

## МЕТОДИКА ГРАВИТАЦИОННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ ЛИТОСФЕРЫ

© В.А. Шляховский, 2010

*Научно-производственная фирма "ЛАНЕФ", Казань, Россия*

The paper covers technical approaches to the gravitational modelling of the lithosphere. Modelling parameters of the main density borders are found. The main sources of gravity anomalies are examined (by the example of Eastern Europe).

**Keywords:** lithosphere, gravity anomaly, density models.

С 1970-х годов после реализации идеи об использовании соотношения скорости распространения упругих волн и плотности пород развернулась дискуссия о правилах гравитационного моделирования. Эти соотношения, полученные из теоретических расчетов и в результате соответствующих испытаний образцов керна глубоких скважин, применялись для создания планетарной плотностной модели (К.М. Картвелишвили, М.А. Алексидзе) и плотностных моделей, построенных с опорой на скоростные модели земной коры по данным ГСЗ (С.С. Красовский, В.И. Старостенко, В.Г. Козленко, В.В. Бурьянов и др.).

Полагалось, что такой подход позволит геологам оперировать абсолютными значениями плотностей в пределах построенных геолого-геофизических разрезов земной коры. Классический подход, как представление среды системой субгоризонтальных границ (контактных поверхностей), был подвергнут критике. Отмечалось, что средняя глубина залегания контактной поверхности как параметр не имеет постоянного значения и различна для разных территорий. В таком виде построенные модели земной коры для различных регионов не могли быть сопоставимы и использованы геологами для анализа [1]. Теоретически гравитационные модели полной среды обладали несомненным преимуществом, и это направление в гравиразведке получило широкое развитие. Однако со временем стало очевидным, что при таком подходе появляются существенные недостатки, в первую очередь различие в выборе уровня сравнения. Дело в том, что из гравитационного поля Земли исключается гравитационный эффект всей массы Земли, а потом через соотношение скорость–плотность вносится масса слоя земной коры, которую определить уже точно невозможно, учитывая не только мощность, но и неоднозначность корреляционных зависимостей скорость–плотность. Таким образом, и новый подход в моделировании не смог уйти от решения вопроса о базисе сравнения.

Между тем указанную проблему в рамках классического подхода в представлении аномальных

масс мы решили еще 30 лет назад. Это стало возможным при постановке задачи построения геолого-геофизической модели литосферы. Длина геотравверсов увеличивалась в 2–3 раза, глубина исследований составляла 200–250 км.

Первая модель такого рода была составлена вдоль геотравверса V, проходящего от Трансильванской впадины до Керченского полуострова [2]. В качестве плотностных границ с соответствующими избыточными плотностями были выбраны поверхности молодого киммерийского фундамента  $K_0$  ( $0,1 \text{ г/см}^3$ ), дорифейского фундамента  $K_1$  ( $0,1 \text{ г/см}^3$ ), сейсмической границы К–М ( $0,2 \text{ г/см}^3$ ), границы Мохоровичича ( $0,2\text{--}0,3 \text{ г/см}^3$ ). Меньшие значения избыточной плотности на последней границе соответствовали области развития коромантийного слоя. Гравитационный эффект от каждой границы был подвергнут анализу на их вклад в аномальное поле. Поскольку исследовались аномалии в регионах с различной мощностью земной коры, необходимо было найти такой уровень отсчета аномальных масс, при котором соотношение аномалий было бы сбалансированным относительно друг друга. Путем многократных расчетов для границы Мохоровичича был выбран уровень в 42,5 км, для дорифейского фундамента – 6 км [3]. Впоследствии мы нашли подтверждение выбранным параметрам из данных о строении кристаллического фундамента и о границе Мохоровичича в пределах территории СССР с указанием средней глубины их залегания соответственно 42 и 6 км [4]. С тех пор эти параметры стали неизменными и определяющими для построения модели литосферы, как континентальной, так и океанической. Стоит обратить внимание на тот факт, что только в 1999 г. В.В. Гордиенко отметил, что при выборе нормы сравнения в полной модели среды следует брать мощность земной коры 42 км [5].

