

УДК 550.361.4: 551.583.2: 56.024

**Методика объединения древесно-кольцевых и геотермических свидетельств палеоклимата (на примере о. Кунашир)**

Д.Ю. Демежко<sup>1</sup>, О.Н. Соломина<sup>2</sup>

1 - Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург; 2 – Институт географии РАН, Москва

Ограниченность различных источников палеоклиматической информации диктует необходимость их совместного рассмотрения и объединения с тем, чтобы выявить преимущественные особенности каждого и уменьшить неопределенности. Возможно, наиболее интересными объектами для такой интеграции являются геотермические и древесно-кольцевые палеоклиматические данные.

Древесно-кольцевой метод реконструкции палеоклимата основан на анализе годовых индексов прироста древесины. К его преимуществам можно отнести хорошую датировку и высокую чувствительность к короткопериодным климатическим изменениям. При этом вековые колебания в индексах прироста выражены слабо вследствие ограниченной продолжительности жизни дерева и наличия трендов, связанных с биологическим старением. При учете этих трендов, весьма приблизительно описываемых моделями, зачастую теряется и низкочастотный климатический сигнал [1]. Для оценки характеристик палеоклимата по ряду индексов прироста древесины необходимо произвести калибровку, т.е. установить корреляционные соотношения между измеряемыми величинами и какой-либо из характеристик современного климата. Необходимость калибровки определяет древесно-кольцевые данные как *косвенный* (проху) источник палеоклиматической информации.

Геотермический источник, базирующийся на анализе вертикального распределения современных температур горных пород, позволяет реконструировать долгопериодную компоненту палеотемпературных изменений. Причем разрешение (иными словами, интервал усреднения) палеоклиматических событий ухудшается пропорционально удалению в прошлое. Минимальная продолжительность палеоклиматического эпизода, еще сохраняющего свой «тепловой след» в современном поле, описывается соотношением  $(t_s - t_f) / t_s = 0,5$ , где  $t_s$  и  $t_f$  - время, прошедшее соответственно его от начала и окончания до момента измерений [2]. Временная привязка палеотемпературной шкалы определяется эффективной теплопроводностью пород (параметром, значение которого, как правило, известно лишь приблизительно). В то же время геотермический источник палеоклимата в отличие от древесно-кольцевого не требует температурной калибровки, т.е. является *прямым*.

Таким образом, геотермические и древесно-кольцевые данные в смысле палеоклиматической информативности взаимно дополняют друг друга. Проблема состоит в разработке наиболее эффективных и физически обоснованных алгоритмов их объединения. В существующих немногочисленных попытках совместного использования древесно-кольцевых и геотермических данных [3, 4] обозначенная проблема решается лишь частично: геотермические данные здесь используются для калибровки древесно-кольцевых.

Нами предложен метод объединения древесно-кольцевых и геотермических данных, позволяющий выделять в каждом источнике дополнительную палеоклиматическую информацию, скорректировать временную шкалу геотермических реконструкций и оценить калибровочный температурный коэффициент для индексов прироста. Проиллюстрируем реализацию предложенного метода на примере геотермических и древесно-кольцевых данных, полученных на о. Кунашир.

Данные о вертикальном распределении температур и тепловых свойствах пород были записаны в ходе геотермических исследований, проведенных в 2007-2008 гг. в 300-метровой скважине Kup-1, расположенной вблизи тихоокеанского побережья острова Кунашир (44°02' с.ш., 145°51' в.д). Для оценки температурной истории земной поверхности был применен инверсионный алгоритм [2], базирующийся на подборе неизвестной истории в виде ступенчатой функции, заданной в интервалах, длительность которых в соответствии с разрешающей способностью возрастает по мере удаления в прошлое. Качество подбора

контролировалось сопоставлением теоретической термограммы, рассчитанной с помощью решения прямой задачи уравнения теплопроводности при заданной температурной истории, с экспериментальным распределением температуры по скважине. Временная шкала полученной истории определяется коэффициентом температуропроводности туфов, значение которого ( $a = (0,63 \pm 0,1) \cdot 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$ ) в нашем случае было оценено для верхнего слоя пород (0,4 м) по характеру затухания и сдвигу фазы суточных колебаний температуры.

Участок сбора образцов древесины дуба (*Quercus crispula*) для климатического анализа также располагался на о. Кунашир в 37 км к юго-западу от места расположения скважины на расстоянии 1 км от тихоокеанского побережья (43°53' с.ш., 145°36' в.д). В обобщенную 400-летнюю хронологию вошли данные по 30 кернам от 20 деревьев [5]. Тестирование данных на точность временной привязки (перекрестное датирование годичных колец) проводилось по программе COFECNA [6], индексы прироста  $I_0$  рассчитаны с помощью алгоритма ARSTAN [7].

Объединение геотермических и древесно-кольцевых данных основано на предположении, что в ряду метеорологических факторов, определяющих годовой прирост древесины, существенную роль играет среднегодовая температура почвы. Следовательно, индексы прироста могут быть откалиброваны с помощью геотермической реконструкции температурной истории земной поверхности. Корректная калибровка требует приведения обеих кривых к общему виду. Для этого из исходной кривой индексов прироста необходимо удалить высокочастотные компоненты, чей тепловой след уже исчез в современном температурном поле. Так как геотермическая кривая изначально подбиралась в прогрессивно увеличивающихся временных интервалах, достаточно сгладить кривую индексов в скользящих окнах, ширина которых так же возрастает по мере удаления в прошлое. На сглаженной таким способом кривой  $I_V$  уверенно выделяется единственный минимум во второй половине 20 века, примерно соответствующий геотермическому. Максимальное совпадение двух кривых происходит, если несколько скорректировать значение эффективной температуропроводности пород, приняв его равным  $0,7 \cdot 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$  вместо изначальных  $0,63 \cdot 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$  и соответственно перестроить временную шкалу геотермической реконструкции. Величина пересчетного коэффициента  $k_1$  определяется из уравнения линейной регрессии:  $T_s = k_1 I_V + k_2$ . Он меняется в пределах (5,98–8,84) К/индекс в зависимости от выбора временного интервала калибровки

Полученные закономерности теперь можно распространить в прошлое, но лишь на те гармоники древесно-кольцевой хронологии, которые были откалиброваны. Для этого проводилось осреднение исходной кривой  $I_0$ , но уже в скользящем окне постоянной ширины. Ширина окна (15 лет) была подобрана так, чтобы в интервале калибровки две кривые - сглаженная окном переменной ( $I_V$ ) и постоянной ( $I_C$ ) ширины - были максимально близки. Разность  $I_C(t) - I_V(t)$  характеризует дополнительную палеоклиматическую информацию, отсутствующую в геотермической реконструкции. Геотермические и древесно-кольцевые данные объединялись в соответствии с очевидным соотношением:

$$T_s^\Sigma(t) = T_s(t) + k_1(I_C(t) - I_V(t)).$$

Обобщенная кривая изменения температуры земной поверхности  $T_s^\Sigma(t)$  (рис. 1) сохраняет как вековые температурные тренды, так и вариации длительностью в несколько десятилетий. Амплитуды последних меняются от 1 до 3-3,5К и сопоставимы с амплитудой вековых изменений.

Присутствующие в обобщенной кривой гармоники с периодами 40-50 лет, доставшиеся в наследство от древесно-кольцевой хронологии, вероятно, напрямую связаны с тихоокеанской десятилетней осцилляцией (PDO) в чьем спектре наиболее заметны колебания с периодами 33-50 лет [5]. Колебания с периодом в несколько десятилетий присутствуют и в древесно-кольцевых данных, полученных в различных прибрежных районах Тихого океана [8

- 10]. Помимо регионального влияния, длиннопериодная компонента реконструированной кривой демонстрирует изменения, весьма близкие к тем, что происходили в других частях света, например, в Европе, включая малый ледниковый период и потепление, начавшееся во второй половине 19 века. Проявление этих эпизодов в климатической истории северо-запада Тихого океана подтверждается геотермическими данными [11, 12].

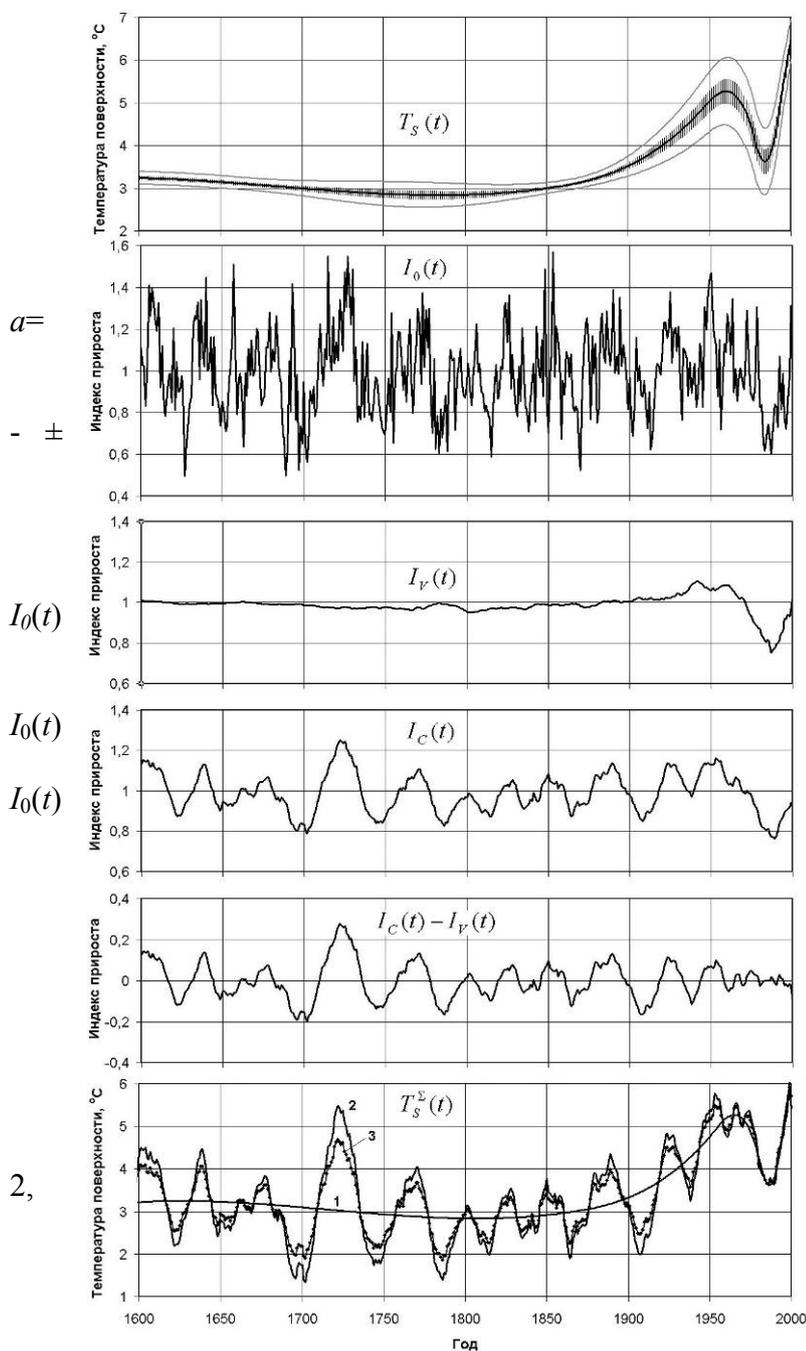


Рис. 1. Объединение геотермических и древесно-кольцевых данных в температурную историю о.Кунашир.  $T_S(t)$  - геотермическая реконструкция температурной истории земной поверхности (при  $0,63 \cdot 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$ ). Центральная кривая – наиболее вероятная история, ограничивающие кривые  $\pm 1$  стандартное отклонение температуры, оцененное по семейству 7 эквивалентных историй, вертикальные линии  $\pm$  погрешность оценки среднего.  $I_0(t)$  - древесно-кольцевая Arstan-хронология по дубу [8].  $I_V(t)$  - результат сглаживания кривой в окне переменной ширины.  $I_C(t)$  - результат сглаживания кривой 15-летним окном.  $I_C(t) - I_V(t)$  - разность двух кривых.  $T_S^\Sigma(t)$  - обобщенная реконструкция изменения температуры земной поверхности: 1 - геотермическая реконструкция (при  $a = 0,7 \cdot 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$ ), 2, 3 - обобщенные реконструкции для различных значений пересчетного коэффициента ( $k_1 = 8,84$  - кривая 1,  $k_1 = 5,98$  - кривая 3).

