

**48-я СЕССИЯ МЕЖДУНАРОДНОГО НАУЧНОГО СЕМИНАРА
ИМ. Д.Г. УСПЕНСКОГО – В.Н. СТРАХОВА**

Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей

**24–28 января 2022 г.
ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург**

СБОРНИК НАУЧНЫХ ТРУДОВ



Федеральное агентство по недропользованию
Всероссийский научно-исследовательский геологический институт
им. А.П. Карпинского
Министерство науки и высшего образования Российской Федерации
Санкт-Петербургский горный университет

ВОПРОСЫ ТЕОРИИ И ПРАКТИКИ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ

Материалы 48-й сессии Международного научного семинара
им. Д. Г. Успенского – В. Н. Страхова
24–28 января 2022 г.

Сборник научных трудов

Санкт-Петербург
Издательство ВСЕГЕИ
2022

УДК 550.83.015.05
ББК 26.20
В 74

Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей.
В 74 Материалы 48-й сессии Международного научного семинара им. Д.Г. Успенского – В.Н. Страхова (24–28 января 2022 г., Санкт-Петербург). Сборник научных трудов. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2022. – 310 с.

ISBN 978-5-00193-153-9

В сборнике представлены материалы докладов 48-й сессии Международного научного семинара им. Д.Г. Успенского – В.Н. Страхова «Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей». Материалы семинара отражают современное состояние теории и практики интерпретации геофизических данных. Рассмотрены теоретические аспекты, опыт практического применения, современные компьютерные технологии и алгоритмы обработки и интерпретации геофизических полей.

Публикуемые материалы адресованы широкому кругу специалистов – геофизиков, занимающихся вопросами теории и практики геофизических исследований, и могут быть полезны для студентов, аспирантов, преподавателей высших учебных заведений геолого-геофизического профиля, работников, занятых в геологической сфере.

Редколлегия

П.С. Бабаянц, Ю.И. Блох, А.А. Булычев, В.Н. Глазнев,
А.С. Долгаль, Д.Ф. Калинин, П.С. Мартышко, В.О. Михайлов,
А.А. Никитин, В.И. Старостенко, С.А. Тихоцкий

Издается в авторской редакции

ISBN 978-5-00193-153-9

© Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, 2022
© Санкт-Петербургский горный университет, 2022

ОБРАТНАЯ ЗАДАЧА ЭЛЕКТРОДИНАМИКИ БИАНИЗОТРОПНЫХ СРЕД НА ОСНОВЕ ОБЪЕМНЫХ ИНТЕГРАЛЬНЫХ УРАВНЕНИЙ

П.Н. Александров¹, В.Н. Кризский²

1 – Центр ГЭМИ, филиал Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Троицк
2 – Санкт-Петербургский горный университет, г. Санкт-Петербург, *Krizskiy_VN@pers.spmi.ru*

Рассматриваются уравнения Максвелла для бианизотропных сред вида [1].

$$\operatorname{rot} \mathbf{H} = \sigma \mathbf{E} + \alpha \mathbf{H} + \mathbf{J}^{\text{ext}}, \quad (1)$$

$$\operatorname{rot} \mathbf{E} = -i\omega(\mu \mathbf{H} + \beta \mathbf{E}) + \mathbf{B}^{\text{ext}}. \quad (2)$$

Здесь и далее $i = \sqrt{-1}$; \mathbf{H} – вектор напряженности магнитного поля, \mathbf{E} – вектор напряженности электрического поля для возбуждаемых соответствующими компонентами стороннего тока \mathbf{J}^{ext} и индукции \mathbf{B}^{ext} , ω – частота; σ , μ , α , β – электромагнитные параметры неоднородной среды; σ_0 , μ_0 , α_0 , β_0 – электромагнитные параметры вмещающей среды.

Вводя вектор $\mathbf{X} = \begin{pmatrix} \mathbf{E} \\ \mathbf{H} \end{pmatrix}$ и воспользовавшись леммой Лоренца, получим векторные объёмные интегральные уравнения для случая бианизотропных сред

$$\mathbf{X} = \int_V \begin{pmatrix} \hat{Q}_e(\sigma - \sigma_0^T) - i\omega \hat{G}_e(\beta - \beta_0^T) & -i\omega \hat{G}_e(\mu - \mu_0^T) + \hat{Q}_e(\alpha - \alpha_0^T) \\ \hat{Q}_h(\sigma - \sigma_0^T) - i\omega \hat{G}_h(\beta - \beta_0^T) & -i\omega \hat{G}_h(\mu - \mu_0^T) + \hat{Q}_h(\alpha - \alpha_0^T) \end{pmatrix} \mathbf{X} dv + \mathbf{X}^f,$$

где $\mathbf{X}^f = \int_{V_s} \begin{pmatrix} \hat{Q}_e & \hat{G}_e \\ \hat{Q}_h & \hat{G}_h \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \mathbf{J}^{\text{ext}} \\ \mathbf{B}^{\text{ext}} \end{pmatrix} dv$, \hat{Q}_e , \hat{G}_e , \hat{Q}_h , \hat{G}_h – тензорные функции Грина с известными электромагнитными параметрами вмещающей среды.

Найдем неизвестные электромагнитные параметры σ , μ , α , β неоднородностей.

Переходя от интегралов к суммам получим систему уравнений

$$\mathbf{X}^p = G_v^p \Delta S \mathbf{X}_v + \mathbf{X}_p^s,$$

где индексы означают: p – точку наблюдения, s – точку источника, v – точку в неоднородности; ΔS – квадратная матрица электромагнитных параметров, имеющая квазидиагональный (принципиально для дальнейших вычислений) вид

$$\Delta S = \begin{pmatrix} \Delta S_1 & [0] & \vdots & [0] \\ [0] & \Delta S_2 & \vdots & [0] \\ \dots & \dots & \vdots & \dots \\ [0] & [0] & \vdots & \Delta S_N \end{pmatrix}, \quad (3)$$

где подматрицы ΔS_j есть тензоры избыточных электромагнитных параметров (размерности 6×6 элементов; в общем случае, 36 параметров) j -го элемента объёма всей неоднородности V , состоящей из N элементов; \mathbf{X}_p^s – первичное поле от источника в точке наблюдения; \mathbf{X}_v – поле в неоднородности; \mathbf{X}^p – поле в точке наблюдения (как разность потенциалов); G_v^p – передаточная матрица от неоднородности в точку наблюдения, размерности $K \times 6N$, K – количество точек наблюдения.

Найдем поле в неоднородностях $\mathbf{X}_v = G_v^v \Delta S \mathbf{X}_v + \mathbf{X}_v^s$, откуда $\mathbf{X}_v = ([1] - G_v^v \Delta S)^{-1} \mathbf{X}_v^s$. Следовательно $\mathbf{X}^p = G_v^p \Delta S \mathbf{X}_v + \mathbf{X}_p^s = G_v^p \Delta S ([1] - G_v^v \Delta S)^{-1} \mathbf{X}_v^s + \mathbf{X}_p^s$. Здесь \mathbf{X}_v^s – поле от источника в неоднородность – вычисляется через функцию Грина вмещающей среды, \mathbf{X}_p^s – первичное поле в точке наблюдения – вычисляется через функцию Грина вмещающей среды.

Для конкретного источника с номером k имеем

$$\mathbf{X}_k^p = G_v^p \Delta S ([1] - G_v^v \Delta S)^{-1} \mathbf{X}_v^{s_k} + \mathbf{X}_p^{s_k} = G_v^p (\Delta S^{-1} - G_v^v)^{-1} \mathbf{X}_v^{s_k} + \mathbf{X}_p^{s_k}.$$

Здесь воспользовались правилом $(AB^{-1}) = (BA^{-1})^{-1}$, где A и B – некоторые неособенные квадратные матрицы.

Используя дополнительные источники, введем составные матрицы $X = [\mathbf{X}_1^p, \mathbf{X}_2^p, \mathbf{X}_3^p, \dots]$, $Y = [\mathbf{X}_v^{s_1}, \mathbf{X}_v^{s_2}, \mathbf{X}_v^{s_3}, \dots]$, $Z = [\mathbf{X}_p^{s_1}, \mathbf{X}_p^{s_2}, \mathbf{X}_p^{s_3}, \dots]$. Перейдем от векторной системы уравнений к матричной $X = G_v^p (\Delta S^{-1} - G_v^v)^{-1} Y + Z$.

Для переопределенной и нормально определенной системы, из цепочки уравнений

$$\begin{aligned} X &= G_v^p (\Delta S^{-1} - G_v^v)^{-1} Y + Z, \\ X - Z &= G_v^p (\Delta S^{-1} - G_v^v)^{-1} Y, \\ G_v^{pT} (X - Z) &= G_v^{pT} G_v^p (\Delta S^{-1} - G_v^v)^{-1} Y, \\ (G_v^{pT} G_v^p)^{-1} G_v^{pT} (X - Z) &= (\Delta S^{-1} - G_v^v)^{-1} Y, \\ (\Delta S^{-1} - G_v^v) (G_v^{pT} G_v^p)^{-1} G_v^{pT} (X - Z) &= Y, \end{aligned}$$

$$\text{получим } \Delta S^{-1} (G_v^{pT} G_v^p)^{-1} G_v^{pT} (X - Z) = Y + G_v^v (G_v^{pT} G_v^p)^{-1} G_v^{pT} (X - Z). \quad (4)$$

Размерности матриц, входящих в систему уравнений (4): $[Z]_{m \times n}$, $[X]_{m \times n}$, где m – количество приемников с учетом размерности измеренного вектора в точке наблюдения (размерности 6×1), n – количество источников с учетом размерности вектора стороннего тока в точке источника (размерности 6×1); $[Y]_{k \times n}$, $[\Delta S]_{k \times k}$, $[G_v^p] = m \times k$, $[G_v^p]^T_{k \times m}$, где k – количество неоднородностей. Тогда

$$[(G_v^{pT} G_v^p)^{-1} G_v^{pT} (X - Z)]_{((k \times m)(m \times k))^{-1}(k \times m)(m \times n)} = [(G_v^{pT} G_v^p)^{-1} G_v^{pT} (X - Z)]_{k \times n}.$$

Запишем (4) в виде $\Delta S^{-1} A = B$, где

$$A = (G_v^{pT} G_v^p)^{-1} G_v^{pT} (X - Z) = \{a_{ij}\}, \quad B = Y + G_v^v (G_v^{pT} G_v^p)^{-1} G_v^{pT} (X - Z) = \{b_{ij}\}.$$

Последнее уравнение, с учетом представления (3), разбивается на отдельные уравнения по следующе схеме

$$\begin{pmatrix} \Delta S_1^{-1} & [0] & \vdots & [0] \\ [0] & \Delta S_2^{-1} & \vdots & [0] \\ \dots & \dots & \vdots & \dots \\ [0] & [0] & \vdots & \Delta S_N^{-1} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} a_{11} & a_{12} & \vdots & a_{1M} \\ a_{21} & a_{22} & \vdots & a_{2M1} \\ \dots & \dots & \vdots & \dots \\ a_{N1} & a_{N2} & \vdots & a_{NM} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} b_{11} & b_{12} & \vdots & b_{1M} \\ b_{21} & b_{22} & \vdots & b_{2M1} \\ \dots & \dots & \vdots & \dots \\ b_{N1} & b_{N2} & \vdots & b_{NM} \end{pmatrix}.$$

Отсюда, нахождение искоемых параметров разбивается на решение отдельных систем матричных уравнений:

$$\begin{aligned} \Delta S_1^{-1} (a_{11} \quad a_{12} \quad \dots \quad a_{1M}) &= (b_{11} \quad b_{12} \quad \dots \quad b_{1M}), \\ \Delta S_2^{-1} (a_{21} \quad a_{22} \quad \dots \quad a_{2M}) &= (b_{21} \quad b_{22} \quad \dots \quad b_{2M}), \\ \dots & \dots \\ \Delta S_N^{-1} (a_{N1} \quad a_{N2} \quad \dots \quad a_{NM}) &= (b_{N1} \quad b_{N2} \quad \dots \quad b_{NM}). \end{aligned}$$

Здесь M – количество источников. Подматрицы a_{ij} имеют размеры 6×1 . Для разрешимости каждого из этих уравнений необходимо минимум 6 источников.

Параметры среды могут быть вычислены для каждой частоты, что позволяет определять частотную зависимость электромагнитных параметров горной породы.

Выводы

Рассмотренный подход к решению обратных задач геоэлектрики приводит к решению системы линейных алгебраических уравнений, что упрощает анализ устойчивости, точности и разрешающей способности геофизических методов по решению геологических задач.

Единственным требованием к данной постановке обратных задач является требование линейности материальных уравнений. При этом электромагнитные параметры могут зависеть от частоты и, следовательно, решение обратной задачи на основе изложенного подхода позволяет восстанавливать их частотную зависимость.

Новизной данного подхода является использование таких типов источников и такого их количества, которые позволяют сформулировать линейную постановку обратных задач геофизики. Это накладывает определенные требования к аппаратуре и системам полевых наблюдений.

Исследования выполнены в рамках гос. заданий ИФЗ им. О.Ю. Шмидта РАН № 0144-2014-0111 и СПбГУ № FSRW-2020-0014.

1. Александров П.Н. Эффективные электромагнитные параметры капиллярной системы электропроводности горной породы // Физика Земли. 2000. № 2. С. 87–94.

ПРОЯВЛЕНИЕ РАЗНОРАНГОВЫХ РУДНЫХ СИСТЕМ В ГЕОХИМИЧЕСКОМ И ГРАВИТАЦИОННОМ ПОЛЯХ

С.Г. Алексеев¹, Н.П. Сенчина², М.Б. Штокаленко³

1 – ЗАО КЦ «Росгеофизика», г. Санкт-Петербург, sga49@mail.ru

2 – Санкт-Петербургский горный университет, г. Санкт-Петербург, n_senchina@inbox.ru

3 – г. Санкт-Петербург, mihkelshhtokalenko@rambler.ru

Реферат. На конкретных примерах показано соответствие отображений разноранговых рудных систем крупных и уникальных месторождениями в геохимическом и гравитационном полях. Это позволяет разработать модели таких систем для их прогноза и оценки ресурсов полезного ископаемого.

Проблема увеличения глубинности геологических исследований предполагает комплексное использование геологических, геохимических и геофизических методов. Для успешного применения этих методов необходимо иметь представление о моделях объекта поиска. На различных стадиях геологоразведочных работ такие модели необходимы не только для отдельных месторождений, но и при картировании рудных полей, узлов, районов и даже минерагенических провинций. Комплексирование методов и приемов обработки данных увеличивает надежность опосредованного поиска территорий, а также оценки прогнозных ресурсов.

В работах И.С. Гольдберга и др. были выявлены общие закономерности распределения содержаний химических элементов в различных регионах мира при всем разнообразии геологических условий и типов рудных месторождений. Каждая система от ранга рудной провинции до района, узла, поля и отдельного месторождения состоит из области выноса (деплетирования) и привноса (ядерной части) рудообразующих элементов. Выделение таких систем позволяет не только определить положение перспективного объекта, но и оценить ресурсы полезного ископаемого по площади зоны деплетирования (технология IONEX) [5].

Площади таких зон для регионов с крупными и уникальными месторождениями составляют тысячи квадратных километров.

Параллельно, при томографической обработке результатов гравиразведки была установлена приуроченность рудных районов с крупными и уникальными месторождениями золота, урана, полиметаллов и железа к воронкообразным структурам, характеризующимся пониженной плотностью горных пород [1, 3, 9]. На ряде полиметаллических месторождений показана связь размеров структур (объема) с ресурсами полезного ископаемого. Рудные узлы и поля месторождений располагались в пределах таких структур над блоками пород повышенной плотности. В качестве примера на рис. 1. приведены разрезы распределения избыточной плотности по профилям, пересекающим рудные районы ряда месторождений золота и урана [1]. Инверсия поля в нижнее полупространство проводилась по методике М.Б. Штокаленко [10].

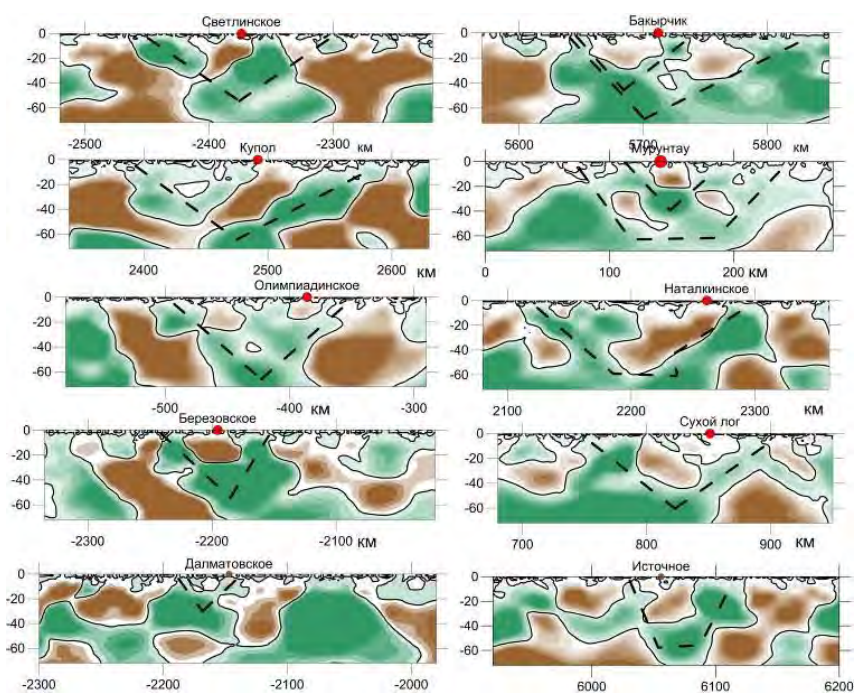


Рис. 1. Распределение избыточной плотности пород по профилям, пересекающим крупные месторождения золота

Светлинское (Челябинская обл.), Купол (Чукотский АО), Олимпиадинское (Красноярский край), Березовское (Свердловская обл.), Бакырчик (Казахстан), Мурунтау (Узбекистан), Наталкинское (Магаданская обл.), Сухой Лог (Иркутская обл.) и урана Далматовское (Курганская обл.) и Источное (Бурятия) [3]

При рассмотрении приведенных разрезов следует отметить, что предлагаемые методы инверсии поля в нижнее полупространство, в отличие от других способов трансформации, позволяют визуализировать особенности этих полей на каждой точке наблюдения без какой-либо потери информации. Это доказывается совпадением полей: исходного и от расчетного разреза. Отдельно следует остановиться на расчетных глубинах получаемых слоев (срезов) распределения плотности. Они показывают максимально возможные (предельные) значения глубин.

В работе И.С. Гольдберга была продемонстрирована связь геохимических систем рудных провинций золота, молибдена и полиметаллов США с площадями, характеризующимися пониженными значениями гравитационного поля [6].