В пределах геотравверса V находится сейсмофокальная область Вранча, где фиксируются очаги землетрясений до глубин в 170 км. Этой области на поверхности Земли после исключения из

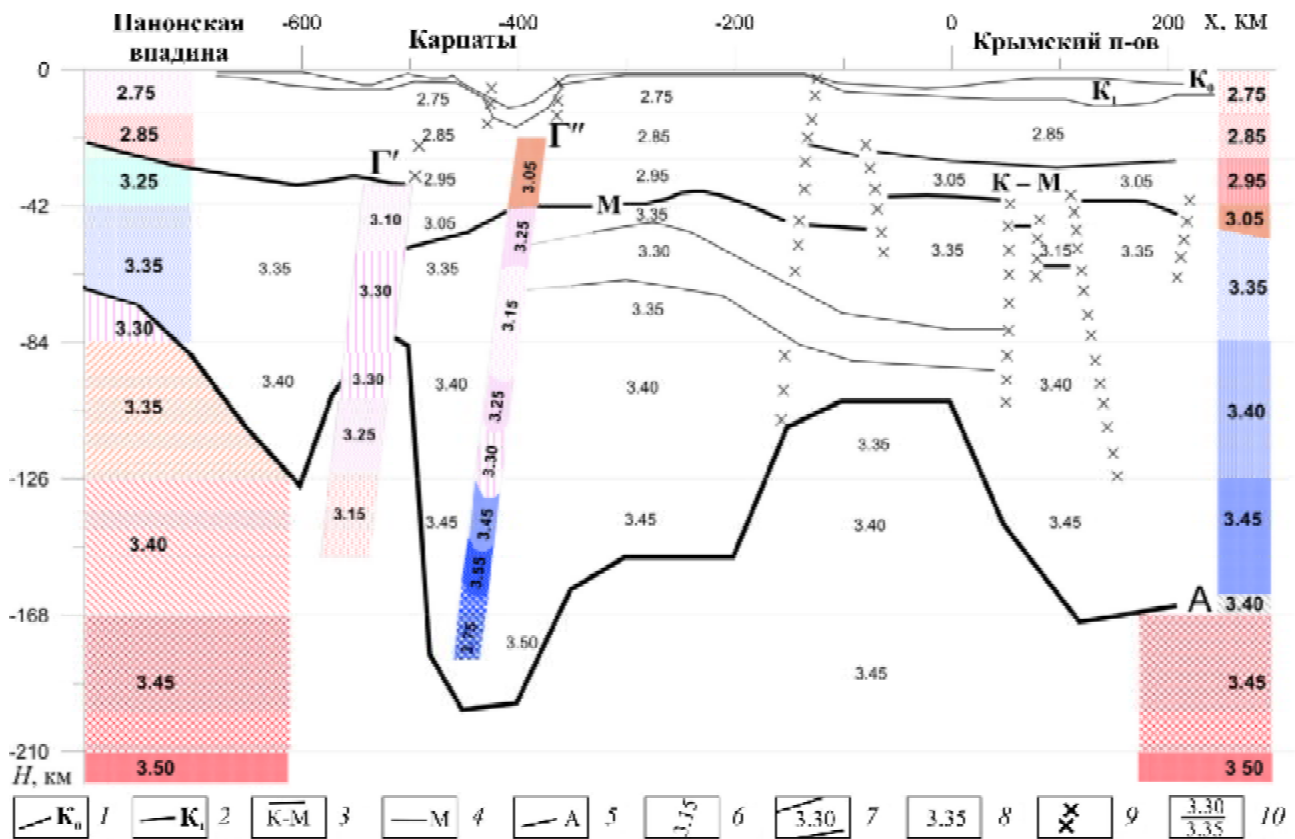


Рис. 1. Плотностная модель литосферы вдоль геотраверса V. Границы: 1 – киммерийского фундамента, 2 – дорифейско-го фундамента, 3 – коромантийной смеси, 4 – Мохоровичича, 5 – астеносферы, 6 – разломов, указаны значения плотности в их пределах, 7 – “волновода”, 8 – значения плотности в слоях литосферы, 9 – разломы по данным ГСЗ; 10 – условные границы градиентного нарастания плотности с глубиной; значения плотности – в г/см<sup>3</sup>