Высокая амплитуда 40-50-летних колебаний температуры поверхности, вероятно, объясняется особенностями формирования среднегодовой температуры почвы. Особую роль в этом процессе играет высота снежного покрова [2]. Анализ рядов данных метеостанции г. Немуро (о Хоккайдо), расположенной в 60-80 км южнее района исследований, а также данных об изменениях индекса PDO (сайт Объединенного института изучения атмосферы и океана, Вашингтон - <http://jisao.washington.edu/>) показал, что наиболее тесная связь наблюдается между индексами PDO и количеством зимних осадков ( $R = -0,68$ ). Отрицательное значение коэффициента корреляции указывает на то, что увеличение осадков происходит в «холодной» фазе PDO. Существенно более слабая, но уже положительная связь ( $R = 0,35$ ) наблюдается между PDO и

средней температурой летних месяцев (июнь-сентябрь). Можно предположить, что значительная амплитуда 40–50-летних колебаний температуры почвы связана с изменениями количества зимних осадков (снега) в большей степени, чем с изменениями температуры воздуха.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Briffa K.R., Jones P.D., Schweingruber F.H. et al. Tree-ring variables as proxy-climate indicators: Problems with low-frequency signals. //Climate Change and Forcing Mechanisms of the Last 2000 Years, 1996.
2. Демежко Д.Ю. Геотермический метод реконструкции палеоклимата (на примере Урала). Екатеринбург: УрО РАН, Екатеринбург, 2001, 144 с.
3. Beltrami, H., D. S. Chapman, S. Archambault and Y. Bergeron. Reconstruction of high resolution ground temperature histories combining dendrochronological and geothermal data. //Earth and Planetary Science Letters, 1995, 136(3-4) p. 437-445
4. Huang S and Pollack H.N. Integrated reconstruction of northern hemisphere surface temperature history from borehole temperatures and multiproxy models. /Fifth International Meeting "Heat flow and the structure of the lithosphere". Abstracts. Kostelec nad Cernymi Lesi, Czech Rep., 2001, p.31.
5. Jacoby G., Solomina O., Frank D., Eremenko N., D'Arrigo R. Kunashir (Kuriles) Oak 400-year reconstruction of temperature and relation to the Pacific Decadal Oscillation. //Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2004, 209, p 303–311
6. Holmes, R. Computer-assisted quality control in tree-ring dating and measurement. //Tree-Ring Bull., 1983, 44, p 69–74.
7. Cook, E.R., Kairiukstis, L.A. Methods of Dendrochronology. Kluwer Academic Publishing, Boston, 1990, 394 pp.
8. Biondi F., Gershunov A., Cayan D.R. North Pacific Decadal Climate Variability Since AD 1661. //Journal of Climate, 2001, V.14, No 1, p. 5-10.
9. D'Arrigo, R., Villalba, R., Wiles, G. Tree-ring estimates of Pacific decadal climate variability. //Clim. Dyn., 2001, 18, p 219– 224.
10. Gostev, M., Wiles, G., D'Arrigo, R., Jacoby, G., Khomentovsky, P. Early summer temperatures since 1670 AD reconstructed based on a Siberian larch tree-ring width chronology. //Can. J.For. Res., 1996, 26, p 2042– 2048.
11. Goto S., Hamamoto H., Yamano M. Climatic and environmental changes at southeastern coast of Lake Biwa over past 3000 years, inferred from borehole temperature data. /Annual Report FY 2003, Institute for Geothermal Sciences, Kyoto University, 2003, 22-24
12. Cermak V., Safanda J., Bodri L., Yamano M., Gordeev E. A comparative study of geothermal and meteorological records of climate change in Kamchatka. //Stud. Geophys. Geod., 2006. V. 50. p. 675-695.

\*\*\*\*\*

УДК 550.83:551.24

#### Поля геоизостатических напряжений сейсмоактивных сегментов Украины

*М.М. Довбнич, [dovbnichm@mail.ru](mailto:dovbnichm@mail.ru)*

*Национальный горный университет, Днепрпетровск, Украина*

Большая часть территории Украины расположена в пределах Восточно-Европейской платформы, при этом наиболее сейсмически активными являются молодые тектонические структуры ее южного и юго-западного обрамления (рис. 1). В первую очередь это зона сочленения Восточных и Южных Карпат (*зона Вранча*), сейсмические события в которой, происходящие на глубине > 100 км вызывают сотрясения на огромной территории не только Украины, а и всей Восточной Европы; и *Крымский сейсмоактивный сегмент*. Сейсмически активными являются также регион Добружди, Украинских Карпат, северо-западного шельфа

Черного моря. Землетрясения с небольшой магнитудой отмечаются даже в пределах Украинского кристаллического щита.

В настоящей работе более детально остановимся на особенностях геодинамики двух наиболее сейсмически опасных областей – зона Вранча и Крымского сегмента.

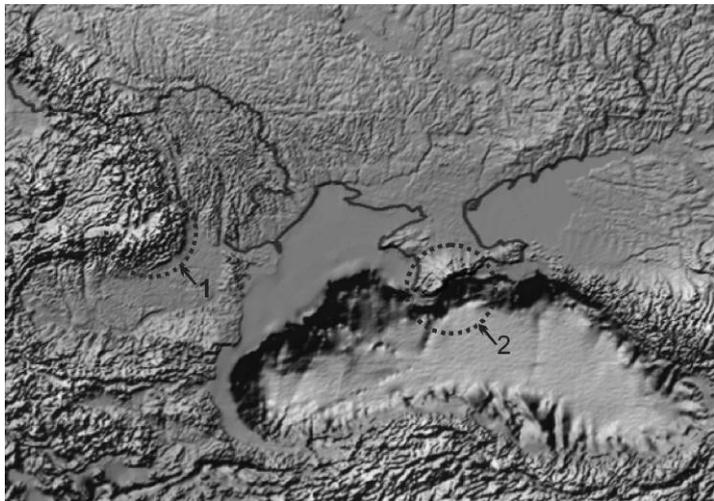


Рис. 1. Геотектоническое обрамление юга Украины

1 – зона Вранча; 2 – Крымский сейсмоактивный сегмент

прошлом.

Необходимо отметить, что при исследовании сейсмотектоники данных регионов, использование плитотектонических моделей вызывает большое количество вопросов. Действительно ли плитотектонические модели наилучшим образом удовлетворяют всей совокупности геолого-геофизических данных?

Автору работы представляется, что дополнительную информацию о тектонике и геодинамике рассматриваемых областей может дать анализ нарушений геоизостазии и связанных с ними полей напряжений в рамках блоковой модели тектоносферы.

Цель настоящей работы – тектонический и геодинамический анализ полей напряжений, обусловленных нарушением геоизостазии, и выбор модели формирования и развития зоны Вранча и Крымского сегмента, наилучшим образом удовлетворяющей расчетным полям напряжений.

Модель равновесного состояния вращающейся Земли, предложенная К.Ф. Тяпкиным и названная *геоизостазией*, хорошо освещена в геологической и геофизической литературе [1,2]. Физико-математической основой данной концепции является принцип минимизации энергии, в соответствии с которым *любая природная динамическая система стремится к достижению минимума своей внутренней энергии*. Данный принцип неоднократно использовался исследователями [3-5] для объяснения внутренней структуры Земли, ее эволюции и протекания геологических процессов.

Применительно к системе вращающейся Земли, можно воспользоваться представлениями В.В. Кузнецова [5]. Принцип минимизации гравитационной энергии планеты и его роль в процессах, происходящих на поверхности планеты, заключается в том, что площадь фазовой поверхности стремится быть минимальной. В нашем случае фазовой поверхностью является поверхность геоида. Выполнение данного принципа приводит к минимизации площади физической поверхности планеты. Если учесть вращение, то равновесной формой будет эллипсоид вращения. Земля достигнет гидростатического равновесия в тот момент, когда отклонение геоида от эллипсоида в целом по Земле окажется равным нулю. Следовательно, Земля, эволюционируя, стремится минимизировать высоту аномалии геоида. Иначе, Земля стремится достичь гидростатического равновесия, при котором её равновесная форма примет форму эллипсоида, с величиной сжатия  $\approx 1/298$ .

На сегодняшний день наиболее “популярными” моделями развития сейсмических процессов в данных областях являются плитотектонические модели, с позиции которых сейсмичность Крымского сегмента рассматривается как результат субдукции Черноморской плиты, а в случае зоны Вранча землетрясения на больших глубинах рассматриваются как результат погружения слэба, возникшего в ходе субдукции юго-западной части Восточно-Европейской платформы в геологическом

На сегодняшний день можно считать окончательно установленным, что Земля находится в состоянии, близком к состоянию гидростатического равновесия вращающейся неоднородной по радиусу жидкости. При этом в качестве критерия уравниваемости Земли могут служить как отклонения геоида от эллипсоида, обусловленные неоднородностями тектонической природы внутри планеты, так и деформации фигуры планеты под действием вариаций скорости вращения, изменения положения оси вращения в теле Земли, лунно-солнечных приливов и пр. Поскольку существуют отклонения геоида от эллипсоида, то должны существовать и силы, стремящиеся выровнять эти неоднородности, привести их в соответствие с фигурой равновесия. Как следствие, в тектоносфере планеты будут возникать и напряжения. Очевидно, что закон распределения напряжений будет определяться функцией отклонения геоида от соответствующего ему эллипсоида. Принятая в качестве меры отклонения геоида от состояния равновесия величина удобна тем, что может быть вычислена по результатам изучения гравитационного поля Земли на основе спутниковых и наземных данных. Имея данные о величине нарушения геоизостазии в пространстве и времени, можно оценить величины напряжений в тектоносфере, связанные с этими нарушениями. Данные напряжения являются индикатором тектонических напряжений, возникающих вследствие действия тектонических сил, повлекших за собой возникновение плотностных неоднородностей в земной коре и мантии, проявляющихся в виде нарушений геоизостазии. Необходимо отметить, что наиболее существенные нарушения геоизостазии происходят при субвертикальных тектонических перемещениях, как следствие, геоизостатические напряжения отражают главным образом именно эту компоненту тектонических движений.

В ранее опубликованной автором работе [6] рассмотрены физические основы и алгоритм расчета полей напряжений тектоносферы, обусловленных нарушением геоизостазии, на основе анализа аномалий геоида.

В настоящее время изучение орбит искусственных спутников Земли значительно расширило наши знания об аномалиях геоида. Имеющаяся в свободном доступе база данных аномалий геоида (проект GRACE) послужила основой для выполнения настоящей работы.

Для территории Украины был выполнен расчет полей напряжений. С целью определения позиции расчетных полей напряжений в тектонике и геодинамике исследуемого региона, а также влияния разноглубинных процессов на нарушение геоизостазии, было реализовано разделение полей напряжений на локальную и региональную составляющие. Разделение осуществлялось на основе осреднения в скользящем квадратном окне. Размеры окна определялись на основе анализа автокорреляционной функции аномалий геоида территории исследований. Согласно нашим представлениям, локальная составляющая полей напряжений отражает тектонические и геодинамические процессы, протекающие в верхней части тектоносферы – земной коре; в региональной составляющей находят отражение более глубинные процессы, протекающие в мантии. Краткий анализ полей напряжений показывает хорошее соответствие локальной составляющей напряжений основным тектоническим элементам исследуемого региона. Как отмечалось ранее, любые тектонические процессы, независимо от их масштаба приводят к перераспределению гравитирующих масс в тектоносфере, в результате чего происходит нарушение геоизостазии как на локальном, так и на региональном уровне. Особенно ярко в полях напряжений проявляются «молодые» тектонические структуры, для которых характерна высокая современная тектоническая активность и, как следствие, значительные нарушения геоизостазии. Региональное поле напряжений, по всей видимости, отражает неоднородности верхней мантии. Сопоставление аномалий геоида и рассчитанного на их основе поля напряжений с данными сейсмоотографических исследований [7] подтверждают сделанное предположение.

Для зоны Вранча и Крыма было выполнено сопоставление эпицентров землетрясений с полями напряжений геоизостатической природы (рис. 2). Как видно из схем, большинство землетрясений приурочено к максимумам касательных напряжений. Как отмечалось выше, нарушения равновесного состояния происходят, главным образом, в случае если имеют место вертикальные перемещения блоков тектоносферы. Касательные напряжения при этом

локализуют границы блоков, для которых имеют место относительные вертикальные перемещения. Как следствие, можно утверждать, что *в целом сейсмичность данных регионов определяется относительным перемещением блоков тектоносферы со значительной вертикальной компонентой*. В подтверждение этого говорит и тот факт, что в случае Северо-Анатолийского разлома, представляющего собой практически чистый сдвиг и являющегося одной из основных сейсмогенных структур Турции, не отмечается взаимосвязи между эпицентрами землетрясений и касательными геоизостатическими напряжениями. Можно лишь отметить корреляцию эпицентров землетрясений с цепочкой зон сжатия вдоль разлома.