Целью настоящей работы является дальнейшее накопление данных по совместному рассмотрению результатов геохимических и гравиразведочных исследований над разноранговыми минерагеническими системами. В комплексе эти данные позволят разработать модели таких систем не только для их прогноза и оценки ресурсов, но и для понимания процессов их образования.

Полиметаллические месторождения Аляски. Пример применения технологии IONEX на территории Аляски для оконтуривания рудных провинций рассмотрен И.С. Гольдбергом [4]. На основании ранее проведенных работ все известные месторождения на этой территории были оконтурены по границам локализации выявленных свинцово-цинковых месторождений (рис. 2.1) [11] в виде одиннадцати рудных районов. Прогнозная оценка перспективности остальной площади при таком подходе остается неопределенной.

На основании результатов опробования коренных пород (сеть 40×40 км) по повышенным концентрациям цинка выделяются две основные провинции: северная и южная (рис. 2.2). Каждая из провинций, в соответствии с геохимической структурой биполярных систем, имеет ядерную часть (с повышенными содержаниями цинка – 67–68 и 63–64 параллели), окаймляемую зонами деплетирования. На основании этих данных дальнейшие поиски свинцово-цинковых месторождений на территории Аляски должны проводиться только в пределах ядерных частей геохимических систем.

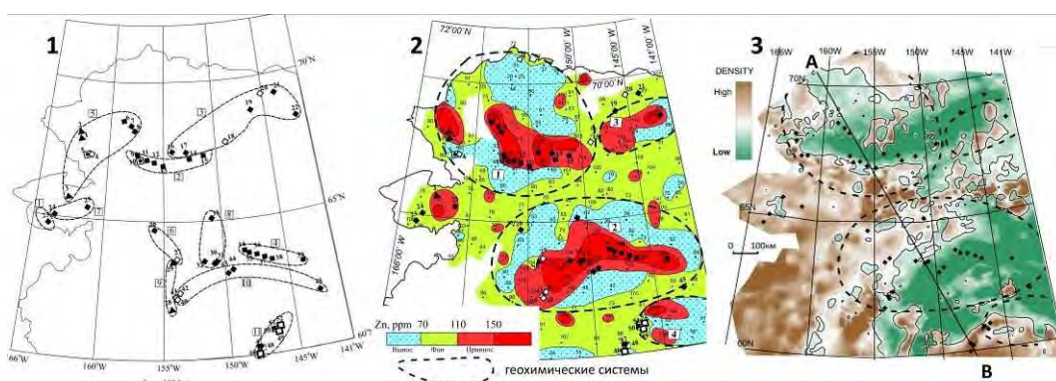


Рис. 2. Отражение рудных провинций цинка на территории Аляски в геохимическом и гравитационном полях

1 – положение основных месторождений цинка и рудные пояса по W.J. Nokleberg [10]; 2 – геохимические системы по данным И.С. Гольдберга [4], выделенные на основании содержаний цинка в коренных породах; 3 – гравитационное поле Аляски в редукции Буге с месторождениями цинка

Сопоставляя положение выделенных рудных провинций с картой гравитационного поля Аляски (рис. 2.3), особенно положение ядерных частей рис. 2.2, можно отметить, что они располагаются в областях относительно пониженных значений гравитационного поля. Карта составлена по данным наблюдений гравитационного поля Аляски в редукции Буге с поправкой за рельеф (сайт геологической службы США-USGS). Средняя плотность наблюдений составляла 1 точка на 10 км². Матрица поля составлена с шагом 1×1 км.

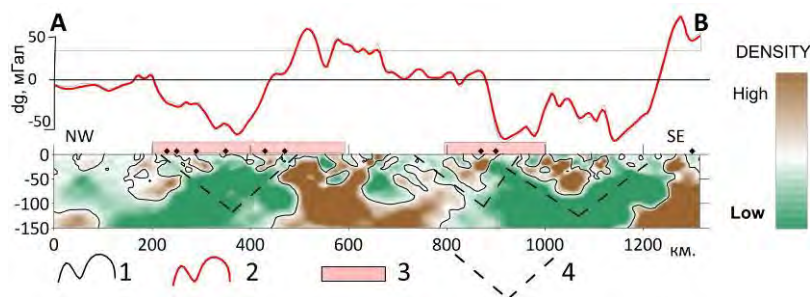


Рис. 3. Распределение избыточной плотности и графики исходного (1) и расчетного от полученного разреза (2) полей по линии А–В (рис. 2.3). 3 – положение ядерных частей геохимических систем (рис. 2.2) на линии профиля. 4 – контуры воронкообразных структур пониженной плотности

Наиболее четко приуроченность этих провинций к областям разуплотнения пород иллюстрируется на разрезе распределения избыточной плотности по профилю А–В (рис. 3), положение которого показано на рис. 2.3.

Рудные поля основных месторождений полиметаллов расположены над небольшими участками уплотненных пород, которые, в свою очередь, размещаются в пределах воронкообразных структур пониженной плотности. Максимальная интенсивность региональных отрицательных аномалий составляет 50 мГал, а в их пределах локальных, положительных – единицы мГал. Обращает на себя внимание интервал профиля от 1000 до 1100 км, который также может считаться потенциально перспективным.

Урано-молибденовые месторождения Стрельцовского рудного района. На рис. 4.1 приведена карта распределения урана, построенная по данным анализа проб по сети 5×5 км.

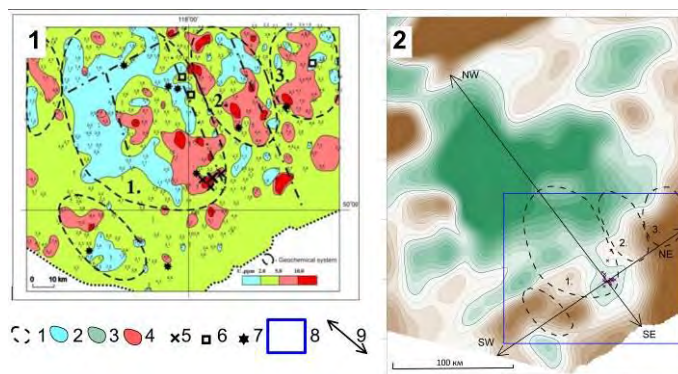


Рис. 4. Распределение концентраций урана в коренных породах на площади Стрельцовского рудного района, по И.С. Гольдбергу [7], и карта поля силы тяжести части листа М50 (4.2), составленная на основании съемок масштаба 1 : 2 500 000

1 – биполярные геохимические системы; 2 – области деплетирования; 3 – фоновые концентрации; 4 – области обогащения; 5 – Mo-U месторождения; 6 – Pb-Zn месторождения; 7 – месторождения флюорита; 8 – контур площади 4.1 на карте поля силы тяжести; 9 – линии разрезов распределения расчетных значений избыточной плотности при инверсии поля в нижнее полупространство

Основные месторождения урана, представляющие Антей-Стрельцовский рудный узел, выявлены в геохимической системе 1 (рис. 4.1). Размер этой геохимической системы порядка 5000 км^2 , зоны деплетирования – 3000 км^2 , при этом возможно ее продолжение в северо-западном направлении.

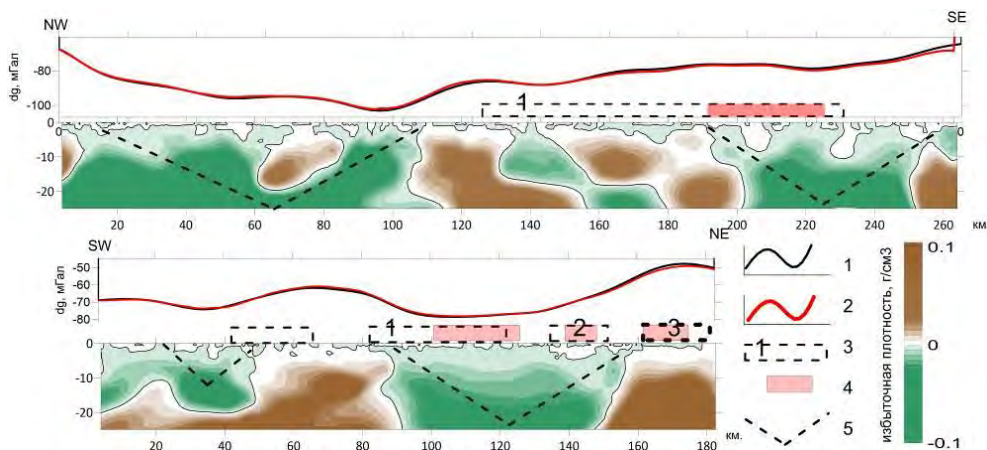


Рис. 5. Распределение избыточной плотности и графики исходного (1) и расчетного от полученного разреза (2) полей по линиям NW–SE и SW–NE (рис. 4.2). Положение геохимических систем с номерами (3) и их ядерных частей (4) по линии профилей. Воронкообразные структуры пониженной плотности (5) по линии профиля

В региональном плане месторождения урана приурочены к внешней краевой части Восточно-Забайкальской мегазоны, характеризующейся пониженными значениями гравитационного поля (рис. 4.2) [Государственная геологическая карта..., 2010]. Это проявлено и на разрезах распределения расчетных значений избыточной плотности по двум крестовым

профилям (рис. 5) юго-восточного и северо-восточного простирания, положение которых приведено на рис. 4.2.

Основные месторождения урана в ядерной части геохимической структуры № 1 расположены в пределах воронкообразной структуры, четко отмечающейся по двум крестовым профилям.

В выступлении рассмотрены также примеры интерпретации данных геохимии и гравиразведки для территории США и Норильского рудного района.

Приведенные данные показывают эффективность предлагаемых методик совместной интерпретации геохимических и гравитационных полей. Геохимические данные позволяют выделять потенциально перспективные рудные системы с оценкой их вещественного состава и ресурсов полезных ископаемых. В настоящее время разномасштабные (в основном, региональные) данные гравиразведки имеются практически по всем регионам мира, что позволяет использовать их на самых ранних, прогнозных стадиях работ. При проведении геохимических исследований, особенно региональных, следует проводить анализ проб на максимально широкий круг химических элементов.

1. Алексеев С.Г., Сенчина Н.П., Шаткевич С.Ю., Штокаленко М.Б., Мовчан И.Б. Обоснование адекватности томографии потенциальных полей // Материалы 43 сессии Межднар. науч. семинара им. Успенского. – М.: ИФЗ РАН, 2017. С. 21–26.

2. Алексеев С.Г., Бочков П.А., Сенчина Н.П. и др. Визуализация в потенциальных полях мантийно-коровых структур, контролирующих кимберлитовый и лампроитовый магматизм // Смирновский сборник 2018. – М.: Макс ПРЕСС, 2018. С. 292–307.

3. Алексеев С.Г., Духанин А.С., Сенчина Н.П., Штокаленко М.Б. Закономерности проявления рудных систем в потенциальных полях // Материалы 46 сессии Межднар. науч. семинара им. Успенского. – Пермь: ГИ УрО РАН, 2019. С. 26–32.

4. Гольдберг И.С., Абрамсон Г.Я., Лось В.Л., Натапов Л.М. Геохимическое строение и региональное поле концентраций цинка на территории Аляски // Геология и охрана недр Алматы. 2010. № 3 (36). С. 40–50.

5. Гольдберг И.С., Абрамсон Г.Я., Лось В.Л. Геохимический образ рудных объектов – от региональных до локальных основа прогноза и поисков месторождений по технологии «IONEX» // Разведка и охрана недр. – 2013. № 8. – С. 6–13.

6. Гольдберг И.С., Алексеев С.Г., Штокаленко М.Б. Геохимические системы рудных провинций США (AU) Невада, (Mo) Колорадо, (PbZn) Миссисипи, строение геохимического и гравитационного поля систем и источников металлов в рудных провинциях // Смирновский сборник 2017. – М.: Макс ПРЕСС, 2017. С. 249–265

7. Гольдберг И.С., Алексеев С.Г. Источники урана месторождений Стрельцовой группы (Забайкалье) // Геология и охрана недр. – Казахстан, Алмаата, 2018. № 1. С. 14–21.

8. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Лист М-50 Объяснительная записка. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2010. 553 с.

9. Штокаленко М.Б., Ворошилов Н.А., Алексеев С.Г. Геофизические и геоэлектрохимические исследования флюидодинамических систем нефтегазоносных областей и рудных районов // Вопросы теории и практики полей: Материалы 40-й сессии Междунар. науч. семинара им. Д.Г.Успенского. – М.: ИФЗ РАН, 2013. С. 384–388.

10. Штокаленко М.Б. Улучшенная формула аналитического продолжения потенциального поля вниз // Геология и полезные ископаемые Западного Урала. – Пермь, 2018. – Вып. 1 (38). – С. 218–220.

11. Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H. et al. Summary Circum-North Pacific tectonostratigraphic terrane map // U.S. Geological Survey of Canada, Open-File Report 96–727; also Geological Survey of Canada Open-File 3428, scale 1:10,000,000. 1997. P. 96–727.

О ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МАРКЕРАХ АКТИВНОСТИ СИБИРСКОГО СУПЕРПЛУМА В РЕГИОНЕ ЕНИСЕЙ-ХАТАНГСКОГО ПРОГИБА

*В.С. Андреев¹, И.А. Бисеркин¹, Е.М. Большаков¹, Г.М. Довыденко¹, Н.Н. Пиманова¹,
Е.Ю. Соколова^{1, 2}, В.А. Спиридонов¹, Т.П. Широкова^{1, 3}*

1 – ФГБУ «ВНИГНИ», г. Москва, *bolshakov.e.m.@mail.ru*

2 – Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, *sokol_1@mail.ru*

3 – Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический факультет, г. Москва, *tpshirokova@yandex.ru*

Представлены результаты анализа новых материалов комплексных геофизических исследований Енисей-Хатангского регионального прогиба (ЕХРП), полученных в процессе актуализации геолого-геофизической модели его глубинного строения в целях нефтегазового прогноза. В центре внимания – продукты магматизма периода пермотриасовой геодинамической активизации, обусловленной активностью Сибирского суперплуума [12, 10, 8, 7]. Структурно-вещественные характеристики изучаемых крупных интрузивов и погребенных трапповых толщ недостаточно прояснены в более ранних моделях строения прогиба [2, 6], в то время как именно они во многом определяют сегодняшнюю глубинную архитектуру ЕХРП, знание которой необходимо для поиска углеводородов. С продуктами магматизма также связаны важнейшие свидетельства ранней, рифтогенной, стадии развития прогиба, способные пролить свет на фундаментальные вопросы протекания плюм-тектонических процессов.

Большинство магматических образований ложа и бортов прогиба скрыто мезозойскими осадками и недоступно для прямого геологического наблюдения, но могут быть распознаны по их откликам в геофизических полях. Локализация и глубинная морфология продуктов магматизма центральной части Енисей-Хатангского прогиба изучались с опорой на районирование потенциальных полей (рис. 1), профильные сечения объемных моделей избыточных плотностей и намагниченности (рис. 2), данные региональных постановок МОГТ 2D (обработка ВНИГНИ) и сопутствующих МТЗ (обработка ООО «Северо-Запад»), актуальную градиентно-слоистую региональную плотностную модель ЕХРП (рис. 3, а), а также классификацию основных осадочных и магматических породных комплексов по физическим свойствам [1]. Цикл 2D/3D-инверсий и моделирование гравитационного и магнитного (включая спутниковые данные) полей были реализованы средствами ГИС INTEGR0 [9] с использованием ограничений, накладываемых сейсмическими и геоэлектрическими данными.

В докладе обсуждаются полученные в результате проведения этих процедур морфоструктурные особенности и вещественные параметры ряда аномалообразующих объектов магматической природы. Так, определение латеральных неоднородностей в рамках слоистой модели ЕХРП, проведенное с помощью монтажного метода 3D-гравиметрической инверсии [4, 5], позволило воссоздать конфигурацию мощного пояса бортовых интрузий прогиба (рис. 3, б).

Морфология и плотностные характеристики крупнейшего йолит-ультрамафит-карбонатитового Гулинского массива и соседних с ним магматических структур ЮВ борта прогиба были уточнены в ходе постановки серии детализационных ограниченных 3D-инверсий гравитационного поля (эти результаты подробно представлены на настоящем Семинаре в докладе [3], где приводится также и интегральная оценка параметров литосферного источника ассоциирующейся с Гули спутниковой аномалии магнитного поля [11]).

Новые сведения об интрузивных и эффузивных продуктах пермотриасового магматизма обсуждаются в докладе в аспекте нефтегазового прогноза, а также в связи с вопросами рифтогенеза ЕХРП и этапами активности Хатангского локального центра Сибирского суперплуума.