наблюденного поля гравитационных эффектов указанных выше границ земной коры соответствовала остаточная отрицательная аномалия до  $80 \cdot 10^{-5} \text{ м/с}^2$ . Объяснить ее происхождение с помощью известных плотностных границ литосферы не представляется возможным, так как это требует изменения глубин залегания, к примеру, границы Мохоровичича до десятка километров, что исключено поскольку она уверенно выделена по данным ГСЗ и сейсмологии. Существовало несколько гипотез и моделей строения области Вранча (остаток океанической плиты в пределах астеносферного слоя и т. п.), но ни один гравитационный эффект от этих моделей не мог вызвать нужный эффект [6].

Была выдвинута гипотеза об изменении плотности с глубиной в пределах выделяемых здесь зон разломов Г' (граница Карпат и Трансильванской впадины) и Г'' (область Вранча). Для решения задачи был создан специальный алгоритм, реализованный с помощью системы аналитических вычислений [7], который позволяет подобрать под исходную гравитационную аномалию гравитационный эффект от непрерывного изменения плотности с глубиной (аппроксимированного полиномом произвольной степени) в пределах замкнутого объема. Анализ исходных данных и многочисленные расчеты позволили определить геометрические размеры разломов Г' и Г'' (ширина первого

45, второго – 25 км, глубина соответственно 150 и 180 км). Необходимый гравитационный эффект был получен при аппроксимации изменения плотности с глубиной полиномом 1-го и 2-го порядка (рис. 1) [6]. Для окончательного выбора закона изменения плотности с глубиной были привлечены данные других геофизических методов.

Согласно вычисленным значениям скоростей в гипоцентрах землетрясений области Вранча и скоростей, определенных на румынских сейсмологических станциях, их изменение с глубиной имеет нелинейный характер. Такой же закон изменения выбран и для плотности в пределах разлома Г'' – с глубиной хорошо коррелируются зоны пониженных (60–120 км) и повышенных (130–180 км) значений скоростей и плотностей. Следует отметить, что к зоне пониженных значений примыкает с востока область волновода. Глубокофокусные землетрясения отмечаются в пределах области повышенных значений плотности, такое же соответствие наблюдается для землетрясений и для области повышенных значений плотности в пределах разломов, расположенных в земной коре.

При исследовании теплового потока были выявлено резкое повышение температур в зоне разлома Г' [8]. В работе [9] приведены данные о наличии астеносферы в этой области до глубины 70–80 км. Сопоставив эти данные с результатами

расчета гравитационных эффектов (обширная зона; при линейном законе изменения плотности ее дефицит увеличивается с глубиной), можно предположить, что в действительности разлом Г' — это ослабленная зона в верхней мантии, вдоль которой происходит прогрев литосферы за счет астеносферного вещества. Для этой зоны был выбран линейный закон с учетом того, что при квадратичном законе должны проявляться землетрясения в пределах области повышенных значений плотности, что на самом деле не наблюдается.

Таким образом, было определено, что в зоне сочленения Трансильванской впадины, Карпат и области Вранча существует зона глубинных разломов Г' и Г'', которые являются границей между двумя литосферными блоками различной мощности. На западе находится блок, прогретый за счет астеносферы на глубине до 70 км, восточнее — холодный блок, где кровля астеносферы расположена на глубинах около 200 км. При этом образуется пара разломов, один из которых служит “подводящим” каналом для астеносферного вещества (разлом Г'), а другой обусловлен процессами, вызванными резкой разницей глубины залегания астеносферного слоя (разлом Г''). Было предположено, что изменение физических свойств в этом разломе связано с процессом “зонной плавки” [10].