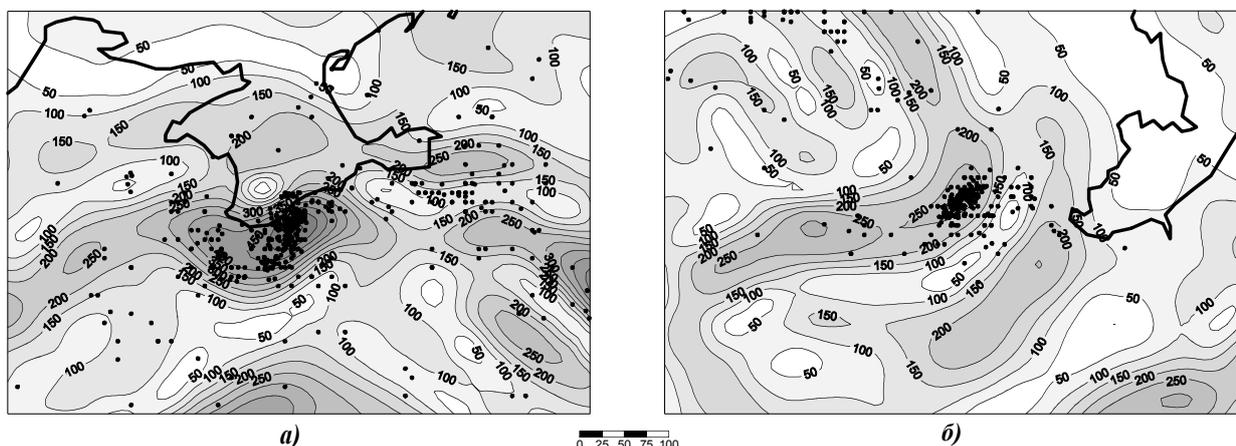
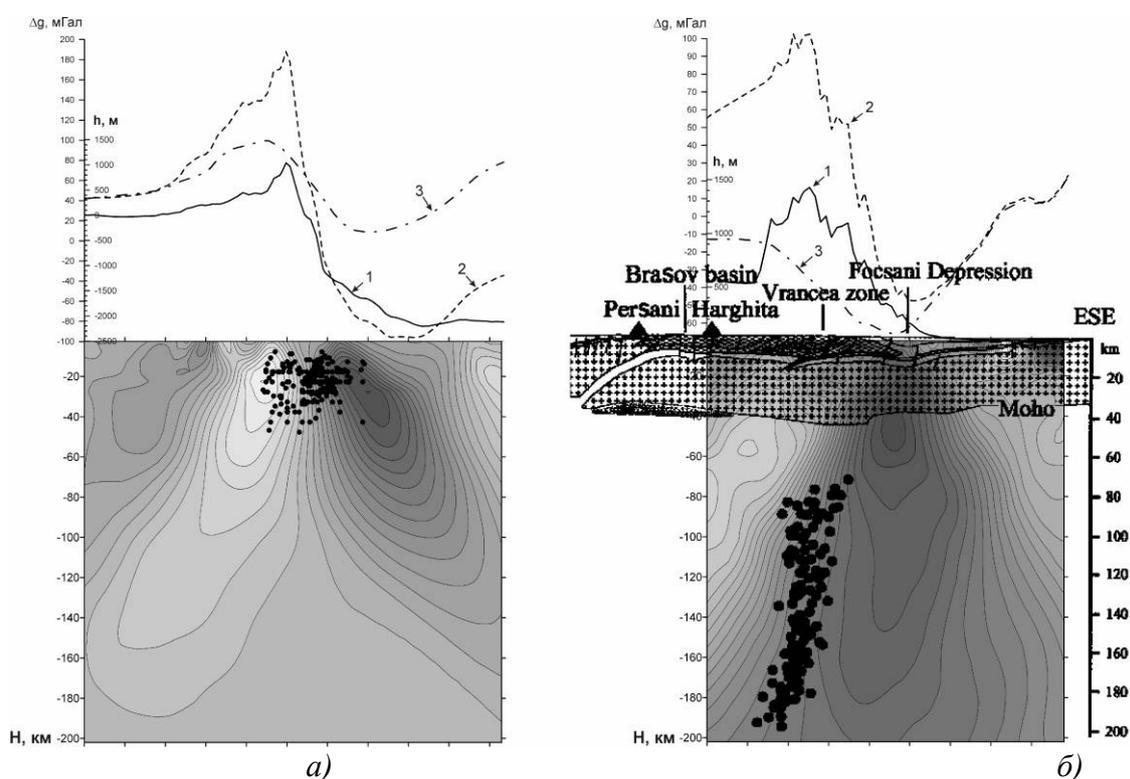


Рис. 2. Схемы сопоставления максимальных касательных напряжений (кПа) (по спутниковым данным) с эпицентрами землетрясений Крыма (а) и зоны Вранча (б)

Несмотря на увеличивающуюся точность спутниковых измерений аномалий геоида их использование в ближайшем будущем возможно лишь на уровне региональной геодинамики. Более детальные построения выполнялись на основе результатов гравиметрической съемки масштаба 1:200000.

На первом этапе было выполнено трансформирование аномалий гравитационного поля в редукции Буге на основе частотной селекции. Данная трансформанта, предложенная автором [8], позволяет выполнить локализацию аномалиеобразующих объектов в плане и по разрезу. Построение сечений результатов трансформирования гравитационного поля вдоль профилей, пересекающих зону Вранча и Крымский сегмент в направлении СЗ-ЮВ, и их сопоставление с очагами землетрясений (рис. 3) позволяют утверждать следующее. В обоих случаях сейсмические события приурочены к границам блоков. Допуская относительное вертикальное смещение блоков однородной тектоносферы, имеющей градиент нарастания плотности с глубиной  $grad_z \sigma$ , на некоторую величину  $\Delta H$ , следует понимать, что в результате этого смещения на границе блоков возникает вертикальная плотностная граница со значением эффективной плотности  $\Delta \sigma = \Delta H grad_z \sigma$ . Именно эти границы и находят отражение на рассматриваемых разрезах. В тоже время имеют место и принципиальные отличия, а именно: 1) для Крымского сегмента аномалии Фая, Буге и рельеф качественно идентичны, в то время как для зоны Вранча вид аномалии Буге принципиально отличается от схожих аномалий Фая и рельефа; 2) глубины проникновения в тектоносферу вертикальных плотностных границ принципиально отличаются и хорошо согласуются с наблюдаемой сейсмичностью. По мнению автора, данные факты являются убедительным доказательством отличия в формировании и развитии этих двух сейсмогенных зон. В работе [9] на основе комплексного анализа полей геоизостатических напряжений и геолого-геофизических данных, показано, что Черноморская впадина является "наложенной" структурой, возникшей в результате опускания блоков земной коры под действием изометричной аномалии растягивающих напряжений в мантии. Крымский сейсмогенный сегмент является фрагментом северной границы Черноморской впадины, вдоль которой происходит опускание ее блоков. В этом случае действительно аномалии Фая, Буге и рельеф будут качественно схожи. В случае Карпат ситуация

отличная: под действием сжимающих напряжений, находящихся отражение в региональном поле геоизостатических напряжений, первоначально происходило формирование значительных покровов, под действием которых происходило погружение блоков тектоносферы, а затем возникли блоковые поднятия. Возникает вопрос: почему, несмотря на то, что для всего Карпатского региона и всей северной границы Черноморской впадины характерны аномалии геоизостатических напряжений и повышенная сейсмичность, основная сейсмическая энергия выделяется в относительно локальных зонах? Данный факт также находит объяснение в рамках блоковой модели тектоносферы. Если мы обратимся к наиболее цитируемой на сегодняшний день схеме глубинного строения тектоносферы Украины [10], то мы увидим, что территорию Украины пересекает три мантийных разлома северо-восточного простирания. Два из них пересекают Карпаты и Крым, именно в узлах пересечения и происходят основные сейсмические события. В зоне пересечения третьего мантийного разлома с границей сочленения Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты отмечается область повышенной сейсмичности северо-западного шельфа Черного моря, расположенная восточнее о. Змеиный.



1 – рельеф; 2 – аномалия Фая; 3 – аномалия Буге

Рис. 3. Сопоставление сечений модели “кажущейся плотности” с очагами землетрясений Крыма (а) и зоны Вранча (б)

Для более детального изучения напряженного состояния и внутренней структуры сейсмоактивных сегментов Карпат и Крыма, был выполнен расчет и анализ геоизостатических напряжений по наземным гравиметрическим данным. Разработана технология восстановления аномалий геоида по наземным гравиметрическим данным на основе аппроксимационного подхода, используя аномалии силы тяжести в редукции Фая. Первоначально было выполнено восстановление высокочастотных аномалий геоида, а затем расчет геоизостатических напряжений зоны Вранча и южной части Крыма и сопредельной акватории Черного моря. Как и в случае определения напряжений по спутниковым данным, выполнялось разделение полей напряжений на локальную и региональную составляющие. В этом случае разделение позволяет проанализировать напряженное состояние геологических структур земной коры разного порядка. Выполненные расчеты напряжений показали, что именно в локальном и региональном поле максимальных касательных напряжений находят

отражение границы блоков земной коры различного порядка. Границы между блоками, по которым происходят субвертикальные смещения, проявляются в виде линейно вытянутых аномалий максимальных касательных напряжений, субгоризонтальные перемещения блоков – в виде смещения осей линейно вытянутых аномалий максимальных касательных напряжений. В напряжениях находят отражение элементы, являющиеся тектонической основой сейсмогенерирующих структур (рис. 4).

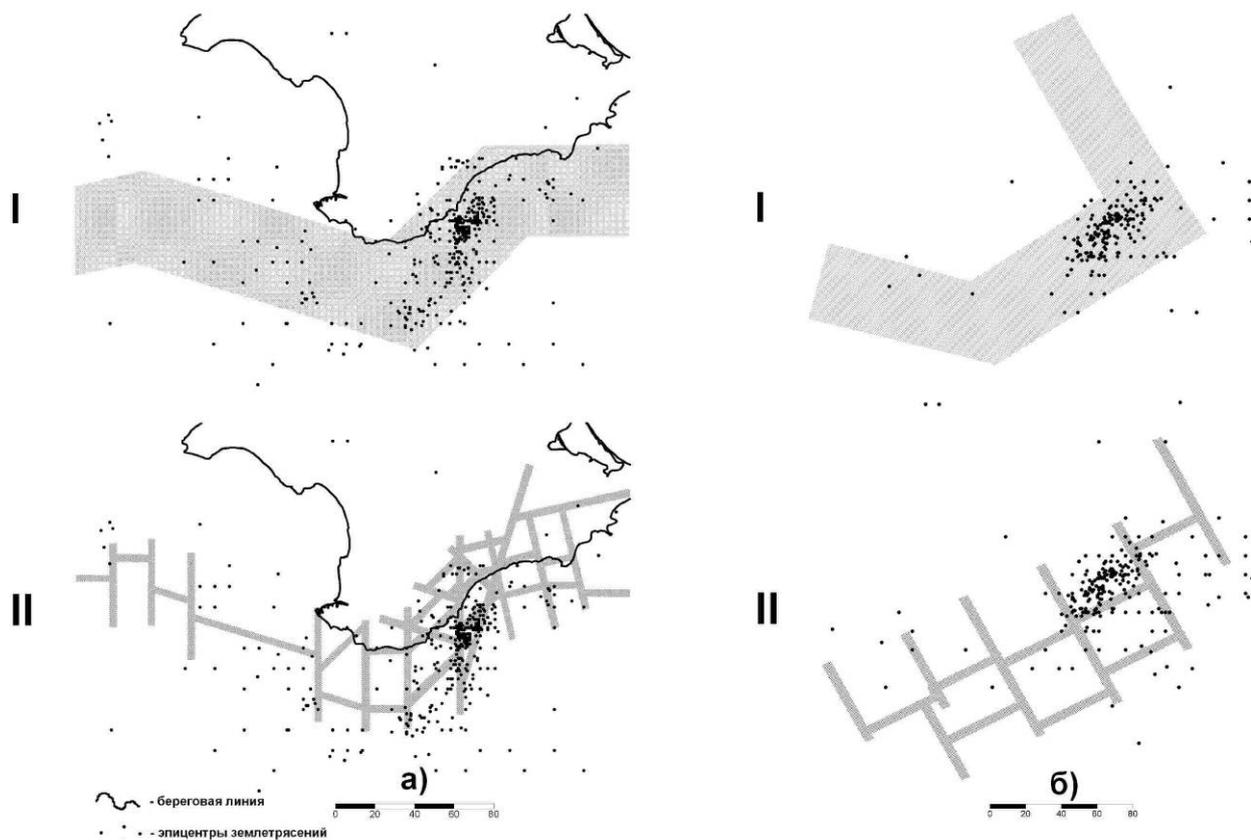


Рис. 4. Сейсмогенерирующие структуры Крыма (а) и зоны Вранча (б), находящие отражение в полях геоизостатических напряжений:

*I – условно первого порядка; II – условно второго порядка*

Именно с этими напряжениями, а фактически с границами блоков, связано большинство сейсмических событий. Учитывая высокие значения геоизостатических напряжений, можно утверждать о высокой неотектонической активности выделенных зон, с которыми возможно связана не только повышенная сейсмичность, но и оползневые процессы, аномальные величины современных движений земной коры и др. В целом сейсмичность рассматриваемых регионов определяется узлами пересечения разломных зон; особенности расположения очагов землетрясений в пределах данных зон определяются границами взаимодействия их отдельных фрагментов – тектонических блоков более мелкого порядка.