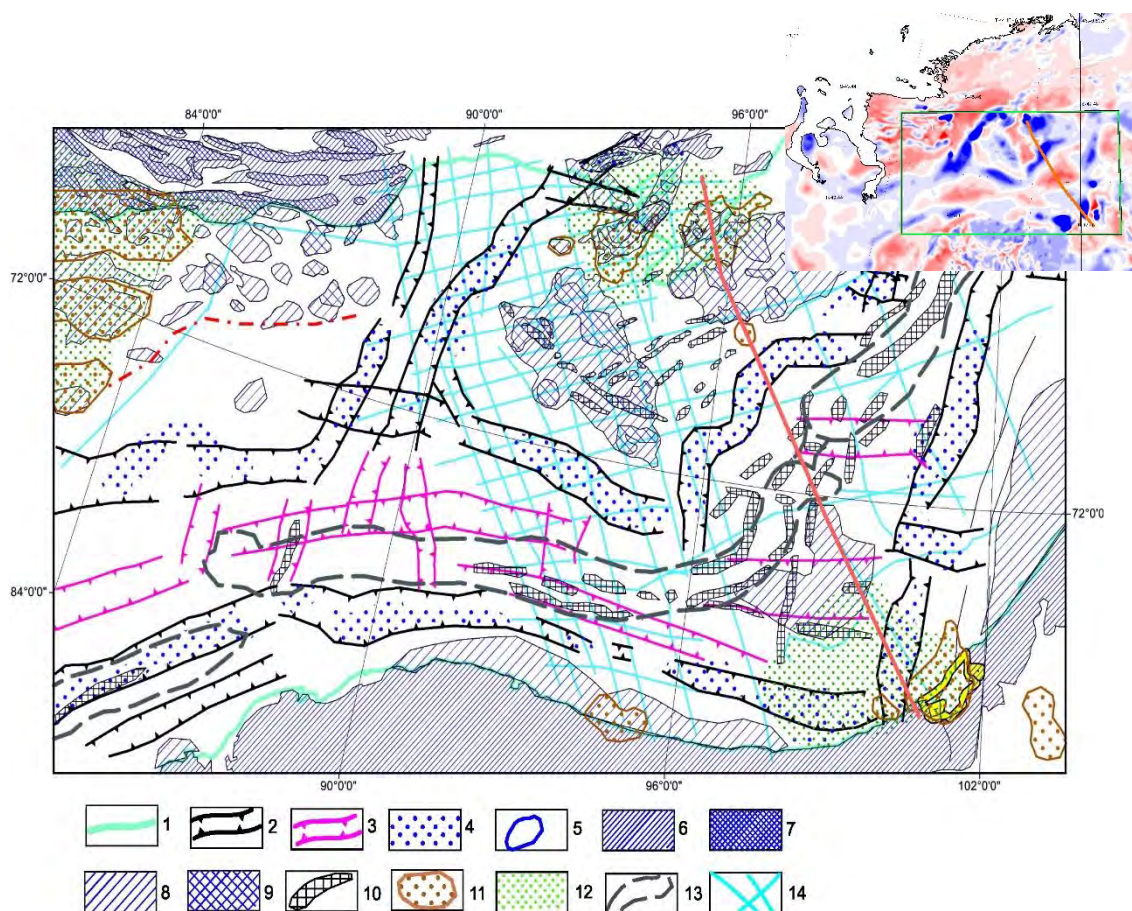


Рис. 1. Схема районирования потенциальных полей по центральной области ЕХРП в контексте распределения продуктов пермотриасового магматизма

1 – граница осадочных пород Енисей-Хатангского прогиба, 2 – зоны крупных линейных положительных магнитных аномалий, источники которых расположены в бортах прогиба на глубинах 3–7 км, 3 – зоны линейных положительных магнитных аномалий, источники которых расположены в центральной части прогиба на глубинах более 10–15 км, 4 – области совпадения магнитных и гравитационных аномалий в пределах зон, 5 – контуры максимумов магнитного поля в пределах зон, 6 – области закартированных выходов пермотриасовых туфобазальтовых комплексов, 7 – интенсивные положительные аномалии магнитного поля в пределах областей 6 (предположительно подводящие дайки основных пород), 8 – умеренные положительные аномалии магнитного поля (предполагаемые участки развития траппов под осадками), 9 – магнитные аномалии большей интенсивности (предполагаемые участки увеличенной мощности траппов), 10 – узкие линейные положительные аномалии магнитного поля (предположительно дайки основных пород), 11 – локальные гравитационные аномалии, картирующие глубинные интрузивные тела основного и ультраосновного состава, 12 – области положительного гравитационного поля, связанные с распространением пород повышенной плотности в глубинных слоях земной коры, 13 – валы по гравитационным данным, 14 – сейсмические профили. Красной сплошной линией выделен композитный профиль 160709+624. Врезка: на фоне гыдано-таймырского фрагмента карты аномального магнитного поля РФ (ВИРГ) прямоугольником околонушено положение изучаемой области

При всей дискуссионности проблем геохронологии и истории формирования ЕХРП рифтовую гипотезу – а именно, гипотезу о попытке раскола континентальной коры под прогибом в процессе подъема аномально горячих мантийных потоков, произошедшей почти одновременно с излиянием Сибирских траппов (время максимальной экзогенной активности суперплюма) – разделяет наибольшее число ученых. Результаты настоящего исследования в целом хорошо согласуются с представлениями о рифтогенной природе прогиба и вносят в них определенную новизну. Пространственно-глубинное распределение продуктов пермотриасового магматизма и их вещественные характеристики в совокупности с результатами сейсмической корреляции и имеющейся геохронологической информацией могут свидетельствовать о начале интенсивного погружения ЕХРП еще в «предрифтовый» позднепалеозойский период.

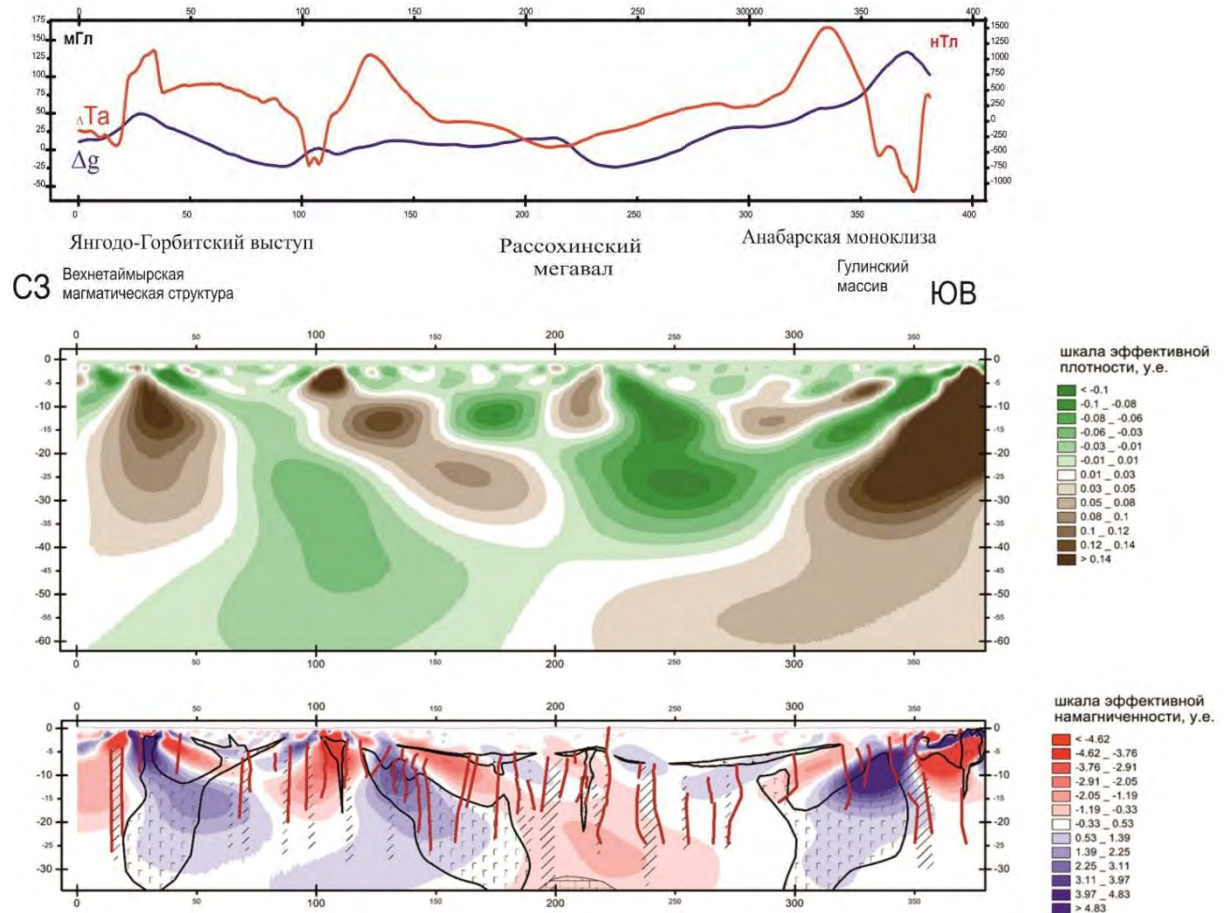


Рис. 2. Графики потенциальных полей вдоль линии композитного профиля 160709+624 (см. рис. 1) (верхняя панель) и сечения 3D-моделей эффективной плотности (средняя панель) и эффективной намагниченности (нижняя)

На нижней панели показаны также контуры сечений магматических структур и разломных зон, намеченные по результатам качественной комплексной геофизической интерпретации (с опорой на сейсмоэнергетический разрез в верхних 22 км и глубинный геоэлектрический). Крапом помечен предполагаемый состав магматических объектов: Г – габброиды, \square – ультрамафиты, \cdot v – вулканиты, x – средний состав

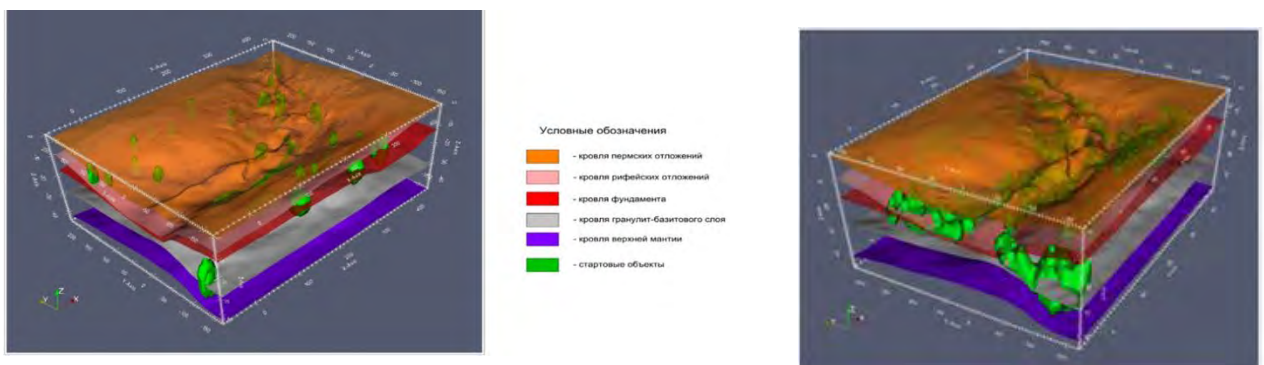


Рис. 3. Подбор плотностных неоднородностей в пределах слоев градиентно-слоистой региональной модели с помощью монтажного метода решения обратной гравиметрической задачи (реализация в ГИС INTEGR0)

Слева – структурный каркас региональной модели и стартовое распределение с «ядрами кристаллизации» – намеченными неоднородностями (магматическими объектами). Справа – итоговая модель подбора полного поля (региональная компонента + локальные аномалии) с ярко проявленным поясом бортовых интрузий, интродуцировавших дотриасовые толщи

В порядке дискуссии представляется гипотеза о последовательности импульсов активности Хатангского локального центра Сибирского суперплюма, вытекающая из полученных закономерностей пространственного распределения магматических образований и литературных данных о петрологической, геохимической и металлогенической специфике изучаемых интрузивов. Вероятно, первый этап погружения был инициирован более ранним, чем рубеж Pz-Mz, импульсом активности локального (вторичного) плюма, который привел к андерплейтингу вдоль ослабленной зоны Хатангского рифейского перикратонного рифта. Последующее начало погружения было связано с термо-упругими и изостатическими процессами, сопровождающими охлаждение утяжеленной подслоенной нижней коры центральной зоны будущего ЕХРП. Образование пояса массивных бортовых интрузий связано со следующим, наиболее мощным P3-T1 этапом активности суперплюма, во время которого поднимающаяся магма использовала заложенные ранее при погружении депоцентра разломные зоны бортов развивающегося прогиба.

Авторы выражают благодарность коллегам из ООО «Северо-Запад» за предоставленные уникальные магнитотеллурические данные и плодотворное двустороннее обсуждение вопросов комплексной геофизической интерпретации.

Ключевые слова: 3D-инверсии, моделирование потенциальных геофизических полей, комплексная интерпретация, магматические структуры, ЕХРП, глубинное строение нефтегазоносных регионов, Хатангский локальный центр Сибирского суперплюма

1. Андреев В.С., Бисеркин И.А., Большаков Е.М., Довыденко Г.М., Пиманова Н.Н., Соколова Е.Ю., Спиридонов В.А., Шпектров А.Л. О морфоструктурных и вещественных характеристиках магматических образований Енисей-Хатангского прогиба // Геология нефти и газа. – 2021. – № 6. – С. 83–104.

2. Афанасенков А.П., Лыгин И.В., Обухов А.Н., Соколова Т.Б., Кузнецов К.М. Объемная реконструкция тектонических элементов Енисей-Хатангской рифтовой системы по результатам комплексной геолого-геофизической интерпретации // Геофизика. – 2017. – 2. – С. 60–70.

3. Большаков Е.М., Бисеркин И.А., Соколова Е.Ю., Филиппов С.В., Филиппова А.И., Широкова Т.П. Новые сведения о морфологии и вещественном составе Гулинского массива по результатам ограниченных 3D-инверсий и моделирования потенциальных полей: материалы семинара Успенского. – Санкт-Петербург, 2022.

4. Мицын С.В., Большаков Е.М. Монтажный метод в ГИС INTEGR0 и его использование для решения обратной гравитационной задачи // Геоинформатика. – 2021. – № 3. – С. 36–47. DOI: 10.47148/1609-364X-2021-3-36-47.

5. Мицын С.В., Большаков Е.М. Монтажный метод в ГИС INTEGR0 для построения сложных моделей территорий: материалы семинара Успенского – Санкт-Петербург, 2022.

6. Кушнир Д.Г. Геодинамика полуострова Таймыр по геофизическим данным // Геодинамика и тектофизика. – 2018. – Т. 9. – № 1. – С. 81–92.

7. Проскурнин В.Ф., Петров О.В., Проскурнина М.А., Салтанов В.А., Лохов Д.К. Раннекиммерийский посттрапповый магматизм Центрального сектора Арктики России – проблемы триасового орогенеза и горячего пятна Таймыра // Проблемы тектоники континентов и океанов: материалы LI Тектонического совещания. – М.: ГЕОС, 2019. – С. 144–147.

8. Соболев А.В., Соболев С.В., Кузьмин Д.В., Малич К.Н., Петрунин А.Г. Механизм образования сибирских меймечитов и природа их связи с траппами и кимберлитами. Геология и геофизика. – 2009. – Т. 50. – № 12. – С. 1293–1334

9. Черемисина Е.Н., Финкельштейн М.Я., Деев К.В., Большаков Е.М. ГИС INTEGR0. Состояние и перспективы развития в условиях импортозамещения // Геология нефти и газа. – 2021. – № 3. – С. 31–40.

10. Dobretsov N.L., Kiryashkin A., Kiryashkin A. G., Vernikovskiy V. A., Gladkov N. Modelling of thermochemical plumes and implications for the origin of the Siberian traps // Lithos. – 2008. – Vol. 101–104. P. 66–92. DOI: 10.1016/j.lithos.2007.06.025

11. Maus S., Yin F., Lühr H., Manoj C., Rother M., Rauberg J., Michaelis I., Stolle C., Müller R.D. Resolution of direction of oceanic magnetic lineations by the sixth-generation lithospheric magnetic field model from CHAMP satellite magnetic measurements // Geochem. Geophys. Geosyst. 2008. – Vol. 9. – Q07021.

12. Nikishin A.M., Ziegler P.A., Abbott D. et al. Permian-Triassic Intraplate Magmatism and Rifting in Eurasia: Implications for Mantle Plumes and Mantle Dynamics // Tectonoph. – 2002. – Vol. 351. – P. 3–39.

ЧИСЛЕННЫЙ РАСЧЕТ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МАСС ПРИ РЕШЕНИИ ОБРАТНОЙ ЗАДАЧИ ГРАВИМЕТРИИ

3.3. Арсанукаев

Российский химико-технологический университет им. Д.И. Менделеева, г. Москва, zaindy@mail.ru

Предыдущие исследования автора были посвящены определению контура области, занятой гравитирующими массами, с использованием уравнения Лапласа при решении обратной задачи гравиметрии. Применение дискретного уравнения Лапласа в методе дискретных аппроксимации физических полей академика В.Н. Страхова [2] позволяет свести задачу аналитического продолжения измеренных на поверхности Земли значений гравитационного поля в нижнее полупространство к задаче составления и решения систем линейных алгебраических уравнений больших порядков. По поведению полученного таким образом расчетного поля в нижнем полупространстве определялся контур (в двумерном случае) области, занятой тяготеющими массами. Проведенные вычислительные эксперименты на многочисленных модельных примерах для аномалиеобразующих объектов с различными геометрией поверхности и плотностью показали, что с достаточно высокой точностью определяются положение верхней кромки, центра тяжести и с меньшей точностью положение нижней кромки объектов [1].

Следующий шаг в решении обратной задачи – это определение плотности возмущающих масс, расположенных в области, контур которой определяется, как указано выше. Решение этой задачи осуществляется также в результате аналитического продолжения вовнутрь области, занятой тяготеющими массами, значений гравитационного поля, расположенных по всему контуру области. Значения поля по контуру области являются известными, поскольку они могут быть получены в результате аналитического продолжения заданных на поверхности Земли с помощью уравнения Лапласа, как указано выше.

Следует отметить, что уравнение Лапласа справедливо для потенциала гравитационного поля и его производных только вне возмущающих масс. Таким образом, при аналитическом продолжении внутри масс нам потребуется, во-первых, аналог уравнения Лапласа, во-вторых, задача может быть решена, только если поле гравитационного потенциала и его производной будет непрерывным во всем пространстве как вне масс, так и внутри. Остановимся на этих вопросах подробнее (рис. 1, 2).

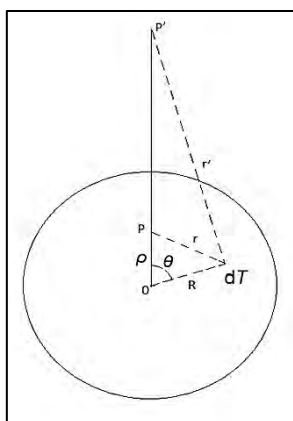


Рис. 1

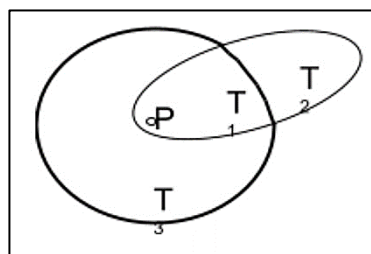


Рис. 2

Начнем наше рассмотрение с примера потенциала однородной сферы [3]. Пусть μ – постоянная объемная плотность сферы, R – ее радиус. Потенциал ее на точку наблюдения – P

$$V(P) = \int_T \frac{\mu dT}{r} \quad (1)$$

где интегрирование распространено на весь объем сферы – Т. Для выполнения квадратур возьмем систему полярных координат с началом в центре сферы и направим полярную ось на точку наблюдения Р (рис. 1). Смотри по тому, будет ли лежать она внутри сферы или вне ее (в Р'), у нас будет $\rho < R$ или же $\rho > R$. Но во всех случаях расстояние r от Р до переменного элемента dT объема определится по формуле:

$$r^2 = \rho^2 + R^2 - 2\rho R \cos\theta \quad (2)$$

При интегрировании ρ будет величиной постоянной; напротив того, R будет переменной, принимающей значения от 0 до данного R. При этих условиях элемент объема запишется как:

$$dT = R^2 \sin\theta d\theta d\varphi dR \quad (3)$$

и поэтому:

$$V(P) = \int_0^{\pi} \int_0^{2\pi} \int_0^R \frac{\mu R^2 \sin\theta d\theta d\varphi dR}{\sqrt{\rho^2 + R^2 - 2R\rho \cos\theta}} \quad (4)$$

Интеграл (4) вычисляется в квадратурах с возникновением двух возможностей:

а) $\rho > R$, т. е. притяжение на внешнюю точку Р'. Потенциал в этом случае равен:

$$V(P') = \frac{4}{3} \pi R^3 \frac{1}{\rho}$$

Но $\frac{4}{3} \pi R^3$ есть масса всей сферы М, и мы получаем:

$$V(P') = \frac{M}{\rho} \quad (5)$$

Таким образом, потенциал всей сферы свелся здесь к точечному потенциалу: однородная сфера притягивает внешнюю точку так, как если бы вся ее масса была сосредоточена в ее центре. Этот результат легко распространяется на случай сферы, состоящей из однородных концентрационных слоев. Такая сфера тоже притягивает внешнюю точку так, как если бы вся масса была сосредоточена в ее центре.