С методической стороны важно, что впервые были показаны аномальные массы, эффект от которых компенсируется границей Мохоровичича. Впоследствии, когда по аналогичной методике рассчитывались модели литосферы в пределах Украинского щита, нами были выделены вертикальные плотностные неоднородности с положительной избыточной плотностью и нижней кромкой до 200 км.

Накопленный материал позволил нам подойти к решению вопроса о том, как может изменяться плотность в абсолютных значениях в пределах литосферы. Простой пересчет сверху вниз от известных значений плотностей в осадочном чехле до пород верхней мантии дает заниженные значения для последних — 3,0 г/см<sup>3</sup>. Между тем экспериментальный и расчетный материал указывает на значения 3,3–3,4 г/см<sup>3</sup> [11 и др].

Определенное в разломных зонах Вранча изменение избыточной плотности с глубиной по отношению к вмещающим породам, как и при простом суммировании избытков плотности сверху вниз, не позволяет получить сколько-нибудь логичного распределения плотностей в земной коре и верхней мантии. Решение возможно лишь при использовании идеи о градиентном нарастании плотности с глубиной [12]. Необходимо отметить, что с помощью модели контактных плотностей с избытком плотности на границах нельзя определить границы такого типа, так как аномалия может появляться только в случае флуктуации границы относительно ее среднего уровня. Поэтому

исходя из вышеизложенного, “искусственно” введем градиентное нарастание плотности на 0,3 г/см<sup>3</sup> в пределах земной коры, представив его как наличие, например, трех абсолютно горизонтальных поверхностей с избытком плотности 0,1 г/см<sup>3</sup> на каждой. Пусть глубина между ними будет 14 км (из расчета, что средняя мощность земной коры 42 км разделена на 3).

Сопоставив полученные значения плотности в земной коре с распределением плотности с глубиной в разломах Вранча, мы пришли к выводу, что и в верхней мантии необходимо допустить наличие градиентного нарастания плотности с глубиной на величину 0,05 г/см<sup>3</sup> каждые 42 км. Рассчитанные таким образом абсолютные значения плотностей земной коры и верхней мантии не противоречили результатам моделирования, проведенного по сейсмологическим данным [6], что отражено в комплексной модели геотраверса V (рис. 1).

В связи с изложенным обратимся к сейсмологическим данным. И.Г. Керимов [13] обратил внимание, что на область магнитуд  $M = 5,2–5,4$  приходится порядка 72 % всех землетрясений. Им рассмотрено также распределение количества землетрясений по магнитудам и глубине и построены соответствующие графики с шагом в 10 км до глубин 400–450 км. Для всех интервалов глубин наиболее характерными оказались землетрясения с  $M = 4,8–4,9$ . Полученное распределение имеет под собой принципиально иную сейсмологическую основу, чем было принято ранее. Если считалось, что количество землетрясений убывает с увеличением их энергии, или, иначе говоря, имелось определенное соотношение между распределением числа “больших” и “малых” блоков, то в полученном распределении наиболее важную в сейсмогенном смысле роль играет слоистость верхней части Земли. Действительно, так как  $M = 4,8–4,9$  соответствует размерам блоков порядка 12–15 км, то и слои чередуются именно с такой периодичностью [13].

Таким образом, выделенные интервалы градиентного нарастания плотности в земной коре не имеют виртуального характера, а несут определенную геодинамическую нагрузку. Обратим внимание и на то, что И.Г. Керимов подчеркивает однородность среды, т. е. градиентное изменение свойств среды происходит повсеместно с одинаковыми значениями, а не дискретно в различных блоках земной коры и верхней мантии.