В заключении хотелось бы отметить, что выполненные исследования позволяют утверждать – при изучении континентальной сеймотектоники не стоит однозначно отдавать предпочтение плитотектоническим моделям. Использование разломно-блоковых моделей позволяет в ряде случаев объяснять наблюдаемые геологические явления значительно эффективнее.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Тяпкин К. Ф. Новая ротационная гипотеза структурообразования и геоизостазия // Геофиз. журн. – 1980. – 2, № 5. – С. 40–46.

2. Тяпкин К. Ф. Новая модель геоизостазии и тектогенез // Геол. журн. – 1985. – № 6. – С. 1–10.
3. Клушин И.Г. Взаимосвязь тектонических движений и магматизма Земли на основе вариационного принципа наименьшего действия // Записки Ленинградского горного института. – 1963. – т. XLVI, вып. 2. – С. 33–50.
4. Шен Э.Л. Типы внутренней структуры Земли и возможные схемы эволюции Земли и планет // Изв. АН СССР. Физика Земли. – 1991. – № 2. – С. 18–25.
5. Кузнецов В.В. Физика Земли: обоснование и разработка модели «горячей» Земли. – ИКИР, Камчатка, 2006. – 465 с.
6. Довбнич М. М. Нарушение геоизостазии и напряженное состояние тектоносферы // Геофиз. журн. – 2008. – № 4. – С. 123–132.
7. Довбнич М.М. Разночастотные составляющие аномалий геоида, их структура и природа // Геофиз. журн. – 2007. – № 5. – С. 201–212.
8. Довбнич М.М. Опыт построения 3D плотностных моделей на основе частотной селекции гравитационного поля / Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. Материалы 31 сессии Междунар. семинара им. Д.Г.Успенского, М., ОИФЗ РАН, 2004, с.24–25.
9. Довбнич М.М., Демьянец С.Н. Поля напряжений тектоносферы, обусловленные нарушением геоизостазии и геодинамика Азово-Черноморского региона // Геофиз. журн. – 2009. – № 2. – С. 107–116.
10. Соллогуб В.Б. Литосфера Украины. – Киев: Наук. думка, 1986. – 184 с.

\*\*\*\*\*

УДК 550.831.017

**Монтажный метод решения обратной задачи  
гравиметрии и практика его применения**

*А.С. Долгаль<sup>1</sup>, Л.А. Христенко<sup>2</sup> (342) 216-10-08, факс (342) 216-75-02, [dolgal@mi-perm.ru](mailto:dolgal@mi-perm.ru)*

*<sup>1</sup>Горный институт УрО РАН, Пермь, Россия*

*<sup>2</sup>Пермский государственный университет, Пермь, Россия*

Общеизвестно, что неоднозначность и неустойчивость решения обратной задачи гравиметрии в значительной мере уменьшаются за счет использования априорной информации об искомом решении. Однако далеко не вся априорная геолого-геофизическая информация может быть формализована и вовлечена в вычислительный процесс, т.к. способности традиционных методов автоматизированного подбора в этом плане весьма ограничены.

Принципиально новыми возможностями для учета априорной информации об источниках поля обладают монтажные алгоритмы решения нелинейной обратной задачи в сеточных (конфигурационных) модельных классах плотностной среды. Исследования в этом направлении восходят к работам [1, 2]. В первой из них был дан принципиально новый способ структурирования итерационного процесса построения сеточного носителя, при котором связность последнего достигается автоматически. Во второй – предложен не свойственный классической теории решения условно-экстремальных задач прием с раскрепощением известного параметра (избыточной плотности), позволяющий вести поиск решения обратной задачи без предварительной оценки избыточной плотности аномалиеобразующего тела. Дальнейшее развитие монтажного подхода было сконцентрировано вокруг проблемы учета новых типов априорной информации [3-5 и др.]. Однако все предшествующие исследования замыкаются рамками двухмерной постановки обратной задачи, т.к. разработка трехмерных алгоритмов в конце XX века представлялась невозможной в силу ограниченных возможностей вычислительной техники [6].

Актуальность разработки 3D-модификаций решения обратной задачи гравиметрии «рудного» типа обусловлена наличием множества геологических тел и структур, для которых решение обратной задачи гравиметрии в плоской или «2.5-мерной» постановке не позволяет получать удовлетворительного результата. Трехмерное моделирование необходимо при изучении объектов, имеющих в плане форму, близкую к изометричной: рифогенных массивов, гранитоидных батолитов, соляных куполов и зон разуплотнений в водозащитной толще, вулкано-тектонических депрессий, астроблем и т.п.

Под сеточными (монтажными) классами источников поля понимают множество всевозможных распределений тяготеющих масс, размещенных по конфигурационным областям типа  $\Omega = \Omega(A) = \bigcup \omega_\alpha$ ,  $\alpha \in A$ , оставленным из произвольного числа монтажных элементов  $\omega_\alpha$  и удовлетворяющим определенным априорным ограничениям, прежде всего условиям связности и односвязности. Предполагается, что совокупность монтажных элементов (правильных геометрических фигур) образует замощение достаточно обширной нижней полуплоскости, заведомо содержащей источники поля. Основные операции в сеточных классах выполняются с использованием понятий ядра  $Я[\Omega]$ , оболочки  $O[\Omega]$  и границы  $\Gamma[\Omega]$  конфигурации  $\Omega$ :  $Я[\Omega]$  - суть множество элементов  $\omega_\alpha \in \Omega$ ;  $O[\Omega]$  - множество всех элементов  $\omega_\alpha \notin Я[\Omega]$ , граничащих с элементами ядра  $Я[\Omega]$ ;  $\Gamma[\Omega]$  - множество элементов  $\omega_\alpha \in Я[\Omega]$ , граничащих с элементами оболочки  $O[\Omega]$ .

В простейшей постановке обратной задачи для изолированного тела  $\Omega^T$  известной плотности  $\sigma^T > 0$ , монтажный принцип решения обратной задачи состоит в том, чтобы, отправляясь от заданной связной конфигурации  $\Omega^0$ , выстроить конечную последовательность  $\Omega^0, \Omega^1, \dots, \Omega_n, \dots$ , имеющую пределом некоторую область  $\Omega^*$ , поле которой при подобранной плотности  $\sigma^*$  согласуется с измерениями  $U_k, k = 1, 2, \dots, m$  гравитационного поля. Ассоциированная с  $\{\Omega_n\}_n$  последовательность  $\{\sigma_n\}_n$  "оптимальных" значений плотностей определяется из условия минимума среднеквадратической невязки подбора для каждого из соответствующих приближений к решению обратной задачи.

Процесс выбора конкретного правила перехода от конфигурации  $\Omega_{n-1}$  к конфигурации  $\Omega_n$  регламентируется двумя требованиями:

1. Обеспечивается условие оптимальности, означающее, что конфигурация  $\Omega_n$  выбирается из множества пробных конфигураций, определенных заданным правилом.
2. Осуществляется эффективный контроль за соблюдением условия наследования конфигурацией  $\Omega_n$  основных черт конфигурации  $\Omega_{n-1}$ .

Если установить, что любое очередное приближение  $\Omega_n$  может быть образовано путем внесения в ядро  $Я[\Omega_{n-1}]$  какого-то одного элемента из  $O[\Omega_{n-1}]$ , то монтажный принцип приводит к итерационному методу регулируемой направленной кристаллизации (РНК). На каждом шаге  $n$  наращивание ядра осуществляется за счет элемента  $\omega_\alpha^{omn}$ , который обеспечивает наименьшую среднеквадратическую невязку подбора. Критерием достижения решения является условие  $\sigma_n^T \approx \sigma^T$ .

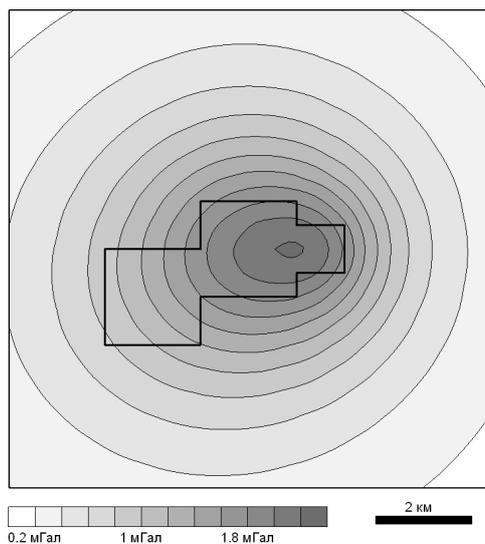
Основные типы априорной информации, которыми располагает интерпретатор, характеризующие местоположение, форму, размеры и элементы залегания аномалиеобразующих тел, формализуются наиболее просто при использовании сеточных классов решений обратных задач. Достаточно задать пару  $\langle A^+, A^- \rangle$  подмножеств номеров элементов априори выбранного замощения, указав при этом, что в пределах области, занятой элементами  $\omega_\alpha, \alpha \in A^-$  аномальных масс нет; тогда как элементы  $\omega_\alpha, \alpha \in A^+$ , напротив, составляют фрагмент источников  $\Omega^T$ .

В алгоритме РНК принимается, что  $\Omega^0 = \Omega^T = \cup \omega_\alpha, \alpha \in A^+$ , а правилом перехода от конфигурации  $\Omega_{n-1}$  к  $\Omega_n$  предусматривается, что элементы  $\omega_\alpha, \alpha \in A^-$  не рассматриваются на предмет подключения к ядру  $\mathcal{A}[\Omega_{n-1}]$ . Допускается использование различных допущений качественного характера, отражающих представления интерпретатора о "правильных" формах подбираемых геологических тел.

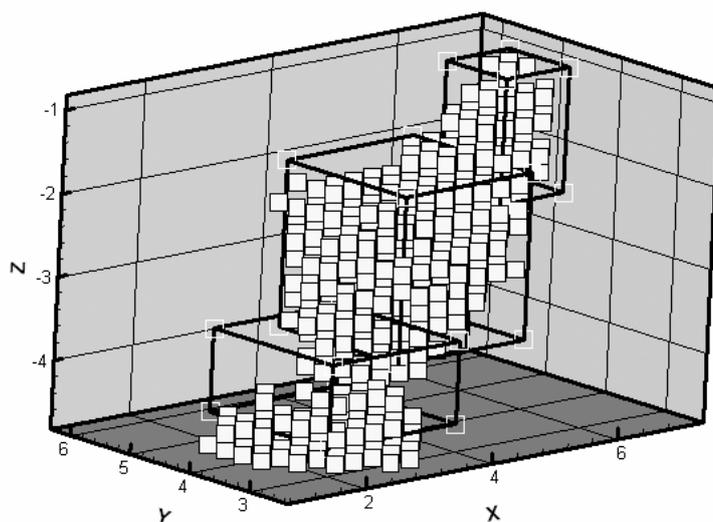
В 2008 году был впервые программно реализован монтажный метод решения обратной 3D-задачи гравиметрии (РНК). На модельных и практических примерах получены результаты, свидетельствующие о достаточно широких возможностях этого метода.