б) $\rho < R$, т. е. притяжение на внутреннюю точку Р. Теперь потенциал равен:

$$V(P) = 2\pi\mu \left(R^2 - \frac{\rho^2}{3} \right) \quad (6)$$

Вводя в эту формулу массу сферы М, т. е. полагая $R^2 = \frac{3M}{4\pi\mu}$, можем переписать предыдущее выражение в виде:

$$V(P) = \frac{3M}{2R} \left(1 - \frac{\rho^2}{3R^2} \right) \quad (7)$$

Из формул (5), (6), (7) вытекает ряд важных следствий, а именно:

1) Потенциал однородной сферы есть функция, ограниченная и непрерывная во всем пространстве, т. е. и внутри массы, и вне ее, в точках \bar{P} поверхности сферы, т. е. при $\rho = R$, обе формулы (5) и (7) дают:

$$V(\bar{P}) = \frac{M}{R}$$

2) Потенциал достигает своего максимального значения внутри сферы, именно в ее центре ($\rho = 0$), где он равен:

$$V(0) = \frac{3}{2} \frac{M}{R} = 2\pi\mu R^2 \quad (8)$$

От этого максимального значения потенциал $V(P)$ непрерывно убывает и при $\rho \rightarrow \infty$ стремится к нулю. Причем характер изменения потенциала как функции ρ внутри сферы носит параболический характер, вне сферы он убывает по гиперболическому закону.

3) Первые производные потенциала однородной сферы являются функциями, ограниченными и непрерывными во всем пространстве, мы имеем:

$$\frac{\partial V}{\partial \rho} = -\frac{M\rho}{R^3} \quad (\text{внутри массы } \rho < R); \quad \frac{\partial V}{\partial \rho} = -\frac{M}{\rho^2} \quad (\text{вне массы; } \rho > R) \quad (9)$$

На границе, при $\rho = R$ обе формулы дают:

$$\frac{\partial V}{\partial \rho} = -\frac{M}{R^2} \quad (10)$$

4) Потенциал $V(P)$, как функция координат точки P , удовлетворяет вне сферы уравнению Лапласа: $\Delta_P V = 0$; внутри сферы он удовлетворяет уравнению: $\Delta_P(V) = -4\pi\mu$. Справедливость первой части следствия, как указывалось выше, устанавливается непосредственным дифференцированием; для доказательства второй достаточно заметить, что внутри сферы потенциал ввиду (6) равен:

$$V(P) = \text{const} - \frac{2\pi\mu}{3} \rho^2 = \text{const} - \frac{2\pi\mu}{3} (\xi^2 + \eta^2 + \zeta^2)$$

Но

$$\frac{\partial^2(\xi^2)}{\partial \xi^2} = \frac{\partial^2(\eta^2)}{\partial \eta^2} = \frac{\partial^2(\zeta^2)}{\partial \zeta^2} = 2,$$

и поэтому действительно:

$$\Delta_P V = -\frac{2\pi\mu}{3} \cdot 6 = -4\pi\mu \quad (11)$$

Уравнение (11) носит название уравнения Пуассона, мы заключаем теперь, что уравнение Лапласа есть только его частный случай: вне сферы $\mu = 0$, так что уравнение Пуассона переходит в уравнение Лапласа, и мы можем сказать, что потенциал V удовлетворяет во всем пространстве уравнению:

$$\Delta_P(V) = -4\pi\mu$$

Полученные результаты для потенциала однородной сферы нетрудно перенести на случай произвольного распределения объемных масс с переменной плотностью. Начнем с доказательства справедливости следующего утверждения:

Потенциал любого объема и на любую точку меньше, чем потенциал сферы равного объема на ее центр.

Пусть T есть данный объем, P – точка внутри его. Опишем вокруг P сферу, объем которой был бы равен T ; пусть R – ее радиус (рис. 2).

Тогда объем T распадется на части T_1 (внутри сферы) и T_2 (вне ее). Обозначим через T_3 ту часть объема сферы, которая лежит вне T ; очевидно $T_3 = T_2$. Допустим теперь, что тело

однородно и плотность его равна 1. Тогда потенциал T на $P = \int_{T_1} \frac{d\tau}{r} + \int_{T_2} \frac{d\tau}{r}$, а потенциал

сферы на $P = \int_{T_1} \frac{d\tau}{r} + \int_{T_3} \frac{d\tau}{r}$. Покажем сейчас, что $\int_{T_3} \frac{d\tau}{r} > \int_{T_2} \frac{d\tau}{r}$, откуда и будет СВВФ следовать, что потенциал сферы больше потенциала объема T . Для этого достаточно заметить,

что $\int_{T_2} \frac{d\tau}{r} < \frac{T_2}{R}$, так как расстояния элементов объема T_2 до P больше R ,

и что $\int_{T_3} \frac{d\tau}{r} > \frac{T_3}{R}$, так как расстояния элементов T_3 до P меньше R . Но $T_3 = T_2$ и

$$\int_{T_3} \frac{d\tau}{r} > \frac{T_2}{R} > \int_{T_2} \frac{d\tau}{r}. \quad (12)$$

Нетрудно привести доказательство и для случая, когда P находится вне T ; потенциал и здесь меньше $2\pi\mu R^2$, где R – радиус сферы, объем которой равен T . Наконец, если тело T неоднородно, то плотность его, которую мы должны считать ограниченной, будет меньше некоторого максимального значения μ' ; в этом случае потенциал T на любую точку P меньше, чем $2\pi\mu'R^2$, где R есть радиус сферы, объем которого равен T .

Из доказанного положения следует, что *потенциал объемных масс есть функция, ограниченная во всем пространстве*, иными словами, $\int_T \frac{\mu dT}{r}$ есть интеграл всегда сходящийся, несмотря на нуль, который появляется в знаменателе, когда P находится внутри T ; более того, отсюда вытекает, что *объемный потенциал есть функция непрерывная во всем пространстве*; он не терпит разрыва, когда P переходит из данной массы во внешнее пространство; чтобы убедиться в этом, достаточно вырезать из T объем T' , заключающий P , тогда потенциал остальных масс есть функция непрерывная, где бы ни лежала точка P внутри T' ; но потенциал T' на P меньше $2\pi\mu'R^2$, где R – радиус сферы, объем которой равен T' ; при $R \rightarrow 0$ этот потенциал идет, очевидно, к нулю.

Аналогично случаю объемного потенциала можно показать, что первая производная объемного потенциала есть функция координат, ограниченная и непрерывная во всем пространстве.

Для объемного потенциала справедлива теорема Пуассона, как и для однородной сферы в следующей форме: *Во всех внутренних точках объема T потенциал $V(p)$ удовлетворяет уравнению: $\Delta_p(V) = -4\pi\mu(P)$, где $\mu(P)$ означает плотность в точке P .*

Для доказательства, следуя Грину, выделим внутри объема T сферу Σ , окружающую P , при этом потенциал всего тела T на P разобьется тогда на две части; одна из них V'' , которая будет зависеть от масс, лежащих вне сферы, и V' – от масс, находящихся внутри ее. Если теперь неограниченно уменьшать размеры сферы, ее можно было бы считать однородной с плотностью той же, что и в лежащей внутри сферы точке P , так что в пределе получим при $V' \rightarrow V$ $\Delta_p(V) = -4\pi\mu(P)$, как для потенциала V однородной сферы (V'' как потенциал масс, лежащих вне сферы, будет удовлетворять уравнению Лапласа).

И наконец, выведем аналог формулы Пуассона (11) для поля производной объемного потенциала внутри притягивающих масс. Вначале найдем производную потенциала $V(P) = 2\pi\mu(R^2 - \frac{\rho^2}{3})$, равную $\frac{\partial V}{\partial \rho} = -\frac{4}{3}\mu\pi\rho$. Затем продифференцируем дважды по ξ, η, ζ выражение для ρ :

$$\rho = \sqrt{\xi^2 + \eta^2 + \zeta^2}; \quad \frac{\partial \rho}{\partial \xi} = \frac{\xi}{\rho}; \quad \frac{\partial^2 \rho}{\partial \xi^2} = \frac{1}{\rho} - \frac{\xi^2}{\rho^3}; \quad \frac{\partial \rho}{\partial \eta} = \frac{\eta}{\rho}; \quad \frac{\partial^2 \rho}{\partial \eta^2} = \frac{1}{\rho} - \frac{\eta^2}{\rho^3};$$

$$\frac{\partial \rho}{\partial \zeta} = \frac{\zeta}{\rho}; \quad \frac{\partial^2 \rho}{\partial \zeta^2} = \frac{1}{\rho} - \frac{\zeta^2}{\rho^3};$$

Складывая полученные вторые производные и умножая на

$$-\frac{4}{3}\mu\pi, \text{ получим: } \Delta\left(\frac{\partial V}{\partial \rho}\right) = -\frac{4}{3}\mu\pi\left(\frac{3}{\rho} - \frac{\xi^2 + \eta^2 + \zeta^2}{\rho^3}\right) = -\frac{4}{3}\mu\pi\left(\frac{3}{\rho} - \frac{1}{\rho}\right) = -\frac{8}{3\rho}\mu\pi \quad (13)$$

В связи с вышеизложенным определение распределения плотности внутри гравитирующих масс будет происходить в следующей последовательности:

1) Значения поля Δq , найденные в результате проведения гравиметрической съемки на поверхности Земли, пересчитываются на заданные горизонтальные уровни $z = -h$, $z = 0$ в узлы равномерной сетки с заданным шагом.

2) Полученные в (1) значения поля на заданных горизонтальных уровнях в узлах равномерной сетки используются в качестве «входных» значений при решении задачи аналитического продолжения (восстановления) значений поля вокруг источника поля с использованием дискретных аппроксимаций оператора Лапласа.

3) Восстановленные вокруг источника значения поля используются в качестве «входных» значений при решении аналога уравнения Пуассона (13) внутри притягивающих масс, поскольку потенциал объемных масс (и его первые производные) является всюду непрерывной функцией и его значения (и первых его производных) вне масс и внутри масс совпадают в точках поверхности, ограничивающей массы.

Данная технология была реализована в условиях модельного примера вертикального пласта, имеющего размеры $2,4 \times 2,0$ км в плоскости Oxz однородной плотности с $\mu = 0,1$ г/см³ и в условиях двумерной задачи. Таким образом, здесь решается задача: по «входным» значениям поля, заданным по всему контуру прямого пласта с использованием дискретных аппроксимаций аналога уравнения (13) восстановить значения поля вертикального градиента потенциала и значения сеточных масс (плотностей) внутри прямого пласта. При шаге сетки $h = 0,2$ км возникает СЛАУ с переопределенной матрицей $A = 220 \times 198$ и правой частью $f = 220 \times 1$ (неизвестными являются 99 значений поля вертикального градиента потенциала и столько же значений сеточных плотностей).

Результаты расчетов показали хорошее совпадение в центральных областях вертикального пласта расчетных значений сеточных плотностей с истинной μ равной $0,1$ г/см³. Для значений поля вертикального градиента потенциала внутри прямого пласта, результаты расчетов показали, что здесь справедливы те закономерности, которые установлены выше: внутри масс значения поля убывают от периферии прямого пласта к его центру (вне масс, напротив, значения поля убывают от центра) (см. (9)).

1. Арсанукаев З.З. Компьютерная технология «GrAnM» при выделении сложно построенных разрезов // Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей: Материалы 47-й сессии Международного научного семинара им. Д.Г. Успенского – В.Н. Страхова. Воронеж, 27 января – 30 января 2020 г. – Воронеж, ВГУ. – 20 с.

2. Идельсон Н.И. Теория потенциала и ее приложения к вопросам геофизики // ГТТИ. – Ленинград, Москва, 1932. – 384 с.

3. Страхов В.Н., Арсанукаев З.З. Теория дискретного гравитационного поля (двухмерный вариант) и ее использование при решении задач гравиметрии // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Материалы 28-й сессии Международного семинара им. Д. Г. Успенского. 28 января – 2 февраля 2002 г. – Екатеринбург. В двух частях. Ч. II. – М.: ОИФЗ РАН, 2002. – 73 с.

МЕТОДЫ РАСПОЗНАВАНИЯ ОБРАЗОВ ПРИ ГЕОЛОГИЧЕСКОМ КАРТИРОВАНИИ И ПРОГНОЗЕ ОРУДЕНЕНИЯ

П.С. Бабаянц, А.А. Трусов

АО «ГНПП «Аэрогеофизика», г. Москва, *bab@aerogeo.ru*

Важнейшей задачей геологоразведочного производства в настоящее время является воспроизводство и развитие минерально-сырьевой базы страны. С учетом характера и степени изученности территории, все чаще поисковый интерес представляют объекты, характеризующиеся низкими содержаниями полезной компоненты, глубоко залегающие и неконтрастные по отношению к вмещающей среде. В этих условиях важнейшая роль при прогнозе и поисках оруденения должна принадлежать геофизическим технологиям, обладающим необходимой глубиной исследований, в т.ч. аэрогеофизическим, важнейшим преимуществом которых является возможность выполнения работ без какого-либо техногенного воздействия на изучаемую территорию. При этом, с учетом изложенного, все чаще объектом изучения становятся объекты, малоконтрастные по физическим свойствам и как следствие – слабо проявленные в геофизических полях. В этих условиях традиционный подход, связанный с выявлением и заверкой геофизических аномалий, отвечающих целевому объекту, оказывается малоэффективным, и на первый план выходит стратегия последовательного картирования косвенных критериев локализации оруденения [1].

В этих условиях очевидна, с одной стороны – целесообразность использования максимально полного комплекса методов, что при весьма незначительном удорожании работ позволяет получить максимально полную характеристику объекта изучения, а с другой стороны – использование при анализе данных специальных методик, включая технологии распознавания образов.

По полноте исходной информации системы распознавания подразделяются на системы с обучением, без обучения и самообучающиеся системы [6]. При их реализации целесообразно использовать все доступные наборы измерений, однако при этом можно столкнуться с задачей слишком большой размерности. В то же время качество распознавания в первую очередь зависит от используемого набора признаков, приоритет принадлежит наиболее информативным. Поэтому в задачах распознавания образов важнейшим этапом является преобразование признакового пространства, обычно имеющее две цели [6]:

- 1) сократить общее количество признаков, сохранив при этом максимальное количество полезной информации (т.е. выбор наиболее информативных признаков);
- 2) сделать по возможности эти признаки статистически независимыми.

Эти цели достигаются, в том числе, посредством использования технологий «распознавания без учителя».

Распознавание без обучения. К числу алгоритмов распознавания без обучения («безэталонное распознавание») относятся разного рода классификационные алгоритмы (метод динамических сгущений, «ближайшего соседа», неконтролируемая классификация, по корреляционной мере сходства (факторный анализ) и т. п.). Такие алгоритмы обычно используются при решении задач геологического картирования, либо районирования территории по тем или иным свойствам (например, наличие и характер проявленности наложенных процессов).

При реализации алгоритмов безэталонного распознавания залогом их эффективной работы является обеспечение единого уровня гипсометрической приуроченности используемого набора признаков, которое достигается вовлечением в обработку не исходных полей, а результатов их физико-математического моделирования, т. е. параметризованных моделей [2]. При этом в отдельных случаях предпочтительным может оказаться использование интерактивных методов классификации данных по сравнению с автоматическими.

Важным направлением применения алгоритмов безэталонного распознавания является формирование признаков (в первую очередь – комплексных) для последующего использования в алгоритмах распознавания с обучением. Для этих целей чаще всего используются технологии уменьшения размерностей (факторный анализ или метод главных компонент).

Оптимальный прием. Под оптимальным приемом в теории сигнала понимают такой способ обработки данных, который, имея на входе измеренный и эталонный сигналы, на выходе определяет вероятность их соответствия (в отличие от достаточного приема, который допускает только принятие решения о наличии либо отсутствии сигнала). К числу алгоритмов оптимального приема в геофизике относится известный способ обратных вероятностей [5] и его разновидности. Формально подобные алгоритмы можно отнести к классу технологий «решения обратных задач без решения прямых». Фактически задача распознавания решается здесь в идеологии обратного фильтра: выполняется свертка измеренного сигнала с весовыми коэффициентами, равными значениям эталонного сигнала. Возможны различные варианты реализации алгоритмов в указанной идеологии, в пакете Oasis Montaj, например, вычисляется коэффициент корреляции измеренного и эталонного сигналов в скользящем окне выбранного размера.

Важным преимуществом алгоритмов оптимального приема является простота комплексной интерпретации данных, поскольку результатом их работы является вычисление коэффициента правдоподобия, а комплексный коэффициент вычисляется простым перемножением частных.

Алгоритмы оптимального приема наиболее эффективны при прогнозе объектов, сопровождающихся выраженными (хотя, возможно, и слабыми) аномалиями характерной формы, например, при поисках коренных месторождений алмазов.

Эвристические алгоритмы. К числу эвристических алгоритмов распознавания образов относятся технологии, основанные на применении для оценки информативности отдельных признаков и весовых коэффициентов, используемых при вычислении меры сходства с эталоном, методов экспертных оценок. Преимуществом указанного подхода является возможность использования при прогнозировании эмпирических закономерностей, трудно поддающихся формализации. Их главным недостатком является ангажированность, т. е. сильная зависимость от воззрений эксперта, выполняющего оценку. Это может приводить в т. ч. к выявлению ложных объектов, а также альтернативных вариантов прогноза при использовании одних и тех же признаков при обучении на однотипных эталонах.

Вероятностно-статистические алгоритмы. К их числу относятся технологии, основанные на использовании методов вероятностно-статистического анализа, в частности – элементов теории оценки статистических гипотез.

В ГНПП «Аэрогеофизика» с успехом эксплуатируется на протяжении многих лет пакет программ, разработанный авторами и реализующий один из таких алгоритмов [3]. Алгоритм разрабатывался специально для прогноза слабоконтрастных объектов по комплексу геолого-геофизических данных, представленных в количественной, полуколичественной и качественной формах, в условиях неравномерной изученности территории. В результате вычислений, помимо локализации площадей, близких по строению к эталону, удастся решить следующие задачи:

- 1) Оценить меру близости (степень сходства) разнородных эталонов, используемых для распознавания, и сделать вывод о принадлежности к одному генетическому типу и, следовательно, целесообразности их совместного использования для распознавания.
- 2) Определить контрастность тех или иных эталонных объектов в выбранном признаковом пространстве и оценить достоверность прогноза для разнородных объектов.
- 3) Оценить сравнительную информативность отдельных геолого-геофизических признаков, вовлеченных в прогноз.
- 4) Определить генетическую и формационную принадлежность целевых объектов по характерному набору наиболее информативных интервалов используемых геофизических параметров.

