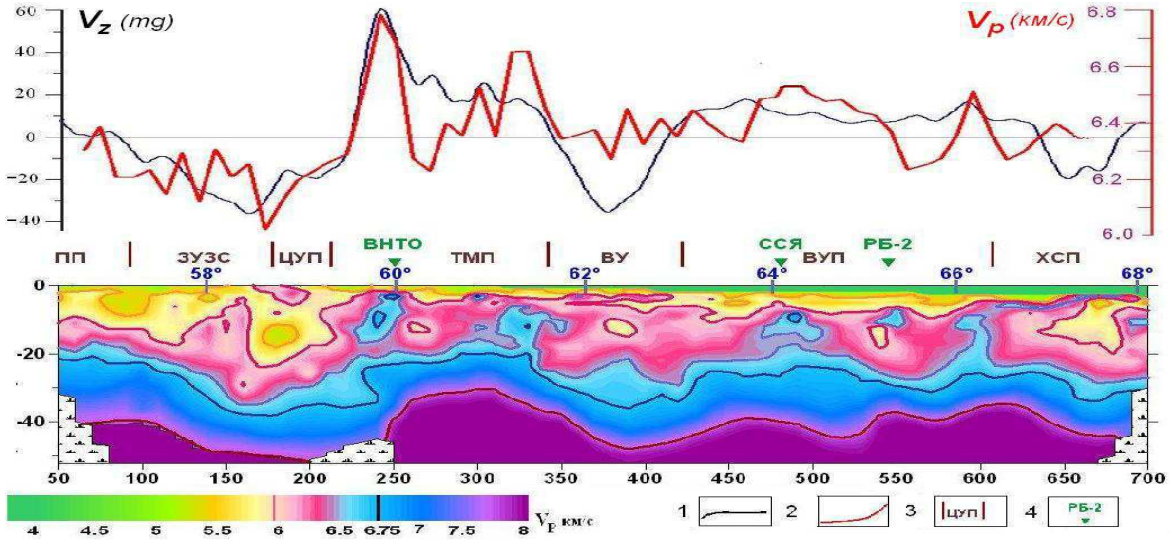

Рис. 2. Сейсмический разрез земной коры в изолиниях скорости *Vp* по Красноленинскому профилю (при расчетах использованы мат-лы ГСЗ, полученные Баженовской геофизической экспедицией): 1 – график средней скорости *Vp* в консолидированной земной коре; 2 – график гравитационного поля; 3 – тектонические структуры по И.Д. Соболеву: ПП – Предуральский прогиб, ЗУЗС – Западно-Уральская зона складчатости, ЦУ – Центрально-Уральское поднятие, ТМП – Тагильский прогиб, ВУ – Восточно-Уральское поднятие, ВУП – Восточно-Уральский прогиб, ХСП – Ханты-Мансийское поднятие; 4 – места пересечения с профилями ГСЗ: 1 – Вижай-Н.Тура-Орск, 2 – Сев. Сосьва-Ялуторовск, РБ-2 – «Рубин-2»

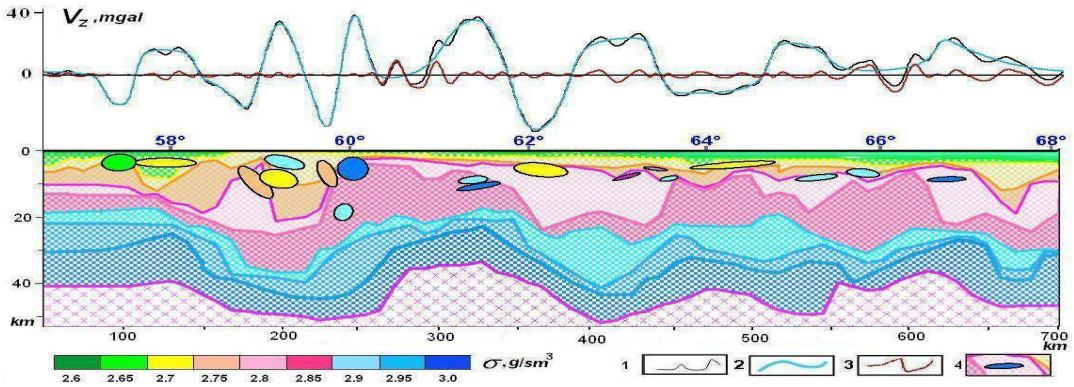

Рис. 5. Источники локальных аномалий в земной коре по Красноленинскому профилю: 1 – разностное гравитационное поле первого приближения; 2 – модельное поле источников; 3 – остаточное поле; 4 – источники локальных аномалий.