В качестве исходных данных для модельного примера использовалось тело, состоящее из трех соприкасающихся прямоугольных призм, расположенных в интервале глубин 1 – 4.5 км, с плотностью 0.25 г/см<sup>3</sup>. Область задания поля  $\Delta g$  также представляла собой квадрат размером 10×10 км, шаг сети - 500 м, число точек  $n = 441$ . Амплитуда поля  $\Delta g$  изменяется в диапазоне от 0.13 мГал до 2.24 мГал (рис. 1). Указанные условия близки к данным гравиметрической съемки м-ба 1: 50 000.

Элемент замощения  $\omega_\alpha$  – куб со стороной 400 м, всего область поиска решения обратной задачи содержит 7500 таких элементов. Первоначально задавались координаты единственного элемента замощения  $X=5$  км,  $Y=5$  км,  $Z=3$  км, заведомо принадлежащего возмущающему объекту. Также вводились ограничения на глубины верхней и нижней кромок объекта  $z_{\min} = 0.2$  км,  $z_{\max} = 7$  км.



**Рис. 1.** Гравитационное поле и контур возмущающего объекта



**Рис. 2.** Трехмерное изображение возмущающего объекта и конфигурации  $\Omega^*$ , построенной в результате решения обратной задачи

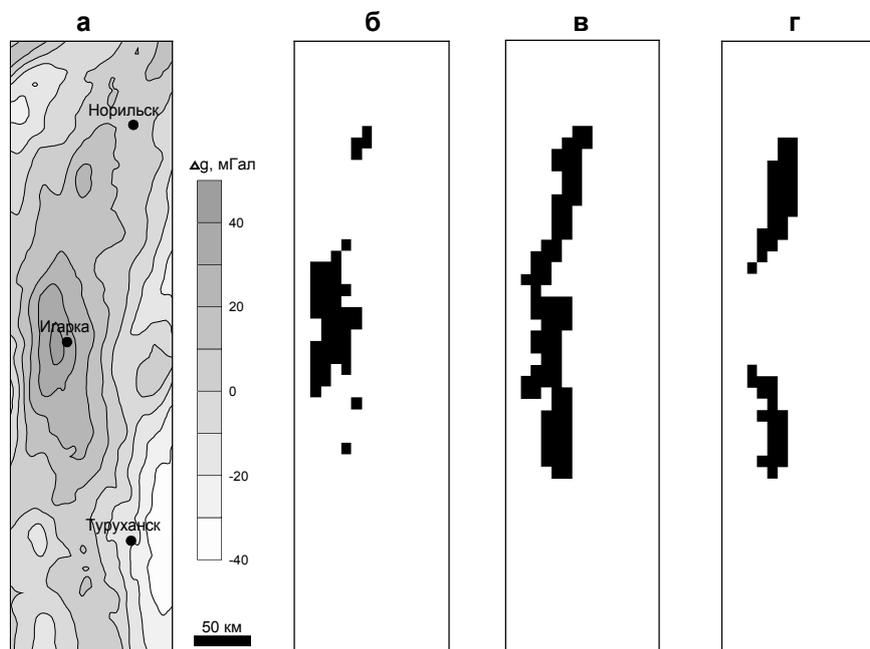
В результате решения обратной задачи была построена конфигурация  $\Omega^*$ , состоящая из 503 элементов замощения, которая сохраняет основные особенности геометрии исходного возмущающего объекта (рис. 2). Невязка полей составляет  $\pm 0.0028$  мГал, время решения задачи составило 51 сек. В процессе решения задачи отмечено наличие малых по амплитуде возмущений на графике зависимости невязки полей от числа итераций, на фоне затухающего тренда. Это явление обусловлено «конечноэлементным способом» наращивания ядра  $\mathcal{A}[\Omega]$  моделируемой конфигурации.

Теперь перейдем к оценке возможностей монтажного метода для решения практических задач, связанных с изучением глубинного строения земной коры и поисками месторождений рудных полезных ископаемых.

В пределах северо-западного фаса Сибирской платформы выделяется линейная субмеридиональная зона Норильско-Игарско-Верещагинская зона высоких значений гравитационного поля (до 50 мГал и более), шириной около 100 км, окаймляющая древний кратон [7]. Зона, представляет собой, вероятно, фрагмент древней рифтогенной структуры, обладающей повышенной подвижностью и проницаемостью, насыщенной магматическими образованиями (пикритом и продуктами его эволюционирования по мере продвижения магматической колонны к дневной поверхности).

В составе продуктов магматизма преобладают неизмененные или слабоизмененные пикриты (коро-мантийный расплав, перидотиты), характеризующиеся высокой плотностью и весьма низкими магнитными свойствами (железо присутствует только в силикатной форме, ферромагнитные минералы практически отсутствуют). Предположительно данная петрофизическая ассоциация пород формировалась в условиях глубинного мантийного термодинамического режима при температуре выше 1000° С и давлении от 2 МПа и выше. Этим, вероятно, объясняется пространственная корреляция повышенных значений поля силы тяжести и низкого магнитного поля в пределах описанной выше Норильско-Игарско-Верещагинской магноактивной зоны.

Площадь, на который были заданы значения гравитационного поля в редукции Буге, составляет около 86 тыс. кв. км; сеть точек – 10×10 км, их число – 840 (рис. 3.а). С целью подавления влияния криволинейности поверхности измерений и подавления аномалий-помех, обусловленных верхней частью геологического разреза, наблюдаемые значения поля предварительно пересчитывались на уровень 1600 м, отвечающий максимальной высотной отметке рельефа земной поверхности. Элемент замощения  $\omega_\alpha$  представлял собой куб со



*Рис. 3. Норильско-Игарско-Верещагинская аномальная зона (а) и горизонтальные срезы ее источников на глубинах 15 км (б), 25 км (в), 35 км (г)*

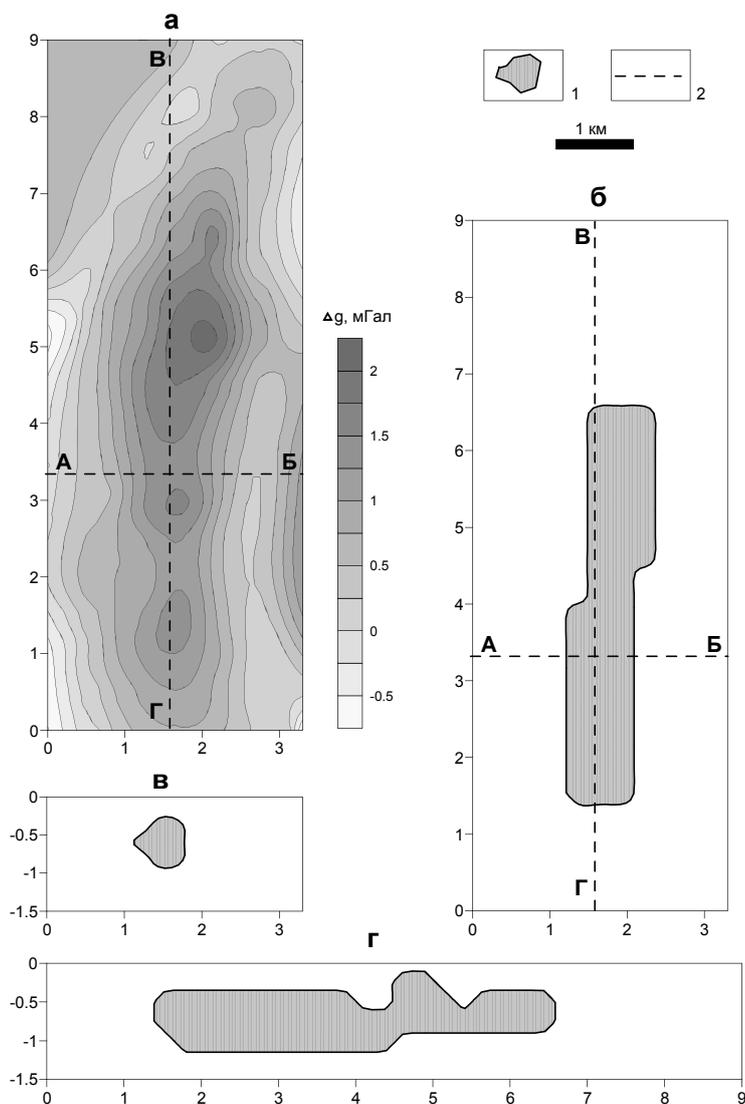
стороной 10 км, после выполнения 189 итераций была достигнута невязка исходного и модельно полей  $\pm 2.57$  мГал.

В результате моделирования установлено, что сложнопостроенный аномалиеобразующий объект с избыточной плотностью 0.15 г/см<sup>3</sup> имеет дугообразную в плане форму, крутое падение на восток и прослеживается до глубин порядка 50 км (рис. 3.б, в, г). Таким образом, с использованием монтажного метода были определены параметры

фрагмента рудогенерирующей палеорифтовой структуры, насыщенной магматическими образованиями, суммарный объем которых составляет около 190 тыс. км<sup>3</sup>.

Следующий пример - интерпретация материалов площадной гравиметрической съемки масштаба 1:25 000 при поисках хромитового оруденения.

Вытянутая в меридиональном направлении, положительная локальная аномалия гравитационного поля амплитудой более 2 мГал, предположительно связана с интрузивным массивом ультраосновного состава каледонского возраста, перспективным на обнаружение хромитов (рис. 4.а).



**Рис. 4.** Интерпретация гравитационного поля при поисках хромитовых руд:

*а* – карта локальной составляющей гравитационного поля; *б* – горизонтальный срез геологической среды на глубине 875 м; *в* – разрез по линии АБ; *г* – разрез по линии ВГ.  
1 – контур массива перидотитов; 2 – интерпретационные профили

При решении обратной задачи гравиметрии размер стороны кубического элемента замощения составлял 0.25 км, достигнутая невязка полей – 0.16 мГал. В результате количественной интерпретации была построена 3D-модель аномалиеобразующего объекта с избыточной плотностью 0.25 г/см<sup>3</sup>, отождествляющегося с крутопадающим перидотитовым массивом. Морфология массива была охарактеризована серией меридиональных и широтных разрезов, а также горизонтальными срезами при шаге глубин 250 м (рис. 4.б, в, г). Массив имеет крутое падение, его кровля залегает на глубинах 0.1-0.4 км, подошва – 1.2-1.5 км; его блоковое строение обусловлено развитием постинтрузивных субширотных дизъюнктивных нарушений.

Монтажный подход к решению обратной задачи гравиметрии снимает проблему неустойчивости в ее классическом понимании. Конечная размерность модели и природные ограничения на ее плотностные и геометрические параметры изначально приводят к

компактному множеству возможных решений, а учет определенного объема априорной информации может стать гарантом обеспечения надежного решения геологической задачи.

ЛИТЕРАТУРА

1. Овчаренко А.В. Подбор сечения двухмерного тела по гравитационному полю / Овчаренко А.В. // Вопросы нефтяной и рудной геофизики. - Алма-Ата, 1975. – С. 71-75.
2. Страхов В.Н. Монтажный метод решения обратной задачи гравиметрии / Страхов В.Н., Лапина М.И. // Доклады АН СССР. - 1976. - №2. - Т.227. – С. 344-347.
3. Балк Т.В. Гарантированный подход в нелинейных обратных задачах грави- и магнитометрии / Балк Т.В., Балк П.И. // Геология и геофизика. - 1988. - №1. - С. 97-105.
4. Балк П.И. Использование априорной информации о топологических особенностях источников поля при решении обратной задачи гравиметрии в рамках монтажного подхода / Балк П.И. // Физика Земли. - 1993. - №1. - С. 59-71.
5. Балк П.И. Сеточные модели плотностной среды и опыт их применения при прослеживании дифференцированных интрузий по данным гравиразведки / Балк П.И., Долгаль А.С., Балк Т.В. // Геология и геофизика. - 1993. - № 5. – С. 127-134.
6. Долгаль А.С. О возможности развития монтажного подхода к решению обратной задачи гравиметрии в классе трехмерных моделей источников поля / Долгаль А.С., Христенко Л.А. // Горное эхо. - 2007. - №1. – С. 32-37.
7. Долгаль А.С. Применение компьютерных технологий интерпретации геопотенциальных полей при прогнозировании платино-медно-никелевого оруденения / Долгаль А.С., Д.Ф. Калинин Д.Ф., Олешкевич О.И, Симонов О.Н. // Разведка и охрана недр. - 2006. - № 8. - С. 57-65.