5) Выявить зональность в размещении генетически родственных объектов, что позволяет локализовать потенциальные источники рудного вещества.

Самообучающиеся системы. Наиболее динамично развивающиеся в последние годы технологии. Их применение представляется наиболее оправданным и эффективным при прогнозе количественных характеристик изучаемых объектов (морфология горизонтов, содержания полезной компоненты и т.п.). В последние годы подобного рода технологии нами успешно используются при работах на нефтегазоперспективных территориях, по Федеральному заказу и по контрактам с крупными нефтяными компаниями [4].

Технологии распознавания образов активно используются в последние годы при решении широкого круга задач в рамках геологического картирования, прогноза и поисков месторождений. Однако полученный опыт свидетельствует, что эффективность их работы напрямую зависит от адекватности выбора оптимальной технологии и строгого учета требований, и ограничений, накладываемых на структуру исходных данных и организацию вычислительных процедур. В этой связи считаем важным привести следующую цитату [6]: «Большинство специалистов, как разработчиков, так и пользователей систем распознавания убеждены, что распознавание образов – одновременно и наука, и искусство. Это, в принципе, можно отнести к любому направлению, связанному с моделированием, разработкой и эксплуатацией систем искусственного интеллекта». Приведенный текст полностью отражает взгляд авторов на указанную проблему.

1. Бабаянц П.С., Контарович О.Р., Трусов А.А. Современные аэрогеофизические технологии при прогнозе, поисках и оценке месторождений твердых полезных ископаемых // Разведка и охрана недр. – 2020. – № 11. – С. 30–40.

2. Бабаянц П.С., Блох Ю.И., Трусов А.А. Возможности структурно-вещественного картирования по данным магниторазведки и гравиразведки в пакете программ СИГМА-3D // Геофизический вестник. – 2004. – № 3. – С. 11–15.

3. Бабаянц П.С., Трусов А.А. Пакет программ прогноза слабопроявленного оруденения по комплексу геофизических данных // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Материалы 36-й сессии Международного семинара им. Д.Г.Успенского. Казань, 26–31 января 2009 г. – Казань. С. 29–31.

4. Колмаков А.В. Методы машинного обучения в задачах комплексной интерпретации данных потенциальных полей и сейсморазведки // ГеоЕвразия–2020. Современные технологии изучения и освоения недр Евразии: Труды IV Международной геолого-геофизической конференции и выставки.

5. Никитин А.А. Теоретические основы обработки геофизической информации. – М.: Недра. – 1988. – 337 с.

6. Чабан Л.Н. Теория и алгоритмы распознавания образов. – М.: МИГАиК, 2004. – 70 с.

АДДИТИВНЫЕ МЕТОДЫ РЕШЕНИЯ ОБРАТНЫХ ЗАДАЧ ГРАВИРАЗВЕДКИ И МАГНИТОРАЗВЕДКИ (ПРЕЗЕНТАЦИЯ МОНОГРАФИИ)

П.И. Балк¹, А.С. Долгаль²

1 – г. Берлин, ФРГ, tatianabalk@mail.ru

2 – Горный институт УрО РАН, г. Пермь, Россия, dolgal@mi-perm.ru

К написанию монографии [1] (рисунок) ее авторов побудило осознание всей глубины проникновения в теорию интерпретации потенциальных полей чуждых идей, заимствованных большей частью из классической теории решения некорректных обратных задач, в которой действуют своя иерархия приоритетов и система ценностей, имеющих мало общего с потребностями геофизики.



Монография

Первая глава книги посвящена методологическим аспектам теории интерпретации потенциальных полей. Основной тезис заключается в том, что главной причиной возникновения многочисленных противоречий в теории интерпретации гравитационных и магнитных аномалий стало столкновение геофизических и математических интересов, причем большинство из них есть следствие недостатков традиционных математических форм представления результатов количественной интерпретации в виде какого-то одного допустимого решения обратной задачи, наделенного свойством «оптимальности», и чрезмерной абсолютизации этого свойства. Любое множество не может быть сколь-нибудь полно представлено каким-то одним из его элементов, какими бы замечательными свойствами он ни обладал. Но именно это пытаются достичь при стремлении представить всю информацию об объекте исследования, хранящуюся в множестве априори равноправных допустимых вариантов интерпретации, лишь одним из этих вариантов. В подобной ситуации оптимальность вообще теряет смысл: «оптимальное» решение может уступить по точности «рядовому» допустимому решению; любое единичное допустимое решение, построенное по большому объему априорной информации может уступить по точности решению по более скудным данным – отсутствие монотонной зависимости качества результатов интерпретации от объема априорных данных ставит под сомнение целесообразность идеи накопления этих данных для повышения отдачи от геофизического метода; без оценок точности, построение которых не входит в задачи большинства известных методов, информативность «оптимального» решения по сути равна нулю. Соотношение между информацией, которую несет отдельный элемент множества, и информацией, которую хранит все множество, это, в грубом приближении, соотношение между скрытой информацией о геологическом объекте, которую несет геофизический метод, и информацией, которую удастся извлечь с помощью существующих методов количественной интерпретации.

Математически безупречный фундамент, на котором построена теория некорректных обратных задач, в случае ее приложения к обратным задачам гравиразведки и магниторазведки, оборачивается неким «виртуальным миром», в котором находят место абсолютно неприемлемые априорные предположения (измерения поля в континуальном множестве

точек, возможность устремления нормы помехи измерений к нулю) и не выполнимые в реальности критерии состоятельности методов решения обратных задач, предусматривающие сходимость последовательности (существующих лишь в воображении) приближенных решений к истинному. Благодаря естественным ограничениям на физические и геометрические параметры возмущающего объекта неустойчивости (в ее строгом понимании) изначально не существует – сколь угодно большие ошибки решения остаются лишь в умозаключениях, но также нет возможности фактически обеспечить сходимость и наперед заданную точность результата интерпретации. Таким образом, термин «некорректные обратные задачи» вообще неприменим к реальным геофизическим задачам. В действительности проблема состоит в построении методов, обеспечивающих извлечение максимума достоверной информации об источниках поля в конкретных физико-геологических условиях интерпретации. Иллюзия благополучия, которого можно виртуально добиться при слабых требованиях к априорной информации, оказалась в состоянии затушевывать многочисленные противоречия, свойственные теории интерпретации потенциальных полей, и стала на долгие годы серьезной преградой на пути действительно актуальных направлений ее развития.

Как конструктивный ответ на вопрос о возможности преодоления имеющихся в теории противоречий, предложены принципиально отличные от известных (аддитивные) методы решения обратных задач, основанные на новых математических формах представления результатов интерпретации и идее суммирования полезной информации, хранящейся в каждом из вариантов интерпретации, составляющих репрезентативное подмножество допустимых решений обратной задачи. В линейной и структурной обратных задачах для построения таких подмножеств можно обойтись классическими методами минимизации. В случае рудной обратной задачи понадобилось развить специальную теорию конечноэлементных методов построения отдельных допустимых вариантов интерпретации. И этой теории посвящены четыре следующих главы монографии.

Своего рода «перекидным мостиком» между традиционными и аддитивными методами интерпретации гравитационных и магнитных аномалий являются методы решения обратных задач, основанные на идеях и критериях общей теории принятия решений в условиях неопределенности и риска. В монографии эти методы – им посвящена шестая глава – синтезированы с концепцией доверительной вероятности и предлагаются к включению в общий пакет информации, извлекаемой из имеющихся данных.

Седьмая глава монографии посвящена гарантированному подходу к решению обратных задач, опрокинувшему традиционные представления о том, в каких математических терминах могут быть выражены результаты интерпретации. Так, за результат интерпретации при решении обратной задачи рудного типа принимается пара областей D_1 и D_2 , обеспечивающих неухудшаемую двухстороннюю оценку $D_2 \subset S \subset D_1$ для носителя S источников поля. В структурной обратной задаче результатом интерпретации могут служить огибающие семейства допустимых границ раздела. В линейной обратной задаче результат интерпретации можно выразить в терминах неухудшаемых отдельных оценок плотностей локальных тел, составляющих модель источников поля. Важным свойством методов, реализующих гарантированный подход, является монотонная зависимость информативности результатов интерпретации от объема и качества интерпретируемых данных, что недоступно традиционным методам решения обратных задач. С помощью гарантированного подхода можно оценить вклад различных объемов априорных данных в информативность итогового результата интерпретации.

Аддитивные методы интерпретации гравитационных и магнитных аномалий, которым посвящена последняя, восьмая, глава монографии названы так по главному принципу, положенному в их основу – суммировать в результатах интерпретации (в сжатом виде) информацию, которую несет каждое допустимое решение обратной задачи. Предтечей этих методов можно назвать методы, реализующие концепцию гарантированного подхода. Как и в случае гарантированного подхода, фундаментом аддитивных методов служит множество допустимых решений обратной задачи (на практике, некоторое его представительное

подмножество). Отличием аддитивных методов интерпретации от методов, реализующих концепцию гарантированного подхода, является возможность более детального изучения исследуемой части пространства D с помощью оценочных функций $\lambda(X)$, $X \in D$ распределения специальных параметров, назначение которых состоит в оценке вероятности успешного решения поставленной задачи при условии, что будут учтены эти параметры. По сути, речь идет о возможности решения сугубо детерминистскими средствами тех задач, которые всегда считались прерогативой информационно-статистического направления. В числе оценочных функций – функция локализации для оценки вероятности обнаружения возмущающих масс в любом заданном «элементарном фрагменте» области D и функция обнаружения для оценки вероятности подсечения возмущающих масс буровой скважиной заданной траектории.

Аддитивные методы интерпретации олицетворяют собой, если можно так выразиться, более высокий уровень культуры извлечения информации из геофизических данных. Если точность единичного решения обратной задачи ассоциируется с достоинствами конкретного алгоритма, с помощью которого была осуществлена интерпретация, и носит, вообще говоря, случайный характер, то результаты интерпретации в рамках аддитивных методов характеризуют информативность совокупных априорных данных. В этой главе мы предложили также вводить в методы решения обратных задач поправки за неадекватность модели источников аномалии, позволяющие формализовать и оптимизировать выбор размерности модели источников поля не в ущерб информативности итоговых результатов интерпретации.

Приведены разнообразные модельные и практические примеры, иллюстрирующие преимущество аддитивных методов в вопросах повышения достоверности результатов интерпретации. Книга рассчитана на специалистов в области решения обратных задач геофизики, а также на аспирантов и студентов.

При написании монографии использовались результаты исследований, выполненных в рамках грантов РФФИ «Развитие монтажных технологий решения обратной задачи гравиметрии при трехмерном моделировании геологических объектов» № 10-05-96023_р_урал_а (2010–2011 гг.); «Разработка методов количественной интерпретации геопотенциальных полей, базирующихся на синтезе функционально-аналитического и вероятностно статистического подходов» № 12-05-00414-А (2012–2014 гг.); «Разработка методов оценки параметров источников потенциальных полей на основе согласования допустимых решений обратной задачи» № 15-05-01823_а (2015–2017 гг.); «Ресурсы Арктики» «Тектоно-магматические факторы образования платино-медно-никелевых месторождений Арктической части Сибирской трапповой провинции» № 18-05-70094 (2018–2020 гг.). Издание монографии осуществлено в 2020 г. за счет гранта РФФИ 19-15-00014 Д в издательстве «Научный мир», Москва.

Монография содержит 456 страниц, 105 рисунков и 19 таблиц. Полный текст монографии с рисунками находится в научной электронной библиотеке: <https://www.elibrary.ru/item.asp?id=47159980>

1. Балк П.И., Долгаль А.С. Аддитивные методы решения обратных задач гравиразведки и магнито-разведки. – М.: Изд-во «Научный мир», 2020. 456 с.

ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА: ТРЕХМЕРНАЯ ИНВЕРСИЯ

В.В. Белявский

Центр ГЭМИ, филиал Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Троицк, *victor.belyavsky@list.ru*

Введение. Целью региональных магнитотеллурических исследований, проведенных в Северо-Кавказском регионе, являлось изучение строения литосферных плит, условий формирования месторождений полезных ископаемых, выяснение причин активизации сейсмических процессов и вулканических систем различного генезиса. Магнитотеллурические зондирования выполнялись в диапазоне периодов $0,001 < T < 1000$ с станциями ЦЭС-2, ЦЭС-М и «Phoenix» с шагом наблюдений 1–5 км организациями: ОАО «Центр ЭМИ», ООО «Северо-Запад» и объединением «Кавказгеолсъемка».

Магнитотеллурическими исследованиями решались задачи по построению геоэлектрических моделей осадочного чехла и палеозойской части «доюрского» фундамента Предкавказской части Скифской плиты, складчатых сооружений Большого Кавказа, Эльбрусских и Таманских вулканических камер различного генезиса, с оценкой их насыщения водной фракцией флюида.

Определение геоэлектрических параметров среды выполнялось с помощью программ трехмерного математического моделирования [8], трехмерной инверсии (WSINV3DM, [10]) компонент матриц импедансов и их инвариантных значений [1, 2]. Проведенное тестирование на трехмерных геоэлектрических моделях программ трехмерной инверсии и моделирования показало на правомерность применяемого подхода к интерпретации МТ данных.

Этапы построения геоэлектрических моделей в себя включали:

– Составление стартовых моделей на основе: одномерной и двумерной инверсий основных компонент экспериментальных матриц импедансов $[Z^{ob}]$ и их инвариантных значений – максимальных Z_{ob}^{mxH} и минимальных Z_{ob}^{mnH} импедансов индукции [9]; интерактивного подбора к импедансам Z_{ob}^{mxH} и Z_{ob}^{mnH} 3D-модельных Z_m^{mxH} и Z_m^{mnH} . Последняя задача решалась с помощью адаптированного к программе Maxwellf блока, вычисляющего инвариантные кривые МТЗ различного типа, выполняющего их 1D-инверсию и различные виды трансформаций.

– Оценки возможности программы WSINV3DMT восстанавливать распределение удельного электрического сопротивления $\rho_{in}(X_{in}, Y_{in}, Z_{in})$ в тестовых 3D-моделях, отвечающих стартовым геоэлектрическим моделям региона.

– Анализа, полученных при трехмерной инверсии матриц $[Z_{ob}]$, распределений $\rho_{in}(X_{in}, Y_{in}, Z_{in})$, с учетом сейсмических данных о строении изучаемых объектов, и оценки содержания водной фракции флюида в проводящих блоках Северо-Кавказского региона.

В построенной трехмерной модели региона положение низкоомных коровых аномалий коррелирует с шовными зонами, глубинными разломами, вулканическими камерами, доменами, характеризующимися пониженными скоростями продольных и поперечных обменных волн землетрясений и/или повышенным их поглощением. Оценка насыщения водной фракцией флюида блоков коры показала, что максимальная его концентрация сосредоточена в областях пересечения систем разломов и иных структурных единиц.

Трехмерная инверсия матриц импеданса

Опыты по трехмерной инверсии, проведенные на матрицах $[Z_m]$, рассчитанных для тестовых 3D-моделей, показали на возможность восстанавливать с помощью программы WSINV3DMT (с учетом действия принципа эквивалентности и появления афтершоковых аномалий) параметры задаваемых низкоомных блоков, расположенных под неоднородным верхним слоем. Отклонение получаемых значений удельных электрических сопротивлений (УЭС) ρ_{in} от тестовых ρ_m , не превышает 100–200 %, а распределение низкоомных аномалий $\rho_{in}(X_{in}, Y_{in}, Z_{in})$ отвечает положению кровли низкоомных модельных блоков, что отличает их от распределений $\rho_{in}(h_{in})$, получаемых при 1D-инверсии кривых кажущегося сопротивления.

Надежность построения геоэлектрических моделей при инвертировании матриц $[Z^{ob}]$ контролировалась относительными отклонениями (δ_{xy} , δ_{yx}) экспериментальных кажущихся сопротивлений $\rho_{ob}^{xy,yx}$ от получаемых инверсионных $\rho_{in}^{xy,yx}$. Они варьировались от 1 до 100 % в зависимости от типа кривых МТЗ, периода наблюдения, положения точек наблюдения и задаваемой стартовой модели. Результирующая 3D-модель отвечала минимальным значениям δ_{xy} , δ_{yx} .

Геоэлектрическая модель Северо-Кавказского региона

Краснополянский профиль. Аномалия пониженных УЭС с $\rho_{in} = 50\text{--}100 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ на глубине 10–20 км под МТЗ 1–2 расположена над доменом, характеризующимся повышенным поглощением обменных волн землетрясений в зоне Черкесского разлома (рис. 1), ограничивающего Северо-Кавказский краевой массив. Зона перехода от Восточно-Кубанского прогиба к Северо-Кавказской моноклинали (МТЗ 6–8) картируется аномалией с $\rho_{in} = 10\text{--}50 \text{ Ом} \cdot \text{м}$, охватывающей блоки с повышенным поглощением обменных волн землетрясений, погружающихся под Восточно-Кубанский прогиб.

Приэльбрусский профиль. От Пшекиш-Тырнаузской шовной зоны (МТЗ 25) до северной границы Северо-Кавказской моноклинали (Армавир-Невиномысский разлом) на глубинах 5–15 км, протягивается аномалия с $\rho_{in} = 3\text{--}10 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ (рис. 1). Она коррелирует с положением разуплотненных пород в плоскости надвига средней коры [6], характеризующихся дефицитом скорости продольных волн в 3–5 % (метод МОВЗ) [2]. Аномалии с $\rho_{in} = 3\text{--}100 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ на глубинах от 2 до 10 км, расположены под вулканом Эльбрус и Тырнаузским глубинным разломом (рис. 1, МТЗ 1 и 11). Под зонами пересекающихся глубинных разломов и сдвиговых систем, севернее Минераловодского выступа, на глубинах свыше 10 км картируется проводящий блок (МТЗ 96–116).