Следует заметить, что в модели мы оперируем значениями плотности, но не определяем ее генезис. В простом случае — это изменение литологии. Однако с увеличением глубины необходимо учитывать состояние среды. Это разница не только в температурных значениях, но и в поле напряжений. Причем речь идет не о банальном увеличении давления с глубиной, а об изменениях напряжений как самостоятельном источнике аномалий

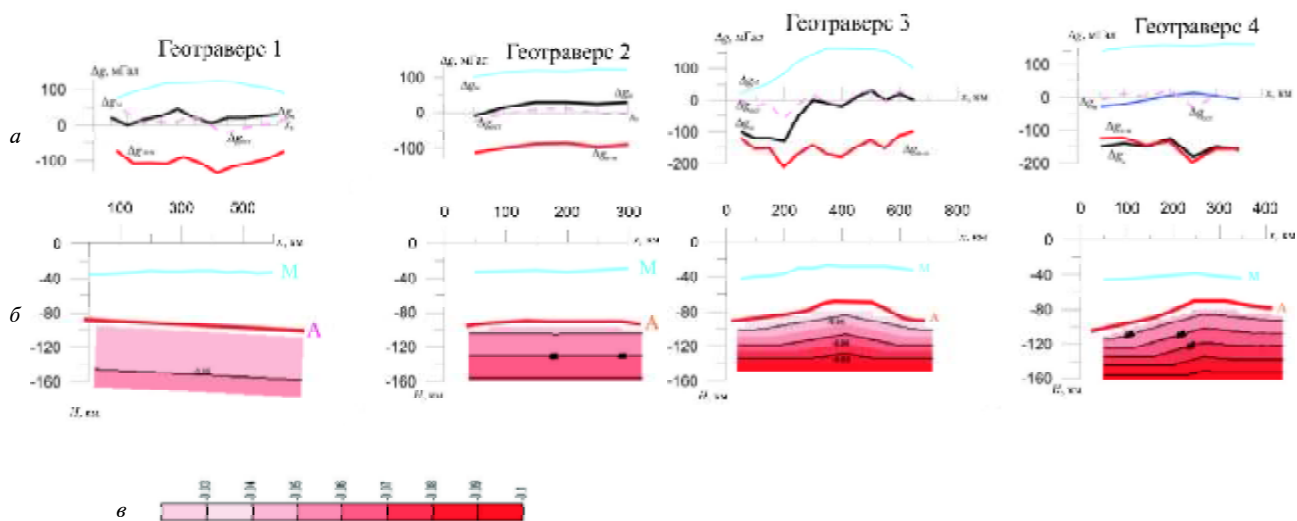


Рис. 2. Плотностная модель геотраверсов Северо-Китайской равнины: *a* – гравитационный эффект:  $\Delta g_H$  – наблюдаемое поле;  $\Delta g_M$  – от границы Мохоровичича;  $\Delta g_{H-M}$  – разностный, между наблюдаемым полем и земной корой;  $\Delta g_{ост}$  – остаточный, после подбора плотности в пределах астеносферы; *b* – границы литосферы; М – поверхность Мохоровичича; А – поверхность астеносферы; *v* – шкала изменения плотности в пределах астеносферы, г/см<sup>3</sup>

гравитационного поля. Причем и для сейсмических границ существуют так называемые границы второго рода. Здесь уместно вернуться к границе Мохоровичича, поскольку вариации ее глубины залегания, отмечаемые Г.В. Краснопевцевой на Кавказе [4], равно как и другими исследователями, в 5–7 км за 2 года указывают на то, что данная граница выполняет функцию структуры, компенсирующей напряжения в среде. А значит, учитывая ее положение, мы можем определить те источники, эффекты от которых скрыты в наблюдаемых на поверхности геофизических полях.

Выше рассмотрен случай использования данных региональной сейсморазведки о строении субгоризонтальных границ земной коры. Эти границы, определяющая из них – поверхность раздела Мохоровичича, служат ключом к открытию указанных выше скрытых источников.