\*\*\*\*\*

УДК 550.831.017

**К вопросу о «томографической интерпретации» геопотенциальных полей**

А.С. Долгаль<sup>1</sup>, А.Ф. Шархимуллин<sup>2</sup> (342) 216-10-08, факс (342) 216-75-02, [dolgal@mi-perm.ru](mailto:dolgal@mi-perm.ru)

<sup>1</sup>Горный институт УрО РАН, Пермь, Россия

<sup>2</sup>Пермский государственный университет, Пермь, Россия

1. О «гравитационной томографии» впервые шла речь в работе Ю.Я. Ващилова [1], который в 1994 году представил результаты послойного изучения плотностной структуры земной коры и верхней мантии на глубинах 20, 30, 40 и 60 км по Северо-Востоку России. По мнению Ю.Я. Ващилова «массовая интерпретация аномалий силы тяжести в классе трехмерных блоковых моделей источников возмущения позволяет получить величины относительных изменений плотности в горизонтальном направлении» [1]. Однако сама идея послойного изучения пространственного распределения геоплотностных неоднородностей при интерпретации гравитационного поля была выдвинута значительно раньше – в частности, можно сослаться на работу [2].

В настоящее время можно считать сформировавшимся новое «направление в теории интерпретации потенциальных полей, связанное с попытками изучения в некоторых частных случаях вертикального распределения намагниченности и плотности по данным магниторазведки и гравиразведки» [3]. Это направление получило название «гравитационной (магнитной) томографии», внутри которой выделяются два подхода – фильтрационный и аппроксимационный [3]. В первом случае тем или иным способом выделяются «разноглубинные» составляющие из наблюдаемого гравитационного поля, во втором – строятся пространственные распределения масс (плотностей)  $\sigma = \sigma(x,y,z)$ , в некотором приближении отражающие основные элементы структурно-тектонического строения изучаемого объема геологической среды.

2. Попытаемся перечислить основные особенности, присущие большинству методов гравитационной томографии, которые делают их привлекательными для геофизиков-интерпретаторов:

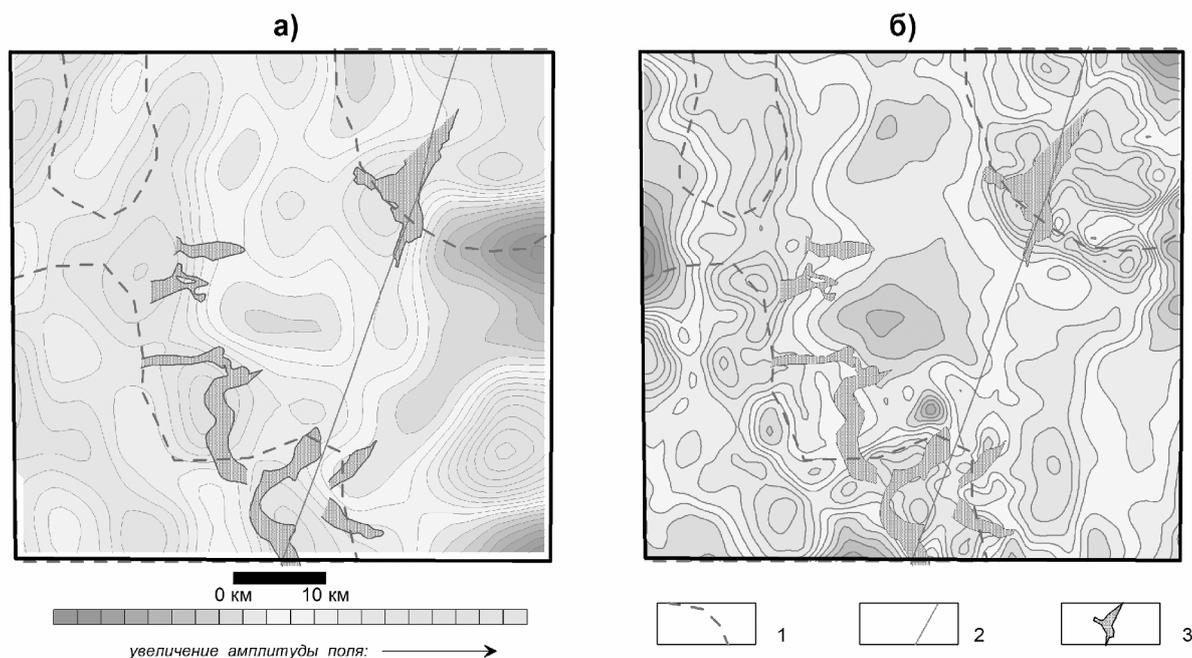
- использование минимума априорной информации об источниках гравитационного поля;
- отсутствие трудоемких процедур построения начального приближения, используемых в классических методах автоматизированного подбора;
- разделение интерпретируемого гравитационного поля на составляющие, предположительно обусловленные влиянием разноглубинных (не обязательно горизонтальных) слоев горных пород;
- применение сравнительно быстрых вычислительных алгоритмов, допускающих обработку больших объемов исходной информации;
- возможность построения различных вариантов пространственных распределений геоплотностных неоднородностей в исследуемом объеме среды;
- широкий спектр способов визуализации результативных интерпретационных построений.

3. К методам фильтрационной томографии относится векторное сканирование, реализованное в компьютерной технологии VECTOR, созданной в Горном институте УрО РАН под руководством В.М. Новоселицкого [4, 5]. Эффективность технологии VECTOR подтверждена многочисленными результатами ее практического использования при решении широкого круга геологических задач, в том числе при поисках и разведке месторождений углеводородов [6]. Примером аппроксимационной томографии является технология разделения источников гравитационного поля по глубине, разработанная в Институте геофизике УрО РАН под руководством П.С. Мартышко [7]. Практическое применение данной технологии при интерпретации материалов крупномасштабной гравиметрической съемки, выполненной в Соликамской впадине, позволило выявить зоны разуплотнения в слое горных пород с отметкой кровли  $h_1 = 1$  км и подошвы  $h_2 = 2$  км.

О геологической информативности томографического подхода свидетельствует, в частности, следующий пример. В центральной части Норильского района выполнялось выделение никеленосных базит-гипербазитовых интрузий с применением двух различных интерпретационных технологий [8]. Первая из них заключалась в выделении локальных гравитационных аномалий с использованием весьма трудоемкой технологии преобразования наблюдаемого поля, включающей в себя исключение влияния известных геологических объектов, регионального фона, негармонических помех и приведение данных к единой горизонтальной плоскости. Во втором случае использовался алгоритм фильтрационной томографии, описанный в работе [9]. Отметим, что несмотря на то, что рудоносные интрузии норильско-талнахского типа характеризуются повышенными значениями плотности ( $2.86 - 3.03$  г/см<sup>3</sup>) по отношению к вмещающим породам, выявить в наблюдаемом гравитационном поле аномальный эффект от этих объектов крайне затруднительно.

При рассмотрении рис. 1 можно сделать вывод о достаточно хорошем совпадении результативных построений, полученных совершенно разными методами: известные месторождения медно-никелево-платиновых руд (Талнахское, Норильск-I, Норильск-II, Черногорское и др.) в обоих случаях достаточно отчетливо фиксируются локальными аномалиями повышенных значений поля силы тяжести.

4. С теоретических позиций все методы гравитационной томографии выглядят весьма уязвимо. Возможности любых алгоритмов фильтрации для оценки глубин залегания  $h$  аномалиеобразующих тел ограничены зависимостью спектральных характеристик гравитационного поля не только от параметра  $h$ , но и от геометрических размеров источников. Эквивалентность решения обратной задачи гравиметрии в сеточном классе источников неизбежно оказывает влияние на результаты аппроксимационной томографии.



**Рис. 1.** Сопоставление локальных аномалий поля силы тяжести, полученных с использованием различных интерпретационных технологий.  
*а) - результаты гравитационной томографии (аномалии от горизонтального слоя с эффективными глубинами 1 - 4 км); б) - результаты традиционной технологии (аномалии на уровне 750 м с предварительным геологическим редуцированием поля).  
 1 - границы трапповых мульд; 2 – глубинный разлом; 3 - рудоносные интрузии.*

Тем не менее, с каждым годом появляется все больше примеров успешного решения разнообразных геологических задач на основе гравитационной томографии. В первую очередь стоит упомянуть о результатах, полученных ГНПП «Аэрогеофизика» при использовании пакета программ СИГМА-3D [10, 11]. В частности, в работе [3] говорится о том, что «применение интерпретационной томографии показало ее достаточно высокую эффективность в самых разнообразных геологических условиях: Московская синеклиза, Прикаспий, Полярный Урал, Западная Сибирь и т.д.»

Существуют различные гипотезы, объясняющие высокую информативность томографического подхода к интерпретации [3, 12, 6 и др.]. В частности, в работе Ю.И. Блохом рассматриваются мультifractalные интерпретационные модели геологических сред, которые обеспечивают «сохранение достаточно устойчиво определяемых особых точек у функции, описывающей аномальное поле» для каждого крупного геологического объекта [13]. Это приводит к выводу о том, что «реально степень неоднозначности в грави- и магниторазведке гораздо меньше, нежели может показаться из рассмотрения классических теоретических примеров», который полностью разделяют авторы данной статьи.

5. В практике качественной интерпретации материалов гравиметрических съемок нередко говорят о т.н. «эффекте больших территорий». Суть его заключается в том, что для выявления закономерностей связи гравитационных аномалий с особенностями геологического строения, т.е. для решения задач геокартирования, необходимы достаточно крупные (применительно к масштабу исследований) площади, обеспечивающие полный охват изучаемых элементов структурно-тектонического строения с выходом за их пределы, в «нормальное поле».

В подавляющем большинстве случаев гравитационная томография используется при анализе весьма большого количества наблюдений, в которых присутствуют аномальные эффекты от разноранговых и разноглубинных геологических объектов, т.е. «эффект больших территорий» здесь присутствует. При этом пространственное распределение возмущающих

объектов не является хаотичным, а в той или иной степени упорядочено по оси глубин, например: неоднородности осадочного чехла и кристаллического фундамента в платформенных областях; одно-, двух- и трехъярусное строение рудных районов; внутрикоровые и мантийные границы при глубинных исследованиях и т.п. Диапазон изменения размеров изучаемых геологических объектов в плане ограничен снизу - масштабом исследований (мелкие объекты, не отвечающие сети наблюдений, становятся практически «невидимыми» либо создают некоторый уровень геологических помех), сверху – размерами площади исследований.

Использование частотной фильтрации (в явном или скрытом виде) при наличии вышеуказанных условий, предположительно, влечет за собой достаточно достоверное (не для отдельного тела, а для их совокупности в целом) отнесение возмущающих объектов к интервалам глубин их размещения. Попытку теоретического обоснования этому явлению можно найти в работе [14] А. Спектора и Ф. Гранта (Spector, Grant), которые представили в ней результаты определения статистических характеристик набора аномалиеобразующих тел по энергетическому спектру магнитного поля.

6. Можно предложить еще одну гипотезу для объяснения «механизма» геологической эффективности гравитационной томографии. Возможно, при переходе к анализу больших объемов цифровой гравиметрической информации мы столкнулись с проявлением в интерпретационных построениях общих свойств генерализации геоизображений [15]. Известно, что при дистанционном зондировании (ДЗ) Земли для получения информации о тектонических структурах, находящихся на различной глубине, используются космические снимки разного масштаба, а «уменьшение масштаба влечет за собой увеличение «глубинности» исследований» [15]. Выделяются различные виды генерализации: картографическая, дистанционная, динамическая и автоматическая (алгоритмическая).

Теперь рассмотрим в качестве исходных данных не результаты ДЗ, а гравитационное поле, а его преобразования в процессе томографической инверсии – как один из видов алгоритмической генерализации. Для одной и той же территории анализ геоизображений разного масштаба «становится средством исследования геосистем разного порядка, выявления их пространственной иерархии» [15]. Проявление новой информации о петроплотностных характеристиках некоторого глубинного слоя горных пород есть простое следствие того, что «процесс генерализации ведет к перестройке всего графического образа» и позволяет «получать качественно новые сведения, обнаруживать качественно новые закономерности» [15].

Весьма важным, на наш взгляд, элементом гравитационной томографии является возможность представления результатов интерпретации в виде блок-диаграммы (трехмерного картографического рисунка). Возможности мозга человека ограничены и допускают одновременный анализ не более 5-6 картографических признаков. Блок-диаграмма, отражающая особенности распределения поля или избыточной плотности) на 15-20 уровнях глубин дает принципиально новую информацию, относительно 15-20 отдельно рассматриваемых карт такого же содержания.