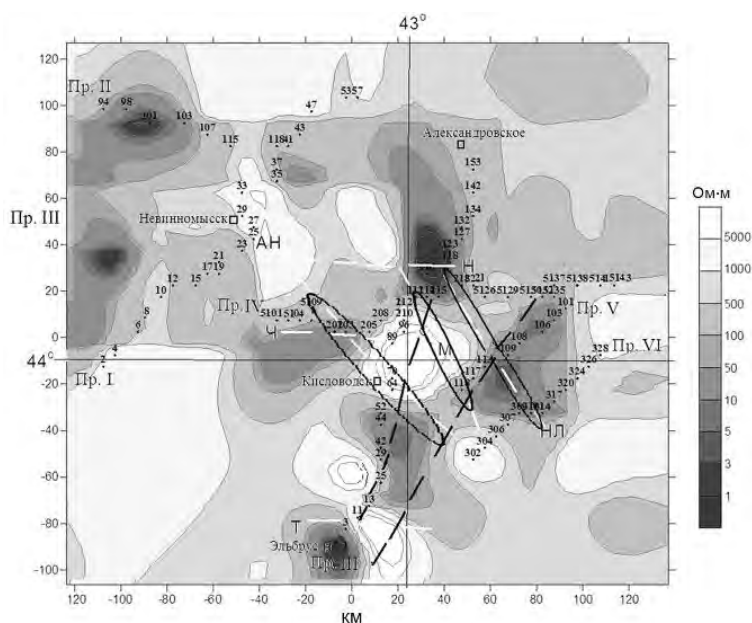


Рис. 1. Распределение удельных электрических сопротивлений (3D-инверсия) на глубине 6,6 км

На профилях показаны каждая вторая т. н. Белые линии – глубинные разломы и зоны сдвига, черные – границы Эльбрусско-Минераловодской сбросо-сдвиговой зоны [4]. Разломы: АН – Армавир-Невиномысский, Т – Тырнаузский, Ч – Черкесский. Границы Нальчик-Минераловодской флексурно-сдвиговой зоны: Н – Нагутская, М – Минераловодская. Эллипсы – области концентрации эпицентров землетрясений [3]. Профили МТЗ: I – Краснополянский, II – Ейск – Каспийское море, III – Приэльбрусский, Минераловодские: IV, V и VI

Профили Минераловодского выступа. Эльбрус-Минераловодская зона север-северо-восточного простираения (рис. 1) характеризуется аномалиями с УЭС 10–50 Ом · м (МТЗ 113–117) и с $\rho_{in} = 1 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ (МТЗ 108), квартирующими Минераловодскую и Нагутско-Лысогорскую зоны правосдвиговых нарушений. Под Пр. IV на глубинах до 10 км, положение аномалий с $\rho_{in} = 5\text{--}10 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ (МТЗ 207–208) и на 20 км с $\rho_{in} = 50\text{--}100 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ (МТЗ 214–216) отвечают: активизированному Армавир-Невиномысскому разлому, Минераловодской и

Нагутско-Лысогорской зонам сдвига, которые проявляются с $\rho_{in} = 5\text{--}50 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ под МТЗ 303–304 (Пр. VI). Эти аномалии высокой проводимости расположены над областями с дефицитом скорости продольных волн (МТЗ 206–208) или в них (МТЗ 214–215, МТЗ 108). Вдоль областей с низкими УЭС концентрируются гипоцентры землетрясений (МТЗ 205–208, МТЗ 108–109, МТЗ 207–208, МТЗ 214–215, рис. 1).

Кубанский профиль. В пределах северной части Новороссийской складчатой зоны и Индоло-Кубанского прогиба на глубине $H_{in} = 5 \text{ км}$ под Ахтырским разломом (Пр. 1) выделены блоки с $\rho_{in} = 10 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ и на $H_{in} = 7 \text{ км}$ под Новороссийской складчатой зоной с $\rho_{in} = 50 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ (рис. 2). Их положение ассоциирует с зонами ослабления амплитуд обменных волн землетрясений [7].

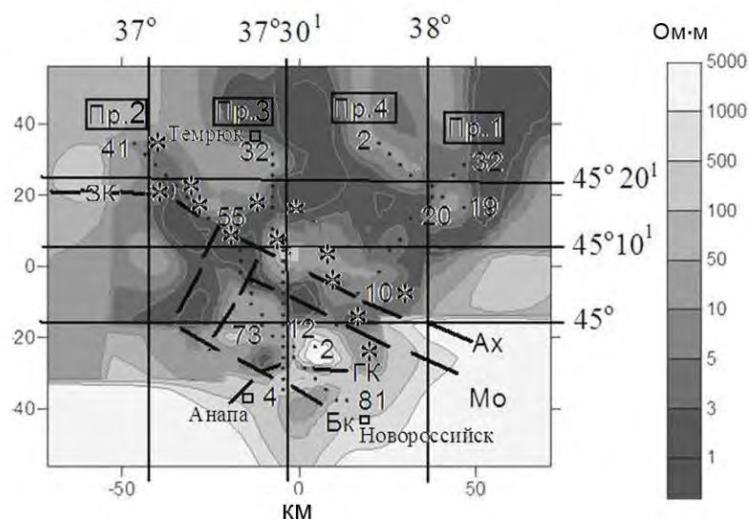


Рис. 2. Распределение УЭС на глубинах 5,5 км

Показаны: т. н. МТЗ, грязевые вулканы (*); флексурно-разрывные зоны: Ан – Анапская, Ах – Ахтырская, Мо – Молдавская; разломы: ЗК – Западно-Кавказский, Дж – Джигинский, Т – Таманский, ГК – Главный Кавказский, Бк – Баканский

Таманский полуостров. Аномалии с $\rho_{in} = 1\text{--}3 \text{ Ом} \cdot \text{м}$, расположенные на глубинах от 3 до 6 км, охватывают области пересечения глубинных разломов северо-восточного и северо-западного простираний, отделяющих Новороссийскую складчатую зону от Таманского прогиба, а также грязевые вулканы, которые ассоциируют с субвертикальными зонами пониженных скоростей сдвиговых сейсмических волн (метод ММЗ) [5].

Группа грязевых вулканов у Ахтырского глубинного разлома коррелирует с расположением наиболее низкоомных аномалий с $\rho_{in} < 1 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ (МТЗ: 44–47, 55–57, 6–66, 25, 16). Грязевой вулкан Гладковский (рис. 2) выделяется аномалией в $10 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ (МТЗ 79, Пр. 2) на фоне образований Новороссийской складчатой зоны с $\rho_{in} = 100\text{--}1000 \text{ Ом} \cdot \text{м}$.

Результаты исследований

1. Построенные трехмерные геоэлектрические модели центральной части Северного Кавказа, позволили скорректировать значения УЭС в низкоомных аномалиях, выделенных при 1D- и 2D-инверсиях и частично в блоках, полученных методом интерактивного подбора 3D-модельных кривых ρ_m^{mxH} и ρ_m^{mnH} к наблюдаемым ρ_{ob}^{mxH} и ρ_{ob}^{mnH} .

2. Положение проводящих зон под Главным хр. Кавказа, Минераловодским выступом и Северо-Кавказский краевым массивом коррелирует с областями концентраций очагов землетрясений, с блоками, имеющими аномально низкие скорости поперечных волн (метод ММЗ) или продольных обменных волн (метод МОВЗ) или с их повышенным затуханием (рис. 1). Эпицентры землетрясений концентрируются вдоль зон (или их охватывают) пониженных скоростей обменных волн и удельных электрических сопротивлений Минераловодского выступа (рис. 1), который относится к области устойчивой сейсмической активности. Её оконтуривают сдвиговые структуры (рис. 1), которые наряду с Армавир-Невиномысским разломом, ассоциируют с положением трех лент повышенной сейсмичности и низких УЭС.

Проводящие блоки под Эльбрусом и погружающиеся от Тырнаузского разлома к Армавиру-Невинномысскому (рис. 1) до глубины 15 км близки к расположению доменов, характеризующихся уменьшением скорости продольных волн до 3–5%. Это, возможно, вызвано флюидонасыщением разуплотненных плоскостей надвига Скифской плиты на консолидированную кору южной микроплиты [6]. Понижение УЭС можно объяснить процессами дегидратации водосодержащих минералов на глубинах 15–20 км под Ставропольским сводом и Минераловодским выступом, где температура превышает 600 °С. Это, в дальнейшем, ведет к миграции и накоплению флюида в разломах и сдвиговых зонах верхней коры.

В пределах западной части Северо-Кавказского краевого массива и осадочного чехла Таманского полуострова блоки с $\rho_{in} \approx 1-5 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ расположены вдоль глубинных разломов северо-западного и северо-восточного простирания, ограничивающих Новороссийскую складчатую зону, концентрируясь в местах их пересечения (рис. 2). Вдоль этих разломов и узлов их пересечения расположены грязевые вулканы.

3. Содержание связанных долей флюида (Φ_{in}), оцененное (по закону Арчи) при их минерализации солями хлорида натрия с концентрацией $C = 10 \text{ г/л}$, показало что в глубинных разломах и сдвиговых зонах, секущих Минераловодский выступ и Северо-Кавказский краевой массив, содержание всех долей флюида (Φ_v) в обводненных блоках коры часто на порядок выше Φ_{in} . Полное флюидонасыщение – Φ_v оценивалось по дефициту скорости сейсмических волн (уравнение среднего времени) в картируемом низкоскоростном домене. Максимальное содержание $\Phi_{in} = 1-10\%$ приходится на пересечение систем разломов и сдвиговых зон:

Черкесского разлома и Минераловодской зоны сдвиговых нарушений (МТЗ 203, Пр. IV);

Нагутско–Лысогорской зоны с южным бортом Ставропольского свода субширотной ориентации (МТЗ 111–116, Пр. Эльбрусский);

западной границы Эльбруско–Минераловодская зоны и Армавир-Невиномысского разлома с Минераловодской зоной сдвиговых деформаций (МТЗ 113–109, Пр. III);

Нагуто-Лысогоркой сдвиговой зоны и границы Эльбруско–Минераловодской зоны (МТЗ 108, Пр. V), а также под Северо-Кавказским массивом (МТЗ 25–52, Пр. III).

Меньшие значения $\Phi_{in} = 0,1-0,3\%$ свойственны области контакта Эльбруско–Минераловодской и Минераловодской сдвиговой зоной (МТЗ 118–117, Пр. V).

В камерах грязевых вулканов, областях пересечения глубинных и региональных разломов Таманского полуострова и Новороссийской складчатой зоны содержание Φ_{in} достигает 7–20% (при минерализации флюида 16–20 г/л хлорида натрия). Их расположение ассоциируется с доменами, характеризующими пониженными скоростями сдвиговых обменных волн, приуроченных к каналам поступления водных фракций флюида из генерирующих их коровых образований [5]. Меньшие значениями флюидонасыщения – $\Phi_{in} = 1,5-5\%$ и раздробленности свойственны Ахтырскому и Главному Кавказскому разломам, отделяющим структуры Большого Кавказа от Таманского прогиба (рис. 2).

1. Белявский В.В. Геоэлектрическая модель тектоносферы Северо-Кавказского региона. – Тверь: Издательство ГЕРС, 2007. 250 с.

2. Белявский В.В., Егоркин А.В., Ракитов В.А., Солодилов Л.Н., Яковлев А.Г. Некоторые результаты применения методов естественных электромагнитных полей и сейсмических полей на Северном Кавказе // Физика Земли. – 2007. – № 3. – С. 4–14.

3. Габсатарова И.П., Королецки Л.Н., Иванова Л.Е. Селиванова Е.А. Землетрясения Заветненское 2 мая 2012 с $K_p = 11.2$, $M_w = 4.3$, $I_{or} = 5$ и Воровосколеское – II 15 декабря 2012 г. с $K_p = 10.8$, $M_w = 4.2$, $I_{or} = 4$ (Ставропольский край) ФИЦ ЕГС РАН. г. Обнинск // Сильные и ощутимые землетрясения. 2020. С. 323–331.

4. Милановский Е.Е., Расцветаев Л.М., Кухмазов С.У., Бирман А.С., Курдин Н.Н., Симако В.Г., Твритинова Т.Ю. Новейшая геодинамика Эльбруско-Минераловодской области Северного Кавказа // Геодинамика Кавказа. – М.: Наука, 1989. С. 99–105.

5. Рогожин Е.А., Горбатиков А.В., Харазова Ю.В., Степанова М.Ю., Chen J, Овсяченко А.Н., Ларьков А.С., Сысолин А.И. Глубинное строение Анапской флексуно-разрывной зоны, Западный Кавказ // Геотектоника. 2019. № 5. С. 3–11.

6. Шемпелев А.Г., Кухмазов С.У., Чотчаев Х.О., Невский Л.Н., Структура Большого Кавказа – результат полого надвига земной коры Скифской плиты на консолидированную кору микроплит Южного Кавказа // Геология и геофизика Юга России. – 2015. – № 4. – С. 145.
7. Шемпелев А.Г. Западный Кавказ по геофизическим данным // Отечественная геология. – 2004. – № 2. – С. 69–75.
8. Druskin V., Knizhnerman L. Spectral approach to solving three-dimensional Maxwell's diffusion equations in the time and frequency domains // Radio Sci. – 1994. – Vol. 29 (4). – P. 937–953.
9. Counil, J.L., le Mouel J.L., Menvielle M. Associate and conjugate directions concepts in magnetotellurics // Ann. Geophys. 1986. – Vol. 4B. № 2. – P. 115–130.
10. Siripunvaraporn W., Egbert G., Lenbury Y, Uyeshima M. Three-dimensional magnetotelluric inversion: data-space method // Physics of the Earth and Planetary Interiors. – 2005. – Vol. 150 (1–3). – P. 3–14. DOI: 10.1016/j.pepi. 2004.08.023

ЛЕОНАРДО ГАРЦОНИ – ПРЕДШЕСТВЕННИК ВИЛЬЯМА ГИЛЬБЕРТА

Ю.И. Блох

г. Москва, yuri_blokh@mail.ru

В 1956 г. в основанной С.И. Вавиловым академической серии «Классики науки» появился перевод знаменитой книги Вильяма Гильберта «О магните, магнитных телах и о большом магните – Земле». Поскольку первое издание этого труда вышло в 1600 г., редактор русскоязычного издания Алексей Георгиевич Калашников заявил, что «книга Гильберта является первым историческим документом, который открывает собой новую эпоху прогрессивного развития физики, как опытной науки» [1, с. 357], а «средневековые авторы очень мало прибавили к тем сведениям о магните, которые имелись у древних» [1, с. 330].

Меж тем исследователи XVII века, в частности, Никколо Цукки (иначе Дзукки), не соглашались с подобными утверждениями и, более того, обвиняли В. Гильберта в плагиате. При этом Н. Цукки ссылаясь на то, что В. Гильберт использовал труд монаха-иезуита Леонардо Гарцони. Этот труд, якобы, передал ему монах «Ордена служителей Девы Марии» или, как его кратко называют «Ордена сервитов» Паоло Сарпи, известный как друг Галилео Галилея. Поскольку труд Л. Гарцони, написанный около 1580 г., не был опубликован, утверждения Н. Цукки несколько веков игнорировались. При этом В. Гильберт с 1560-х гг., когда повышал в Италии свое образование, действительно был лично знаком с П. Сарпи, переписывался с ним, а в своей книге назвал «уважаемым учителем Павлом Венецианским» [1, с. 27].

Сравнительно недавно в Амброзианской библиотеке Милана нашли копию считавшейся утерянной рукописи Л. Гарцони под названием «Due trattati sopra la natura, e le qualità della calamita» (Два трактата о природе и свойствах магнита). В 2005 г. тексты трактатов опубликовала, снабдив комментариями, итальянская исследовательница Моника Угалья [2]. Обнаруженные трактаты помогли идентифицировать еще одну рукопись труда Л. Гарцони, хранящуюся в Мадриде. Немецкий исследователь Кристоф Сандер провел историко-филологический анализ рукописей, сопоставил их с другими материалами того времени и поддержал вывод М. Угальи об авторстве Леонардо Гарцони, при этом доказал, что мадридская рукопись являлась более поздней по отношению к миланской [3].

Первый из трактатов Л. Гарцони носил, можно сказать, теоретический характер, а во втором, сохранившемся в миланской рукописи лишь частично, излагались экспериментальные результаты, представленные в форме 90 выводов и 39 следствий, которые трактовались в соответствии с теоретическими положениями первого трактата. Во второй части мадридской рукописи содержатся 93 «теоремы», причем в ней, в отличие от миланской, каждая теорема сразу же сопровождается пояснительной запиской. Миланскую рукопись сопровождают 105 иллюстраций и диаграмм, а в мадридской их 123. Сравнение описаний экспериментов Гильберта и Гарцони показало, что англичанин активно использовал сведения из сочинения итальянца в своем классическом труде, но интерпретировал их согласно своим

взглядам и терминологии. Таким образом, Леонардо Гарцони являлся непосредственным предшественником Вильяма Гильберта в создании научных основ магнитологии, прежде всего, ее экспериментального раздела.

Биографические сведения о Леонардо Гарцони чрезвычайно скудны, и Монике Угалье удалось найти лишь несколько разрозненных документов в архивах римского Общества Иисуса (иезуитов), и в Национальной библиотеке в Риме [2]. По ее данным, Леонардо Гарцони (Leonardo Garzoni) родился в 1543 г. в Венеции, в аристократической семье, переехавшей из Болоньи в конце XIII в. Примерно в 20-летнем возрасте он приступил к философским исследованиям, а в 1567 или 1568 г. в Брешии вступил в Общество Иисуса. Затем Леонардо читал лекции по логике в Парме, а в 1573 г. изучал богословие в Падуе. 9 июня 1579 г. он принял четыре обета в Брешии, войдя тем самым в элиту Общества, знающую все его секреты. Число исповедников четырех обетов фактически никогда не превышало 50 человек. С того времени он являлся духовником представительства Общества Иисуса в Венеции, около 1588 г. находился в Вероне, но потом вернулся в Венецию, где 10 марта 1592 г. скончался. Великолепный дворец семейства Гарцони (Палаццо Гарцони Моро) на берегу Большого Канала неподалеку от моста Риальто, который был построен в XV в. и приобретен семейством в 1600 г., сохранился до настоящего времени.

В статье «Наука магнетизма до Гильберта» [4] Моника Угалье воспроизвела формулировки полутора десятков экспериментальных результатов, полученных Леонардо Гарцони. Приведем в качестве примера некоторые из них, пояснив, что реально речь в них ведется не о магнитах, а об образцах магнетита (loadstone):

- «...магнитная сила распространяется от двух сторон магнита как от двух центров;
- намагниченная игла, помещенная по сторонам магнита, выравнивается в направлении, противоположном направлению силы в магните;
- игла, помещенная на магнит, выравнивается параллельно магнитной оси;
- две иглы могут выровняться параллельно друг другу, только если одна из них меньше другой;
- железная пыль, помещенная на бумагу таким образом, чтобы каждый кусок касался другого, ведет себя как железная пластина при прикосновении к магниту. Аналогично, железная пыль, упакованная в бумажную трубку, ведет себя как железный стержень;
- но если бумажная трубка опорожняется и снова заполняется после смешивания пыли, эффект теряется;
- железная пыль, упакованная в бумажную трубку, может быть намагничена, как если бы это был железный стержень, однако, если трубку встряхнуть, частицы смешиваются, и общий эффект теряется, хотя каждая частица сохраняет свою намагниченность» [4, с. 67].