Характерные в этом аспекте результаты были получены нами при плотностном моделировании по опубликованным материалам строения литосферы в пределах геотраверсов Северо-Китайская равнина – Марианский желоб [14]. В континентальной части на всех четырех геотраверсах в верхней мантии были выделены слои с пониженной скоростью (астеносфера). Но уровень наблюдаемого гравитационного поля на профилях был разным – изменялся от отрицательного до положительного, что не позволяло судить о наличии астеносферы по значениям наблюдаемого поля. И только при исключении влияния границы Мохоровичича из наблюдаемого гравитационного поля все остаточные аномалии имели отрицательные значения на уровне  $1 \cdot 10^{-3}$  м/с<sup>2</sup>. Подобранный градиент изменения плотности с глубиной в пределах выделенных волноводов позволил полностью объяснить региональную составляющую гравитационного поля (рис. 2).

Но не только граница Мохоровичича проявляет компенсационные свойства в гравитационном поле. Данные других (не сейсморазведочных) методов позволяют выделять вертикальные источники, которые в наблюдаемом поле также не проявляются, например, дайки диабазов в пределах Северо-Татарского свода. Эти неоднородности в кристаллическом фундаменте определяются методом точечного электромагнитного зондирования (ТЭМЗ) [15]. Плотность диабазов, установленная по керну, на 0,2–0,3 г/см<sup>3</sup> выше плотности вмещающих гранитогнейсов (рис. 3). Гравитационное поле над дайками имеет пониженные значения. Аналогичные соотношения отмечаются для даек и железорудных жил Ангарской провинции [16]. Однако в этом случае крайне сложно найти компенсирующие массы, поскольку невозможно определить изменение плотности с глубиной в пределах даек. Можно только предположить, что и здесь образующую роль играют поля напряжений.

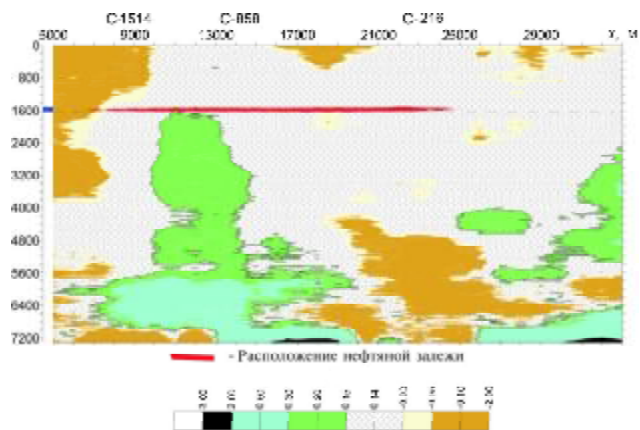


Рис. 3. Вертикальный разрез электромагнитных параметров ТЭМЗ. Первомайское месторождение, Татарстан (обработка В.В. Финчука, 2004 г.). Значения шкалы интенсивности параметров – в %

Таким образом, при составлении плотностных моделей любого уровня важно найти опорные данные других методов, позволяющих с их помощью расширить наши представления об источниках гравитационных аномалий в среде.

Из изложенного следует вывод о том, что представление источников гравитационных аномалий в среде как набор аппроксимирующих их контактных поверхностей с установленными и закрепленными средними уровнями глубины залегания позволяет перейти к открытию источников, эффект от которых компенсируется расположением субгоризонтальных границ (прежде всего Мохоровичича). Вновь открытые источники чаще всего представляются вертикальными неоднородностями глубокого заложения. Методика их обнаружения запатентована [17].