Кроме того, появилась возможность виртуального моделирования – т.е. блок-диаграммы являются программно-управляемыми: их можно разворачивать, наклонять относительно горизонта, строить сечения в различных плоскостях. Также нельзя сбрасывать со счетов возможности изменения цветовой гаммы изображений, что позволяет подчеркивать те или иные их детали.

Интерпретационные модели, использующиеся в гравитационной томографии, подразумевают собой «непрерывное» пространственное распределение плотности  $\sigma = \sigma(x_i, y_i, z_i)$ ,  $i=1, 2, \dots, kN$  в изучаемом объеме геологической среды. При этом не выдвигается априорных предположений о местоположении геологических границ (тел), выделение и оконтуривание которых выполняется уже после построения геоплотностной модели.

Ю.А. Косыгин предлагает следующую классификацию типов геологических границ, исходя из процедуры их выделения: резкостные (естественные); дизъюнктивные; условные

1, 2, 3 типов; произвольные. К условным границам 1 типа, он относит «поверхности (линии, точки), на которых отдельные свойства из совокупности свойств, по которым формализовано пространство, принимают некоторые фиксированные значения» и в частности – «изолинии, проводимые на магнитометрических и гравиметрических картах» [16]. С позиций геотектоники подобное «апостериорное» проведение «геофизических» границ представляет собой, по-видимому, наиболее правильный подход.

После построения и визуализации геоплотностной модели возникает система картографических образов (КО), отражающих «реальную или абстрактную геоструктуру (геосистему), являющуюся ее прообразом» [15]. В процессе качественной интерпретации осуществляется распознавание КО, направленное на получение новой геологической информации о среде. Некоторая степень свободы при этом обеспечивается различными вариантами проведения границ 1 типа внутри сеточной модели распределения плотностей  $\sigma = \sigma(x_i, y_i, z_i)$ . При этом определенные представления о геологическом строении у интерпретатора уже имеются.

Существует теория гештальта (Gestalt - в переводе с немецкого – «образ», «форма», «конфигурация»), характеризующая зрительное восприятие информации, в соответствии с которой «структура образов обладает динамичностью и стремится к равновесному состоянию, четкости, выразительности и осмысленности». Человеку свойственно восстанавливать скрытые (пропущенные), элементы КО, «дорисовывая» недостающие детали [15]. Таким образом, информация, считываемая с геоизображений, получаемых в результате гравитационной томографии, может оказаться существенно более содержательной, чем сведения о фиксированном местоположении геоплотностных границ, которые получают в результате решения обратных задач гравиметрии в заранее выбранных модельных классах источников («рудных», «структурных» и т.п.).

7. Развитие «томографического» подхода к интерпретации поля силы тяжести во многом обусловлено возросшими потребностями геофизической отрасли в оперативной интерпретации больших объемов цифровых данных и тесно связано с возросшими вычислительными возможностями компьютеров и новыми возможностями визуализации геоизображений. Авторы не ставили перед собой задачу систематизации и тем более - теоретического обоснования методов гравитационной томографии, а лишь предприняли попытку осмысления причин того бесспорного факта, что эти методы в последние годы начали широко и успешно применяться при изучении глубинного строения Земли, геокартировании, поисках и разведке полезных ископаемых.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Ващилов Ю.А. Гравиметрическая томография – новое направление изучения твердой оболочки Земли / Ю.А. Ващилов // Доклады РАН. - 1995. – Т. 343. – № 4. – С. 532 – 536.
2. Булах Е.Г., Левашов С.П. Построение геоплотностных моделей методом последовательного накопления и разрастания аномальных масс / Е.Г. Булах, С.П. Левашов // Изучение литосферы геофизическими методами (электромагнитные методы, геотермия, комплексная интерпретация). – Киев: Наук. думка, 1987. – С.37-47.
3. Бабаянц П.С., Блох Ю.И., Трусов А.А. Интерпретационная томография по данным гравиразведки и магниторазведки в пакете программ «СИГМА-3D» / П.С. Бабаянц, Ю.И. Блох, А.А. Трусов // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. Материалы 31 сессии Междунар. семинара им. Д.Г.Успенского. – М., ОИФЗ РАН, 2004. – С 88-89.
4. Новоселицкий В.М., Простолупов Г.В. Векторная обработка гравиметрических наблюдений с целью обнаружения и локализации источников аномалий / В.М. Новоселицкий, Г.В. Простолупов // Геофизика и математика. – М.: ИОФЗ РАН, 1999. – С.104-107.
5. Новоселицкий В.М., Бычков С.Г., Чадаев М.С., Щербинина Г.П., Простолупов Г.В. Основные технологии векторной обработки и интерпретации гравитационных и магнитных полей / В.М. Новоселицкий, С.Г. Бычков, М.С. Чадаев, Г.П. Щербинина, Г.В. Простолупов // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и

- электрических полей. Материалы 28-сессии Международного семинара им. Д.Г.Успенского. – М.: ОИФЗ РАН, 2001. – С. 71-72.
6. Бычков С.Г. Современные технологии интерпретации гравиметрических данных при исследованиях на нефть и газ / С.Г. Бычков // Электронный научный журнал «Нефтегазовое дело». – 2005. – [http://www.ogbus.ru/authors/Bychkov/Bychkov\\_1.pdf](http://www.ogbus.ru/authors/Bychkov/Bychkov_1.pdf). – 22 с.
  7. Мартышко П.С., Новоселицкий В.М., Пруткин И.Л. О разделении источников гравитационного поля по глубине / П.С. Мартышко, В.М. Новоселицкий, И.Л. Пруткин // Электронный научно-информационный журнал "Вестник отделения наук о Земле РАН". – 2002. – № 1(20). – [www.scgis.ru/russian/cp1251/h\\_dgggms/1-2002/scpub-7.htm#begin](http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dgggms/1-2002/scpub-7.htm#begin).
  8. Долгаль А.С., Д.Ф. Калинин Д.Ф., Олешкевич О.И, Симонов О.Н. Применение компьютерных технологий интерпретации геопотенциальных полей при прогнозировании платино-медно-никелевого оруденения / А.С. Долгаль, Д.Ф. Калинин, О.И. Олешкевич, О.Н. Симонов // Разведка и охрана недр, 2006. – № 8. – С. 57-65.
  9. Новоселицкий В.М., Долгаль А.С., Бычков С.Г. Новый алгоритмический базис технологии векторного сканирования геопотенциальных полей / В.М. Новоселицкий, А.С. Долгаль, С.Г. Бычков // Геофизические исследования Урала и сопредельных регионов. Материалы Международной конференции, посвященной 50-летию Института геофизики УрО РАН. – Екатеринбург: ИГФ УрО РАН, 2008. – С. 183-186.
  10. Бабаянц П.С., Блох Ю.И., Буш В.А., Трусов А.А. Интерпретация аэрогеофизических данных при поисках месторождений нефти и газа / П.С. Бабаянц, Ю.И. Блох, В.А. Буш, А.А. Трусов // Разведка и охрана недр. – 2006. – № 5. – С. 13-18.
  11. Бабаянц П.С., Блох Ю.И., Зубов Е.И., Лаврова Т.Ю., Трусов А.А. Интерпретация аэрогеофизических данных при поисках месторождений твердых полезных ископаемых / П.С. Бабаянц, Ю.И. Блох, Е.И. Зубов, Т.Ю. Лаврова, А.А. Трусов // Разведка и охрана недр. – 2006. – № 5. – С. 18 - 27.
  12. Петришевский А.М. Первые приближения к гравитационной томографии: принципиальные подходы, методика и геологические результаты / А.М. Петришевский // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. Материалы 30-сессии Международного семинара им. Д.Г.Успенского. Казань, КГУ, 2009. – С. 255-258.
  13. Блох Ю.И. Проблема адекватности интерпретационных моделей в гравиразведке и магниторазведке / Ю.И. Блох // Геофизический вестник. – 2004. – №6. – С.10-15.
  14. Spector A., Grant F.S. Statistical models for interpreting aeromagnetic data / Spector A., Grant F.S. // Geophysics. – 1970. – vol. 35. – № 2. – P. 293-302.
  15. Берлянд А.М. Теория геоизображений. – М: ГЕОС, 2006. – 262 с.
  16. Косыгин Ю.А. Основы тектоники. – М.: Недра, 1974. – 216 с.

\*\*\*\*\*

УДК 550.83

**Схематическая карта рельефа основного сейсмогеологического раздела М северо-Западного сегмента Западно-Сибирской геосинеклизы**

*В.С. Дружинин (343) 267 88 81, ф. (343) 267 88 72, [druvs@mail.ru](mailto:druvs@mail.ru)  
Н.И. Начапкин (343) 267 95 59, ф. (343) 267 88 72, [Nachapkin@mail.ru](mailto:Nachapkin@mail.ru)  
В.Ю. Осипов, [usc\\_slava@mail.ru](mailto:usc_slava@mail.ru)*

*Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург, Россия*

Введение. При решении поставленной задачи необходимо учитывать два наиболее важных фактора: 1) редкая сеть профилей ГСЗ и часто неудачное их расположение относительно аномалий потенциальных полей; 2) разное толкование подошвы земной коры, особенно при наличии переходного мегакомплекса в низах коры, характерного

преимущественно для активных пограничных структур литосферы. Разница в представлениях авторов по одному и тому же исходному материалу может достигать 10-15 км [1, 5].

По нашему мнению следует ориентироваться на основной сейсмогеологический раздел М между породами земной коры, включая переходный мегакомплекс с промежуточными характеристиками физических параметров, и относительно слабо измененных комплексов верхней мантии. Единственным пока решением при наличии крайне редкой сети профилей ГСЗ, является привлечение аномального гравитационного поля, которое содержит информацию о подошве земной коры как границы с существенным скачком плотностей.

Наиболее четко это продемонстрировано в работе Семенова Б.Г. (1990 г.) [6]. Вначале определялась зависимость  $\Delta g_M = f(H_M)$ , притом за границу М, как основного сейсмогеологического раздела между корой и верхней мантией, принимались поверхности, указанные на сейсмических разрезах ГСЗ. Затем по этой зависимости для однородных массивов поля  $\Delta g$  определялось положение М в межпрофильном пространстве. Составлялась таким способом карта мощностей земной коры всего Уральского региона М 1:1000 000. Однако при этом не учитывались ошибки, которые могут быть связаны с аномальным графиком указанной зависимости в виду неудачного положения профиля ГСЗ относительно аномалий гравитационного поля (вдоль простирания), а также с многофакторным характером указанной зависимости. Учесть все эти ошибки практически невозможно. Но самое главное, при таком подходе отсутствует контроль правильности решения задачи. По нашему мнению, такой контроль может быть осуществлен в рамках объемного моделирования.

В представленной работе раздел М между породами земной коры и слабоизмененными комплексами верхней мантии построен по результатам объемного плотностного моделирования верхней части литосферы, предположительно изостатически уравновешенной на глубине 80 км. Данный вопрос о подобном моделировании подробно рассмотрен в ряде публикаций авторов [3, 4].