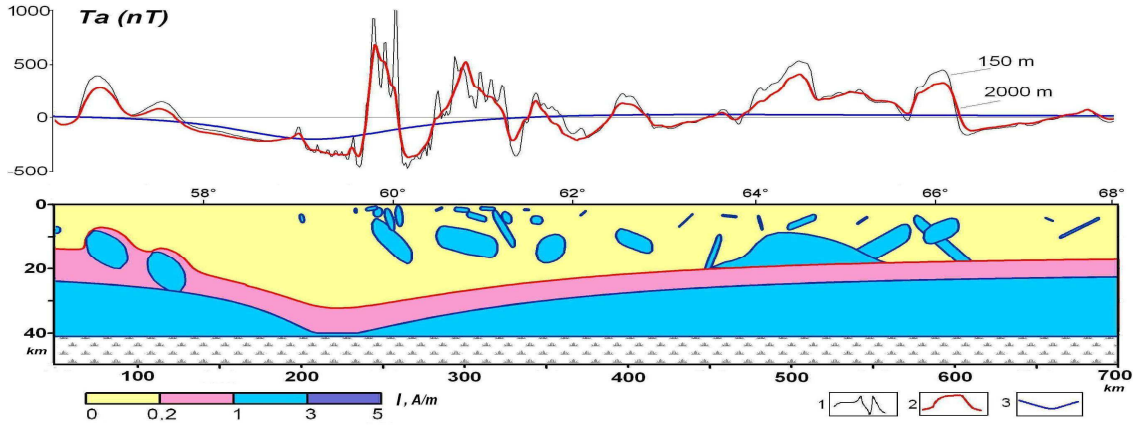

Рис. 6. Модель намагниченности земной коры по Красноленинскому профилю. Использованы данные специальной региональной аэромагнитной съемки (Чурсин, Федорова, Шапиро, 1998):1 – аномальное магнитное поле на высоте 150 м; 2 – магнитное поле на высоте 2000 м; 3 – региональная составляющая

К статье Федоровой Н.В., Колмогоровой В.В., Ладовского И.В. – «Геофизические модели...»