1. *Алексидзе М.А.* Приближенные методы решения прямых и обратных задач. — М.: Наука, 1987. — 336 с.
2. *Соллогуб В.Б., Чекунов А.В. и др.* Строение литосферы вдоль геотраверса V на основании комплексных геолого-геофизических данных // Геофиз. журн. — 1985. — 7, № 4. — С. 3–18.
3. *Шляховский В.А., Тимошенко В.И. и др.* О методике составления гравитационных моделей литосферы // Геологическая интерпретация гравитационных и магнитных аномалий. — Ташкент: Фан, 1988. — С. 138–150.
4. *Краснопевица Г.В.* Современные представления о сейсмической модели земной коры континентов // Разведочная геофизика. — М.: ВИЭМС, 1985. — 49 с.
5. *Гордиенко В.В.* Плотностные модели тектоносферы территории Украины. — Киев: Интеллект, 1999. — 100 с.
6. *Тимошенко В.И., Шляховский В.А., Сагалова Е.А., Соллогуб Н.В.* Исследование геофизических полей области Вранча // Докл. АН УССР. Сер. Б. — 1984. — № 7. — С. 23–25.
7. *Булах Е.Г., Тимошенко В.И., Шляховский В.А. и др.* Использование систем аналитических вычислений для решения задач гравиметрии // Изучение литосферы

геофизическими методами (электромагнитные методы, геотермия, комплексная интерпретация). — Киев: Наук. думка, 1987. — С. 22–37.

8. *Соллогуб В.Б., Соллогуб Н.В., Кутас Р.И.* Неоднородности верхней мантии на западе Украины // Докл. АН УССР. Сер. Б. — 1982. — № 2. — С. 19–22.
9. *Demetrescu C.* Thermal structure of the crust and upper mantle of Romania // Tectonophysics. — 1982. — 90. — P. 123–135.
10. *Виноградов А.П., Ярошевский А.А.* О физических условиях зонного плавления в оболочках Земли // Геохимия. — 1965. — № 7. — С. 779–790.
11. *Красовский С.С.* Основные закономерности плотностных моделей тектонических структур континентального типа // 27-й Междунар. геол. конгр.: Тез. докл. — М: Наука, 1984. — Т. 3. — С. 276–278.
12. *Красовский С.С.* Отражение динамики земной коры континентального типа в гравитационном поле. — Киев: Наук. думка, 1981. — 264 с.
13. *Керимов И.Г.* О новом подходе к некоторым вопросам в сейсмологии // Изв. АН АзССР. Сер. Науки о Земле. — 1984. — № 5. — С. 41–43.
14. *Родников А.Г., Иседзак Н. и др.* Геотраверс Северо-Китайская равнина—Филиппинское море—Марианский желоб. — М.: Наука, 1991.
15. *Финчук В.В., Скопиченко И.М., Новиков А.В.* Метод точечного электромагнитного зондирования. Теория и способы обработки // Экологія і природокористування. — Днепропетровск, 2003. — Вип. 6. — С. 173–178.
16. *Амиржанов А.А.* Признаки глубинной дегазации в рудоносных диатермах Ангарской провинции // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды и их парагенезы. — М.: ГЕОС, 2008. — С. 29–32.
17. *Пат. 2313112 РФ.* Способ определения вертикальных зон напряженного деформированного состояния среды / В.А. Шляховский, В.В. Финчук, Ю.Л. Забулонов, Л.Н. Секачев. — Оpubл. 2007 г.

Поступила в редакцию 03.06.2010 г.

*В.А. Шляховский*

## МЕТОДИКА ГРАВИТАЦИОННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ ЛИТОСФЕРЫ

Рассмотрены методические вопросы гравитационного моделирования литосферы. Установлены параметры моделирования основных плотностных границ. Предложены основные источники гравитационных аномалий на примере составления плотностных моделей литосферы Восточной Европы.

**Ключевые слова:** литосфера, гравитационная аномалия, плотностная модель.

*В.А. Шляховський*

## МЕТОДИКА ГРАВИТАЦІЙНОГО МОДЕЛЮВАННЯ ЛІТОСФЕРИ

Розглянуто методичні питання гравітаційного моделювання літосфери. Встановлено параметри моделювання основних густинних меж. Запропоновано основні джерела гравітаційних аномалій на прикладі побудови густинних моделей літосфери Східної Європи.

**Ключові слова:** літосфера, гравітаційна аномалія, густинна модель.