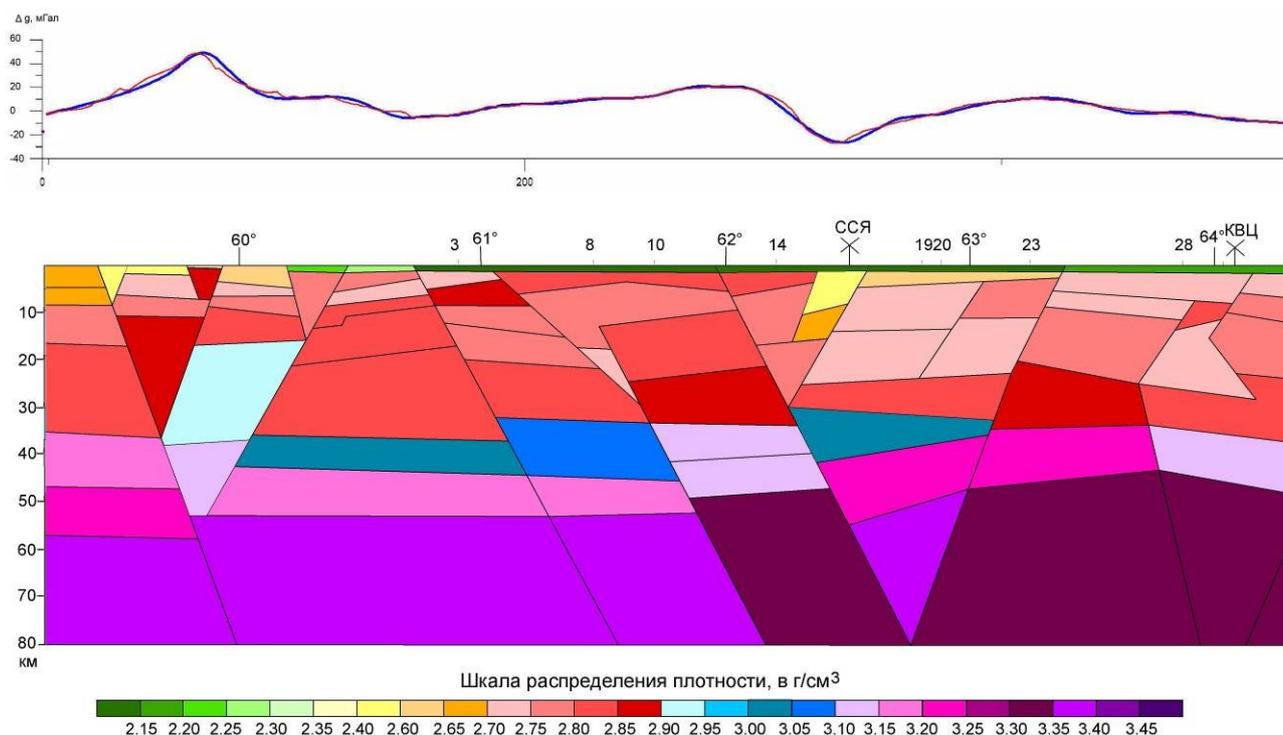


Рис. 1. Плотностная 2D модель верхней части литосферы по профилю В.Нильдино-Казым

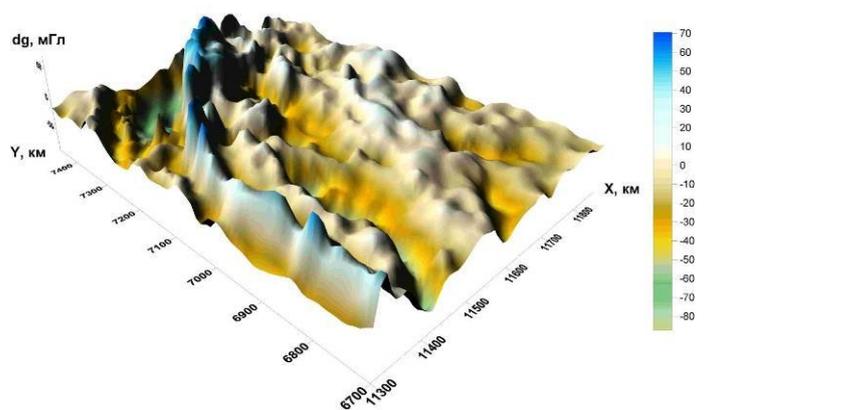
Методика составления схематической карты рельефа основного раздела М.

На рис. 1 приведен фрагмент расчетной плотностной модели по одному из профилей северо-западного сектора Западно-Сибирской геосинеклизы. Таких разрезов на рассматриваемой территории было 5, в основном, расположенных в южной части территории.

За поверхность основного раздела принята плотностная граница ниже которой, расчетные плотности имеют величину  $G_p \geq 3,30 \text{ г/см}^3$ . В работе [2] приведена разломно-блоковая модель верхней мантии, как составная основная часть объемной модели верхней части литосферы, подобранной под наблюдаемое поле  $\Delta g$  с погрешностью 6-8 мГал (рис. 2).

Схематическая карта основного раздела М составлена по данным на расчетных профилях ГСЗ и средним значениям глубины залегания для блоков в межпрофильном пространстве. Полученная таким образом карта М приведена на рис. 3. Здесь же приведено районирование структур I порядка с учетом особенностей глубинного строения [2].

а)



б)

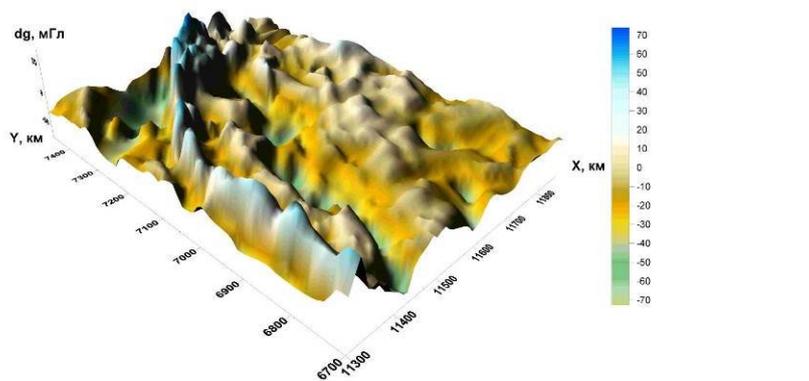


Рис. 2. Наблюдаемое (а) и расчетное (б) гравитационное поле  $\Delta g$ .

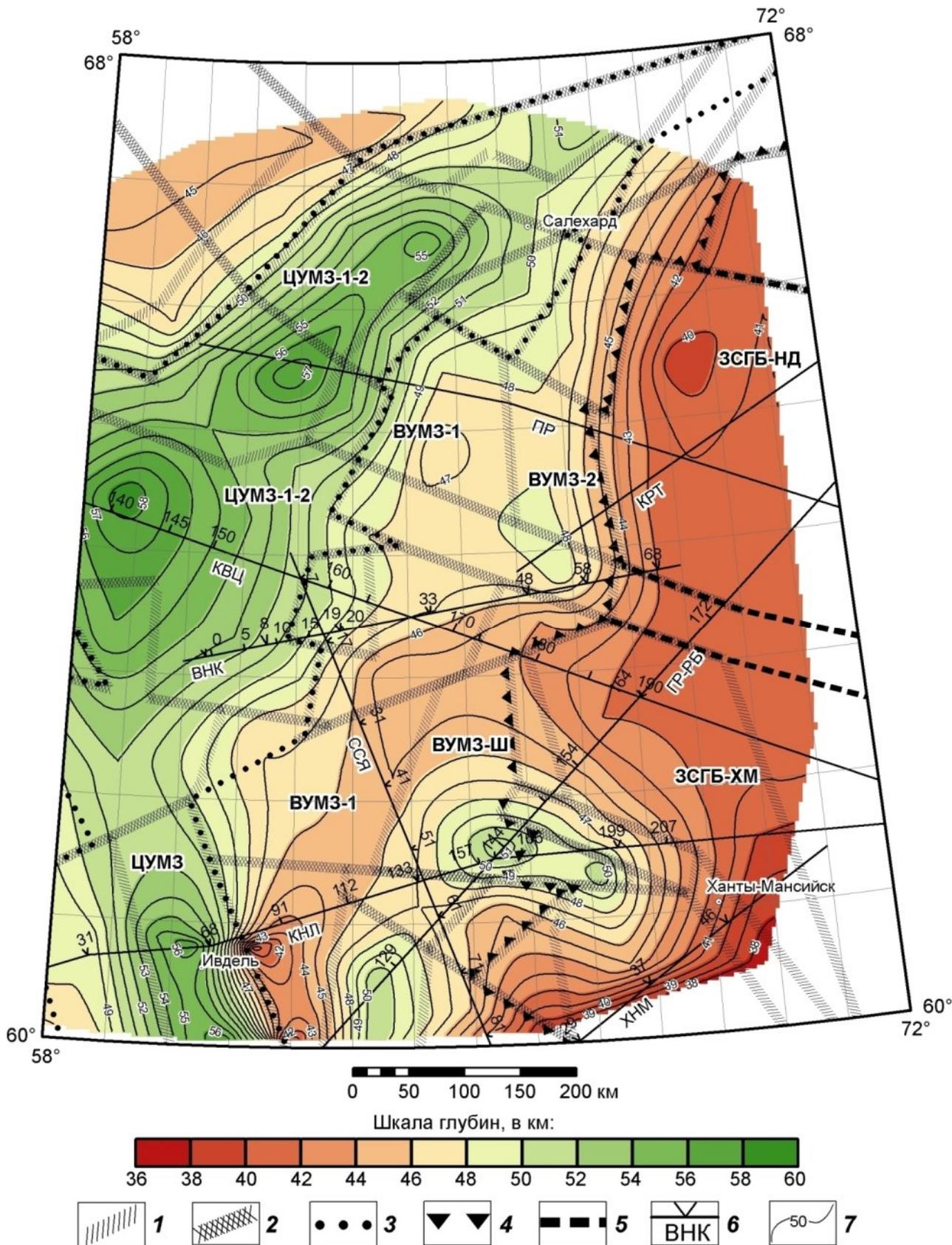


Рис. 3. Схематическая карта рельефа основного сейсмогеологического раздела М ( $\sigma \geq 3,3 \text{ г/см}^3$ )

Условные обозначения к рис. 3: **1** – Пограничные структуры (возможно, зоны глубинных разломов) между блоками поперечной зональности преимущественно субмеридиональной направленности; **2** – Пограничные структуры между блоками продольной зональности, возможно, зоны субширотных дислокаций; Контуры Центральной Уральской мегазоны/мегазоны Уралид (3-4): **3** – Центрально-Уральская мегазона; **4** – Восточно-Уральская мегазона в составе трех блоков: ВУМЗ-1, ВУМЗ-2, ВУМЗ-III (Шеркалинская структура), и одновременно западная граница Западно-Сибирского геоблока (ЗСГБ) в составе: **5** – НД - Надымский мегаблок, ХМ - Ханты-Мансийский мегаблок; **6** – Профили ГСЗ и геотраверсы: КВЦ – геотраверс Кварц, ВНК – профиль ГСЗ Верхненильдино-Казым, ССЯ – профиль ГСЗ Сев. Сосьва – Ялуторовск, ГР (РБ-2) – геотраверс Гранит (Рубин-2), КРЛ – Красноленинский профиль ГСЗ, КРТ – геотраверс «Кратон»; **7** – Изогипсы рельефа основного сейсмогеологического раздела М, в км.

#### **Выводы:**

1. Представленная схема-карта рельефа основного раздела М в масштабе 1:2500 000 является на данном этапе глубинных геофизических исследований наиболее обоснованной и вероятной информацией о мощности земной коры, включая переходный мегакомплекс в низах коры.

2. Не решенной проблемой является повышение детальности информации об основном разделе М. На данном этапе исследований для этих целей следует опробовать различные варианты анализа (разложение) аномалий поля  $\Delta g$  как в профильном, так и объемном вариантах.

3. Для решения проблемы с переходным мегакомплексом в низах коры (глубина  $>35$  км) необходимо использовать принцип аналогий волновых картин; к примеру, переходный комплекс в отрицательных структурах первого сейсмогеологического этажа (грабены, рифты, впадины). Но нельзя спекулировать на факте большой глубины залегания К-М.

#### **ЛИТЕРАТУРА**

1. Дружинин В.С., Егоркин А.В., Кашубин С.Н. Новые данные о глубинной структуре Урала и прилегающих к нему областей по данным ГСЗ. // Докл. АН СССР, 1990, 315, № 5, с. 1086-1090.
2. Дружинин В.С., Колмогорова В.В., Начапкин Н.И., Осипов В.Ю., Брехунцов А.М., Нестеров И.И. (мл.), Плесовских И.А. Карта доюрских вещественных комплексов с-з части Западно-Сибирской равнины на основе объемной модели земной коры. Отечественная геология № 1, 2009, с. 104-112.
3. Дружинин В.С., Начапкин Н.И., Ладовский И.В., Колмогорова В.В., Осипов В.Ю. Методика плотностного моделирования на профилях ГСЗ. Изменяющаяся геологическая среда: пространственно-временные взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов: Материалы Международной конференции. Том I: г. Казань; 13-16 ноября, Казанский гос. Ун-т, Казань, 2007. С. 98-102.
4. Дружинин В.С., Начапкин Н.И., Ладовский И.В., Колмогорова В.В., Осипов В.Ю. Методика составления плотностных моделей верхней части литосферы по профилям ГСЗ. Материалы Международной конференции, посвященной 50-летию Института геофизики УрО РАН. – Екатеринбург: ИГф УрО РАН. 2008. С. 76-80.
5. Егоркин А.В. Строение земной коры по сейсмическим геотраверсам. // Глубинное строение территории СССР. – М.: Наука, 1991, с. 118-135.
6. Семенов Б.Г., Ананьева Е.М., Екидина Н.Я. и др. О глубинной структуре земной коры Урала и прилегающей к нему территории. // Геотектоника, 1983, № 4, с. 37-47.

\*\*\*\*\*