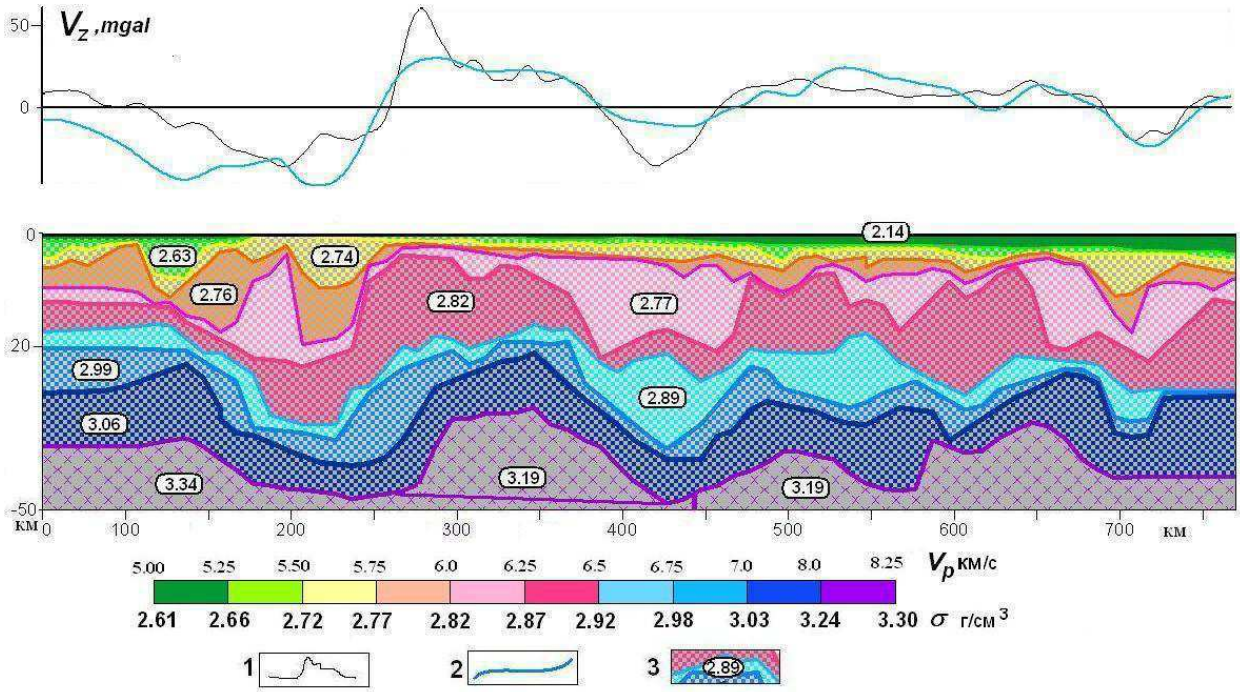

Рис. 3. Сейсмоплотностной разрез по Красноленинскому профилю ГСЗ, построенный на основе генерализованной скоростной модели: шкала «скорость – плотность» дана для модели начального приближения по зависимости σ*(Vp)* (Дружинин, Кашубин, 1982); 1 – гравитационное поле*;* 2 – модельное гравитационное поле*;* 3 – значения плотностей по разрезу, полученные в результате решения линейной обратной задачи гравиметрии

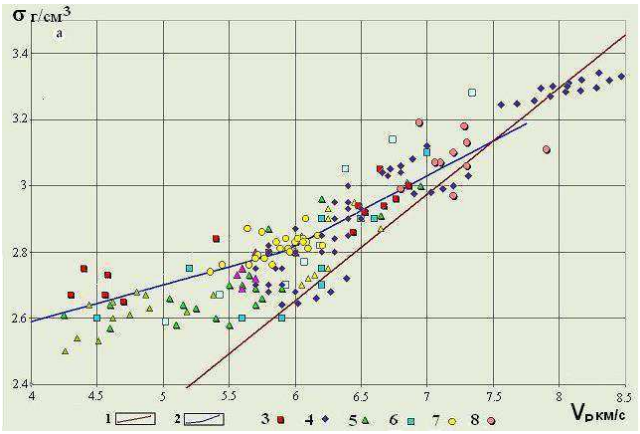

Рис. 4а. Сводные данные о плотности и скорости для различных выборок горных пород и корреляционная зависимость «скорость – плотность» по данным: 1 – (Красовский, 1989);
2 – (Дружинин, Кашубин, 1982);
3 – (Алейников, 1982); 4 – (Галдин, 1977);
5 – (Рабинович, 1978); 6 – (Халевин, 1986)
7 – (Juhlin C., 1997); 8 – (Афанасьев, 1976)

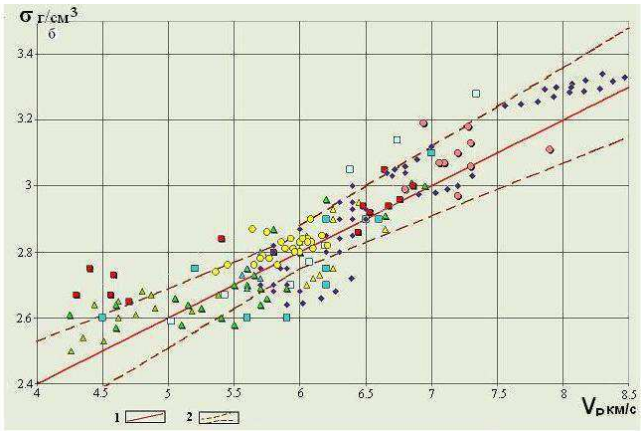

Рис. 4б. Корреляционная зависимость «скорость – плотность», полученная на основе решения линейной обратной задачи гравиметрии по Красноленинскому профилю ГСЗ: петрофизические данные те же, что и на рис. 4а; 1 – линия регрессии; 2 – границы доверительного интервала