Эти примеры показывают, что заявления А.Г. Калашникова в переводе книги В. Гильберта, которые процитированы в начале настоящей заметки, не могут считаться справедливыми, тем не менее, обвинять Гильберта в плагиате не стоит. М. Угалье, детально знакомая с трактатами Л. Гарцони, высказалась об этом следующим образом: «Гильберта нельзя обвинить в плагиате... теория Гильберта автономна. Основы теории Гильберта аналогичны теории Гарцони, но развиваются в другом направлении. Тем не менее, следы Гарцони легко обнаружить в работах Гильберта исключительно из-за их внеконтекстного характера. Гильберт взял наиболее важные результаты из трактата Гарцони, пренебрегая аристотелевско-схоластическим контекстом, в котором они были получены» [4, с. 77].

Таким образом, современным геофизикам стоит детальнее ознакомиться с новыми источниками о возникновении теории геомагнетизма и учитывать их в своей научной и, тем более, педагогической деятельности.

1. Гильберт В. О магните, магнитных телах и о большом магните – Земле. Новая физиология, доказанная множеством аргументов и опытов. – М.: Издательство АН СССР. 1956. 413 с.
2. Garzoni L. Trattati della calamita / a cura di Monica Ugaglia. – Milano: FrancoAngeli. 2005. 349 p.
3. Sander C. Early-Modern Magnetism: Uncovering New Textual Links between Leonardo Garzoni SJ (1543–1592), Paolo Sarpi OSM (1552–1623), Giambattista Della Porta (1535–1615), and the Accademia dei Lincei // *Archivum Historicum Societatis Iesu*. 2016. Vol. 85 (2). P. 303–363.
4. Ugaglia M. The Science of Magnetism Before Gilbert. Leonardo Garzoni's Treatise on the Loadstone // *Annals of Science*. 2006. Vol. 63. No. 1. P. 59–84.

ПОДВОДНЫЕ ВУЛКАНЫ ОХОТОМОРСКОГО СКЛОНА ОСТРОВА ИТУРУП (КУРИЛЬСКАЯ ОСТРОВНАЯ ДУГА)

Ю.И. Блох¹, В.И. Бондаренко², А.С. Долгаль³, П.Н. Новикова³, В.В. Петрова⁴,
О.В. Пилипенко⁵, В.А. Рашидов⁶, А.А. Трусов⁷

1 – г. Москва, *yuri_blokh@mail.ru*

2 – Костромской ГУ, г. Кострома

3 – Горный институт УрО РАН, г. Пермь

4 – Геологический институт РАН, г. Москва

5 – Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва

6 – Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский

7 – АО «ГНПП «Аэрогеофизика», г. Москва

Подводные вулканы Охотоморского склона о. Итуруп входят в состав Северо-Итурупской и Южно-Итурупской групп подводных вулканов Курильской островной дуги [10]. При современном уровне изученности здесь насчитывается 39 как островершинных, так и плосковершинных вулканических построек (рис. 1, 2), подводная кальдера в заливе Простор и наземно-подводная кальдера Львиная Пасть (о. Итуруп) [6, 8]. Некоторые подводные вулканы образуют вулканические хребты и массивы [7].

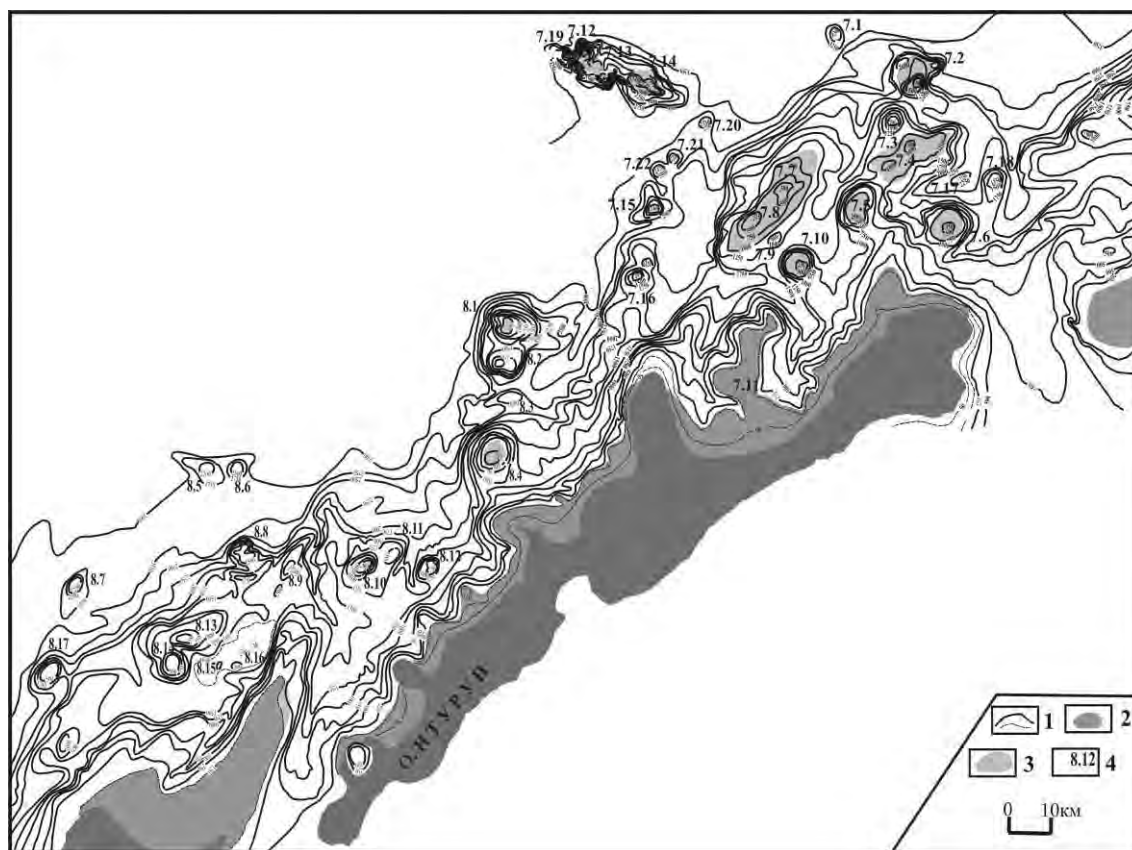


Рис. 1. Подводные вулканы Охотоморского склона о. Итуруп

1 – изобаты; 2 – приостровной шельф; 3 – уплощенные вершины подводных вулканов; 4 – номера подводных вулканов, согласно [10]

Относительная высота вулканических построек изменяется в интервале 250–2500 м, глубина моря над вершинами – в интервале 67–2300 м, а объемы – в интервале 1,4–270 км³ (рис. 1). Мощность осадков, перекрывающих основания вулканических построек достигает 1200 м [1–3, 10, 11].

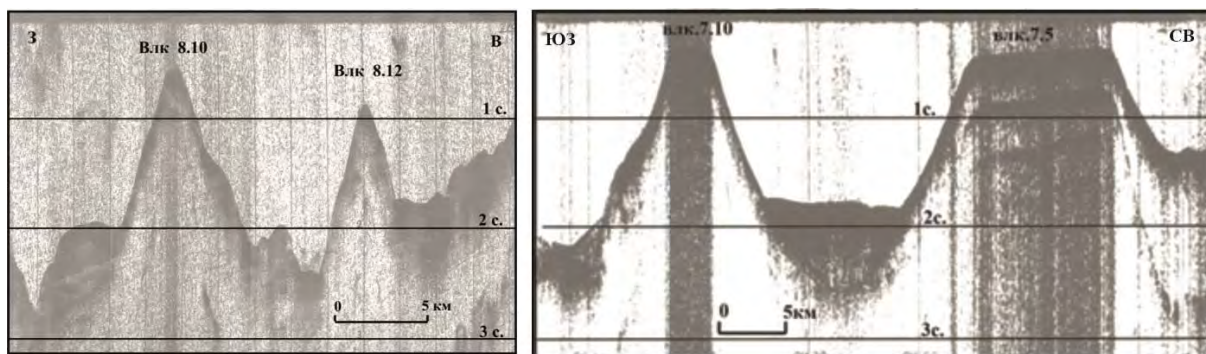


Рис. 2. Острове́ршинные (слева) и плоско́вершинные (справа) подводные вулканические постройки Охотоморского склона о. Итуруп

Постройки сложены породами известково-щелочного ряда, петрографический состав которых варьирует от базальтов до дацитов. В пределах некоторых построек опробованы гидротермально-измененные породы, железомарганцевые конкреции и корки. В юго-восточной части дна залива Простор опробованы органические остатки предположительно являющиеся диатомовыми метанобактериями и вестиментиферами. Результаты геологического опробования, и то, что над вершинами подводных вулканов Крылатка и 8.10, в заливах Простор и Одесский, и на Охотоморском склоне о. Итуруп на записях эхолотных промеров отмечены акустические помехи [1, 9, 11], позволяют говорить о том, что проявления подводной газо-гидротермальной активности в пределах южной части Курильской островной дуги имеет масштабный характер.

Величина естественной остаточной намагниченности драгированных магматических пород изменяется в от 0,1 до 13,2 А/м, а фактор Кенигсбергера – от 0,6 до 35,9. Высокие значения остаточной намагниченности обусловлены высокой концентрацией псевдооднородных магнитных зерен.

Размах аномалий магнитного поля ΔT_a , приуроченных к вулканическим постройкам, иногда превышает 1000 нТл (рис. 3), а приуроченных к кальдерам – 1200–1500 нТл.

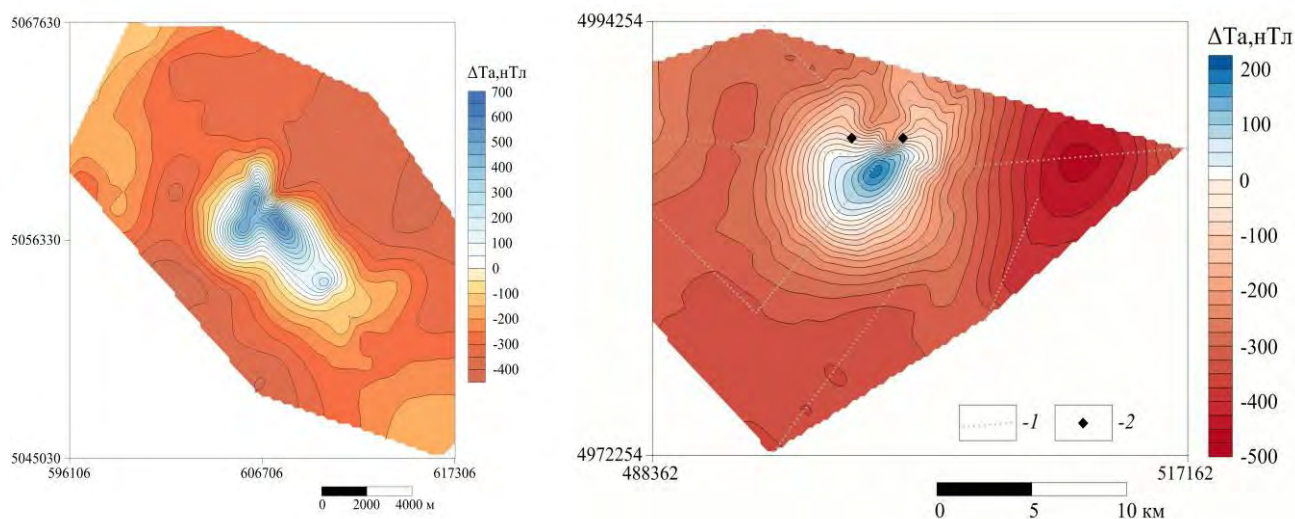


Рис. 3. Аномальное магнитное поле подводных вулканов 7.10 (слева) и 8.10 (справа)

Установлено, что вектор эффективной намагниченности $\mathbf{J}_{\text{эф}}$ горных пород, слагающих вулкан 7.10, имеет склонение 120° , наклонение 81° и развернут относительно нормального магнитного поля Земли T_0 на 37° , а вектор $\mathbf{J}_{\text{эф}}$ горных пород, слагающих подводный вулкан 8.10 – склонение 52° , наклонение 26° и развернут относительно нормального магнитного поля Земли T_0 на 54° (рис. 4). Это свидетельствуют о приуроченности времени образования

подводных вулканов 7.10 и 8.10, как и других изученных вулканов Курильской островной дуги, к периодам геомагнитных инверсий [5].

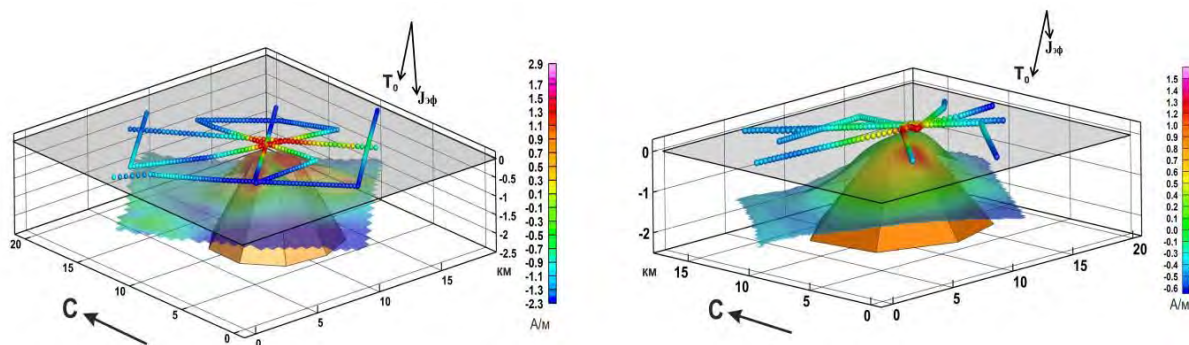


Рис. 4. Уточнение ориентации вектора эффективной намагниченности $J_{эф}$ подводных вулканов 7.10 (слева) и 8.10 (справа)

С помощью апробированной эффективной технологии количественной интерпретации материалов гидромагнитной съемки в комплексе с эхолотным промером, НСП, а также анализом петромагнитных свойств и химического состава драгированных горных пород [1, 2], определены особенности геологического строения ряда вулканических построек.

Установлено, что зоны максимальной эффективной намагниченности горных пород, как правило, расположены в привершинных частях подводных вулканов (рис. 5). В пределах вулканических построек выделены отдельные лавовые потоки (рис. 5), подводные каналы, периферические магматические очаги (рис. 6) и вершинная кальдера [1–3, 11].

Так результаты 3D-моделирования говорят о том, что при терминальном извержении подводного вулкана 7.10 лавовые потоки незначительной протяженности изливались в северо-северо-восточном и юго-западном направлениях. Основной же лавовый поток излился в юго-восточном направлении и достиг основания вулканической постройки (рис. 5).

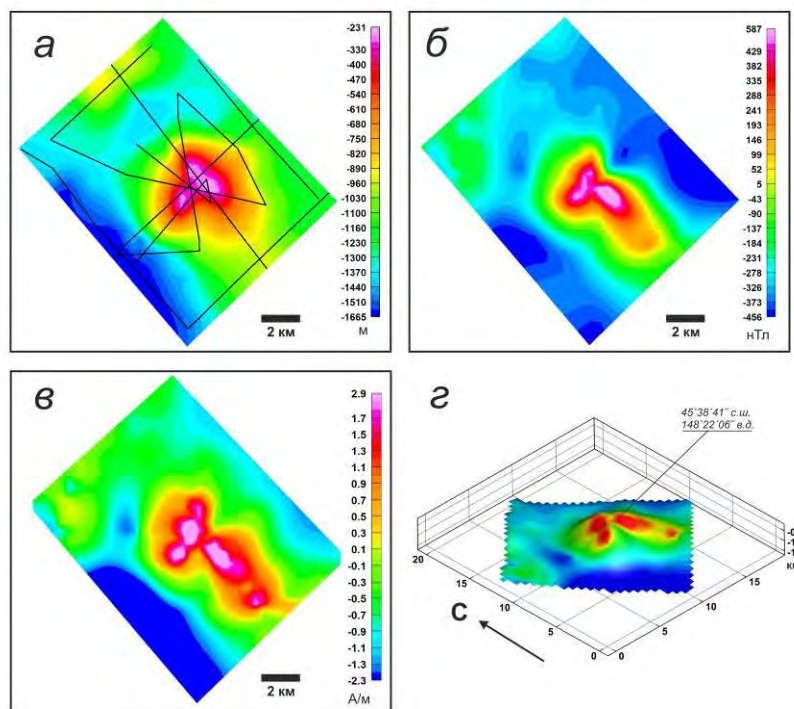


Рис. 5. Подводный вулкан 7.10: *а* – батиметрия; *б* – аномальное магнитное поле ΔT_a

в – распределение эффективной намагниченности $J_{эф}$; *г* – распределение эффективной намагниченности $J_{эф}$, изображенное на поверхности вулкана

Анализ особых точек функций, описывающих аномальные геомагнитные поля с помощью интегрированной системы СИНГУЛЯР [4], позволил предположить наличие подводных каналов в постройках подводных вулканов 7.10, Берга и 8.10.

Периферические магматические очаги выделены в постройках подводных вулканов 7.10, Крылатка и 8.10 (рис. 6).

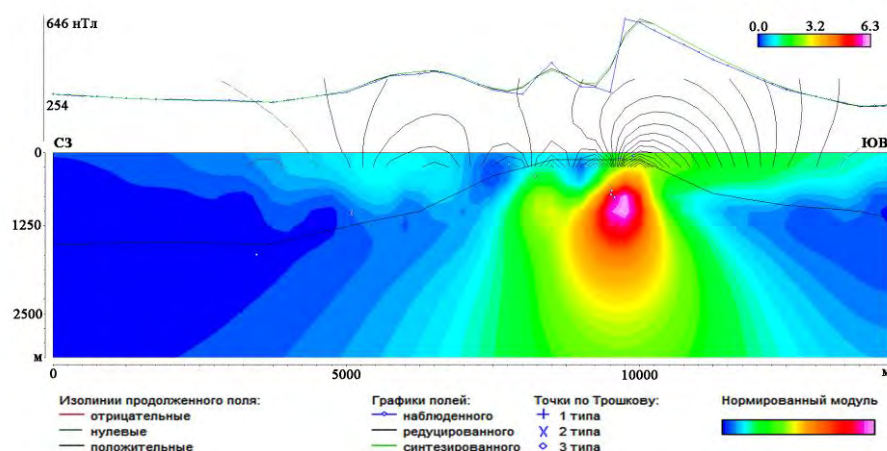


Рис. 6. Изображения, синтезированные системой СИНГУЛЯР для локализации особых точек функции, описывающей аномальные магнитные поля ΔT_a подводного вулкана 8.10, наложенные на рельеф дна

В результате выполненных исследований в очередной раз подтверждена эффективность применения апробированной комплексной технологии интерпретации для изучения подводных вулканических построек и получены новые данные о строении Охотоморского склона о. Итуруп.

1. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С. и др. Комплексные геолого-геофизические исследования подводных вулканов Центральных и Южных Курил // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Материалы 47-й сессии Международного научного семинара им. Д.Г. Успенского – В.Н. Страхова. Воронеж, 27–30 января 2020 г. – Воронеж: Издательско-полиграфический центр «Научная книга», 2020. С. 41–44.
2. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С., Новикова П.Н., Петрова В.В., Пилипенко О.В., Рашидов В.А., Трусов А.А. Комплексные геолого-геофизические исследования подводного вулканического 7.10 (Курильская островная дуга) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2021. № 3. Вып. № 51. С. 23–40.
3. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Рашидов В.А., Трусов А.А. Подводный вулкан Берга (Курильская островная дуга) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2008. № 2. Вып. 12. С. 70–75.
4. Блох Ю.И., Каплун Д.В., Коняев О.Н. Возможности интерпретации потенциальных полей методами особых точек в интегрированной системе «СИНГУЛЯР» // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 1993. № 6. С. 123–127.
5. Блох Ю.И., Рашидов В.А., Трусов А.А. Оценка остаточной намагниченности подводных вулканов Курильской островной дуги с применением программы ИГЛА // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2015. № 2. Вып. № 26. С. 5–10.
6. Бондаренко В.И. Сейсмоакустические исследования кальдеры Львиная Пасть // Вулканология и сейсмология. 1991. № 4. С. 44–53.
7. Бондаренко В.И., Рашидов В.А. Новые данные о морфологии подводных вулканических хребтов Гидрографов и Броутона (Курильская островная дуга) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2004. № 4. С. 51–58.
8. Бондаренко В.И., Рашидов В.А. Подводная кальдера залива Простор, о. Итуруп, Курильские острова // Геология морей и океанов: Материалы XXIII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Москва, 18–22 ноября 2019 г. – М.: ИО РАН, 2019. Т. 5. С. 54–57.
9. Бондаренко В.И., Рашидов В.А. Подводная газо-гидротермальная активность в пределах Курильской островной дуги // Геосистемы переходных зон. 2021. Т. 5. № 1. С. 4–13.
10. Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги / Отв. ред. Ю.М. Пушаровский. – М.: Наука, 1992. 528 с.
11. Рашидов В.А., Бондаренко В.И. Геофизические исследования подводного вулкана Крылатка (Курильская островная дуга) // Вулканология и сейсмология. 2004. № 4. С. 65–76.

К ОДНОВРЕМЕННОМУ ВОССТАНОВЛЕНИЮ ХАРАКТЕРИСТИК НЕСКОЛЬКИХ ГРАВИТИРУЮЩИХ ТЕЛ В ОБРАТНОЙ ЗАДАЧЕ ТЕОРИИ НЬЮТОНОВСКОГО ПОТЕНЦИАЛА

И.В. Бойков, В.А. Рязанцев

Пензенский государственный университет, *i.v.boykov@gmail.com*

В данной работе предлагается аналитический и численный метод одновременного восстановления параметров двух источников аномального гравитационного поля. В основании упомянутых методов лежит нелинейная математическая модель обратной задачи теории логарифмического и ньютоновского потенциала, ранее развитая авторами в работах [1, 2, 3]. Эта модель используется для построения системы приближённых интегральных уравнений, математически описывающих поставленную задачу. Проведение замены неизвестных функций даёт возможность применить к системе уравнений преобразование Фурье, результатом чего является система линейных уравнений, зависящих от параметров. В результате применения обратного преобразования Фурье к решению этой системы и перехода к исходным неизвестным функциям достигается решение поставленной задачи. В качестве исходных данных задачи восстановления характеристик гравитирующих тел используются значения вертикальной производных первого и второго порядков потенциала аномального гравитационного поля на поверхности Земли.

Введём в рассмотрение декартову систему координат, направив ось аппликат вертикально вниз. Предположим, что источниками аномалии сил тяжести являются два тела. Первое тело представляет собой слой бесконечной протяжённости по направлениям Ox и Oy , расположенный между плоскостями $z = H_1$ и $z = H_2$ где $H_1 < H_2$. Вторым является тело конечных размеров, расположенное в квадрате $(x, y) \in [-\ell, \ell]^2$ между поверхностями $z = H_1 - \varphi(x, y)$ и $z = H_1$. Здесь $\varphi(x, y)$ – принимающие положительные значения функции, определённые в квадрате $(x, y) \in [-\ell, \ell]^2$.

Первое тело, имеющее плотность $\sigma_1(x, y, z)$, создаёт в точке (x, y, z) вне тела аномальное гравитационное поле $v_1(x, y, z)$, определяемое интегральной формулой

$$G \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{H_1}^{H_2} \frac{\sigma_1(\xi, \eta, \zeta)(\zeta - z)}{\left((x - \xi)^2 + (y - \eta)^2 + (z - \zeta)^2\right)^{3/2}} d\zeta d\eta d\xi = v_1(x, y, z). \quad (1)$$

Второе тело плотности $\sigma_2(x, y, z)$ в каждой точке (x, y, z) вне тела является источником аномалии гравитационного поля $v_2(x, y, z)$ которая описывается формулой:

$$G \int_{-\ell}^{\ell} \int_{-\ell}^{\ell} \int_{H_1 - \varphi(\xi, \eta)}^{H_1} \frac{\sigma_2(\xi, \eta, \zeta)(\zeta - z)}{\left((x - \xi)^2 + (y - \eta)^2 + (z - \zeta)^2\right)^{3/2}} d\zeta d\eta d\xi = v_2(x, y, z). \quad (2)$$

С целью некоторого упрощения положим $G \equiv 1$.

Сначала построим аппроксимацию уравнения (1), определяющего поле, создаваемое первым гравитирующим телом. Для этого предположим, что плотность $\sigma_1(x, y, z)$ не зависит от переменной z . Тогда, взяв интеграл по переменной ζ в пределах от $\zeta = H_1$ до $\zeta = H_2$ получим:

$$\int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \left[\frac{\sigma_1(\xi, \eta)}{\left((x - \xi)^2 + (y - \eta)^2 + (H_1 - z)^2\right)^{1/2}} - \frac{1}{\left((x - \xi)^2 + (y - \eta)^2 + (H_2 - z)^2\right)^{1/2}} \right] d\xi d\eta = v_1(x, y, z). \quad (3)$$

Легко видеть, что

$$\frac{1}{\left((x - \xi)^2 + (y - \eta)^2 + (H_1 - z)^2\right)^{1/2}} =$$

$$= \frac{1}{\left((x-\xi)^2 + (y-\eta)^2 + (H_2 - z)^2\right)^{1/2} (1+u_1)^{1/2}}, \quad (4)$$

где $u_1 = \frac{(H_2 - H_1)^2 - 2(H_2 - H_1)(H_2 - z)}{(x-\xi)^2 + (y-\eta)^2 + (H_2 - z)^2}$. Для дальнейшего воспользуемся разложением

$$\frac{1}{(1+u_i)^{1/2}} = 1 + \sum_{n=1}^{\infty} (-1)^n \frac{(2n-1)!!}{2^n n!} u_i^n, \quad |u_i| < 1. \quad (5)$$

Заменив в (4) величину $1/(1+u_1)^{1/2}$ приближённо суммой первых двух членов ряда (5) при $i = 1$, получим формулу

$$\begin{aligned} \frac{1}{\left((x-\xi)^2 + (y-\eta)^2 + (H_1 - z)^2\right)^{1/2}} &\approx \frac{1}{\left((x-\xi)^2 + (y-\eta)^2 + (H_2 - z)^2\right)^{1/2}} - \\ &\frac{1}{2} \cdot \frac{(H_2 - H_1)^2 - 2(H_2 - H_1)(H_2 - z)}{\left((x-\xi)^2 + (y-\eta)^2 + (H_2 - z)^2\right)^{3/2}}. \end{aligned} \quad (6)$$

Воспользовавшись формулой (6) для аппроксимации подынтегральной функции, заменим уравнение (1) следующим приближённым уравнением:

$$\frac{1}{2} \cdot \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \sigma_1(\xi, \eta) \frac{2(H_2 - H_1)(H_2 - z) - (H_2 - H_1)^2}{\left((x-\xi)^2 + (y-\eta)^2 + (H_2 - z)^2\right)^{3/2}} d\xi d\eta = v_1(x, y, z). \quad (7)$$

Теперь построим аппроксимацию уравнения (2), описывающего поле, создаваемое вторым гравитирующим телом. Рассуждая аналогично, предположим, что плотность второго тела $\sigma_2(x, y, z)$ не зависит от переменной z . Тогда проинтегрировав левую часть уравнения (2) по ξ в пределах от $\zeta = H_1 - \varphi(\xi, \eta)$ до $\zeta = H_1$, получим:

$$\begin{aligned} &\int_{-\ell}^{\ell} \int_{-\ell}^{\ell} \left[\frac{\sigma_2(\xi, \eta)}{\left((x-\xi)^2 + (y-\eta)^2 + (H_1 - \varphi(\xi, \eta) - z)^2\right)^{1/2}} - \right. \\ &\left. - \frac{\sigma_2(\xi, \eta)}{\left((x-\xi)^2 + (y-\eta)^2 + (H_1 - z)^2\right)^{1/2}} \right] d\xi d\eta = v_2(x, y, z). \end{aligned}$$

Нетрудно заметить, что

$$\begin{aligned} &\frac{1}{\left((x-\xi)^2 + (y-\eta)^2 + (H_1 - \varphi(\xi, \eta) - z)^2\right)^{1/2}} = \\ &\frac{1}{\left((x-\xi)^2 + (y-\eta)^2 + (H_1 - z)^2\right)^{1/2}} (1+u_2)^{1/2}, \quad u_2 = \frac{\varphi^2(\xi, \eta) - 2(H_1 - z)\varphi(\xi, \eta)}{(x-\xi)^2 + (y-\eta)^2 + (H_1 - z)^2}, \end{aligned}$$

Заменим $1/(1+u_2)^{1/2}$ приближённо суммой первых двух слагаемых ряда (5) при $i = 2$, в результате чего получим:

$$\frac{1}{\left((x-\xi)^2 + (y-\eta)^2 + (H_1 - \varphi(\xi, \eta) - z)^2\right)^{1/2}} \approx$$

$$\approx \frac{1}{\left((x-\xi)^2 + (y-\eta)^2 + (H_1-z)^2\right)^{1/2}} - \frac{1}{2} \cdot \frac{\varphi^2(\xi, \eta) - 2(H_1-z)\varphi(\xi, \eta)}{\left((x-\xi)^2 + (y-\eta)^2 + (H_1-z)^2\right)^{3/2}}, \quad (8)$$

Применив формулу (8) для приближения подынтегральной функции, аппроксимируем уравнение (2) следующим уравнением:

$$\frac{1}{2} \cdot \int_{-\ell}^{\ell} \int_{-\ell}^{\ell} \sigma_2(\xi, \eta) \frac{2(H_1-z)\varphi(\xi, \eta) - \varphi^2(\xi, \eta)}{\left((x-\xi)^2 + (y-\eta)^2 + (H_1-z)^2\right)^{3/2}} d\xi d\eta = v_2(x, y, z). \quad (9)$$

Приближённые уравнения (7) и (10) лежат в основе предлагаемого метода решения обратной задачи гравиразведки, которую рассмотрим в следующей постановке.

Пусть требуется определить неизвестные функции $\sigma_1(x, y)$, $\sigma_2(x, y)$, $\varphi(x, y)$ в предположении о том, что известными на поверхности Земли ($z = 0$), являются функции $v_1 + v_2$, $\partial v_1 / \partial z + \partial v_2 / \partial z$, $\partial^2 v_1 / \partial z^2 + \partial^2 v_2 / \partial z^2$.

Замечание 1. Параметры H_1 , H_2 , ℓ считаем известными.

Воспользуемся уравнениями (7), (9) для моделирования решаемой задачи.

Замечание 2. Для построения уравнений, включающие производные функций v_1 , v_2 , будем дифференцировать нужное число раз уравнения (7), (9) соответственно.

Поставленная задача моделируется следующей системой уравнений.

$$\begin{aligned} & \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \sigma_1(\xi, \eta) \frac{2H_2(H_2 - H_1) - (H_2 - H_1)^2}{\left((x-\xi)^2 + (y-\eta)^2 + H_2^2\right)^{3/2}} d\xi d\eta + \\ & + \int_{-\ell}^{\ell} \int_{-\ell}^{\ell} \sigma_2(\xi, \eta) \frac{2H_1\varphi(\xi, \eta) - \varphi^2(\xi, \eta)}{\left((x-\xi)^2 + (y-\eta)^2 + H_1^2\right)^{3/2}} d\xi d\eta = f_1(x, y), \quad (10) \\ & \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \sigma_1(\xi, \eta) \frac{6(H_2 - H_1)H_2^2 - 3(H_2 - H_1)^2 H_2}{\left((x-\xi)^2 + (y-\eta)^2 + H_2^2\right)^{5/2}} d\xi d\eta - \\ & - \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{2\sigma_1(\xi, \eta)(H_2 - H_1)}{\left((x-\xi)^2 + (y-\eta)^2 + H_2^2\right)^{3/2}} d\xi d\eta + \int_{-\ell}^{\ell} \int_{-\ell}^{\ell} \sigma_2(\xi, \eta) \frac{6H_1^2\varphi(\xi, \eta) - 3H_1\varphi^2(\xi, \eta)}{\left((x-\xi)^2 + (y-\eta)^2 + H_1^2\right)^{5/2}} d\xi d\eta - \end{aligned}$$

$$- \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{2\sigma_2(\xi, \eta)\varphi(\xi, \eta)}{\left((x-\xi)^2 + (y-\eta)^2 + H_1^2\right)^{3/2}} d\xi d\eta = f_2(x, y), \quad (11)$$

$$\begin{aligned} & \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \sigma_1(\xi, \eta) \frac{3(H_2 - H_1) - 18H_2(H_2 - H_1)^2}{\left((x-\xi)^2 + (y-\eta)^2 + H_2^2\right)^{5/2}} d\xi d\eta + \\ & + \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \sigma_1(\xi, \eta) \frac{30H_2^3(H_2 - H_1) - 15H_2^2(H_2 - H_1)^2}{\left((x-\xi)^2 + (y-\eta)^2 + H_2^2\right)^{7/2}} d\xi d\eta + \\ & \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \sigma_2(\xi, \eta) \frac{3\varphi(\xi, \eta) - 18H_1\varphi^2(\xi, \eta)}{\left((x-\xi)^2 + (y-\eta)^2 + H_1^2\right)^{5/2}} d\xi d\eta + \end{aligned}$$

$$+ \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \sigma_2(\xi, \eta) \frac{30H_1^3 \varphi(\xi, \eta) - 15H_1^2 \varphi^2(\xi, \eta)}{\left((x-\xi)^2 + (y-\eta)^2 + H_1^2\right)^{7/2}} d\xi d\eta = f_3(x, y). \quad (12)$$

Здесь

$$f_1(x, y) = 2v_1(x, y, 0) + 2v_2(x, y, 0), \quad f_2(x, y) = 2\left(\partial v_1/\partial z + \partial v_2/\partial z\right)\Big|_{z=0},$$

$$f_3(x, y) = 2\left(\partial^2 v_1/\partial z^2 + \partial^2 v_2/\partial z^2\right)\Big|_{z=0}.$$

Введём в рассмотрение новые неизвестные функции $w_1(x, y)$, $w_2(x, y)$, $w_3(x, y)$, определяемые следующими формулами:

$$w_1(x, y) = \sigma_1(x, y), \quad w_2(x, y) = \sigma_2(x, y)\varphi(x, y), \quad w_3(x, y) = \sigma_2(x, y)\varphi^2(x, y).$$

Тогда уравнения (10)-(12) переписутся следующим образом.

$$\int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \left[\frac{2H_2(H_2 - H_1) - (H_2 - H_1)^2}{\left((x-\xi)^2 + (y-\eta)^2 + H_2^2\right)^{3/2}} w_1(\xi, \eta) + \frac{2H_1 w_2(\xi, \eta) - w_3(\xi, \eta)}{\left((x-\xi)^2 + (y-\eta)^2 + H_1^2\right)^{3/2}} \right] d\xi d\eta = f_1(x, y), \quad (13)$$

$$\int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{6(H_2 - H_1)H_2^2 - 3(H_2 - H_1)^2 H_2}{\left((x-\xi)^2 + (y-\eta)^2 + H_2^2\right)^{5/2}} w_1(\xi, \eta) d\xi d\eta -$$

$$- \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{2(H_2 - H_1)}{\left((x-\xi)^2 + (y-\eta)^2 + H_2^2\right)^{3/2}} w_1(\xi, \eta) d\xi d\eta + \int_{-\ell}^{\ell} \int_{-\ell}^{\ell} \frac{6H_1^2 w_2(\xi, \eta) - 3H_1 w_3(\xi, \eta)}{\left((x-\xi)^2 + (y-\eta)^2 + H_1^2\right)^{5/2}} d\xi d\eta -$$

$$- \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{2w_2(\xi, \eta)}{\left((x-\xi)^2 + (y-\eta)^2 + H_1^2\right)^{3/2}} d\xi d\eta = f_2(x, y), \quad (14)$$

$$\int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{3(H_2 - H_1) - 18H_2(H_2 - H_1)^2}{\left((x-\xi)^2 + (y-\eta)^2 + H_2^2\right)^{5/2}} w_1(\xi, \eta) d\xi d\eta +$$

$$+ \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{30H_2^3(H_2 - H_1) - 15H_2^2(H_2 - H_1)^2}{\left((x-\xi)^2 + (y-\eta)^2 + H_2^2\right)^{7/2}} w_1(\xi, \eta) d\xi d\eta +$$

$$+ \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{3w_2(\xi, \eta) - 18H_1 w_3(\xi, \eta)}{\left((x-\xi)^2 + (y-\eta)^2 + H_1^2\right)^{5/2}} d\xi d\eta + \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{30H_1^3 w_2(\xi, \eta) - 15H_1^2 w_3(\xi, \eta)}{\left((x-\xi)^2 + (y-\eta)^2 + H_1^2\right)^{7/2}} d\xi d\eta = f_3(x, y). \quad (15)$$

Предположим, что каждая из функций $f_1(x, y)$, $f_2(x, y)$, $f_3(x, y)$ принадлежит пространству $L_2(\square^2)$. В этом допущении применим к каждому из уравнений системы (13)-(15) преобразование Фурье, определяемое формулами

$$F(\omega_1, \omega_2) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} f(x_1, x_2) e^{-i\omega_1 x_1 - i\omega_2 x_2} dx_1 dx_2, \quad f(x_1, x_2) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} F(\omega_1, \omega_2) e^{i\omega_1 x_1 + i\omega_2 x_2} dx_1 dx_2.$$

Результатом является следующая параметрическая система линейных уравнений в спектральной области:

$$A(\omega_1, \omega_2) \mathbf{W}(\omega_1, \omega_2) = \mathbf{F}(\omega_1, \omega_2), \quad (16)$$

где

$$\mathbf{W}(\omega_1, \omega_2) = (W_1(\omega_1, \omega_2), W_2(\omega_1, \omega_2), W_3(\omega_1, \omega_2))^T,$$

$$\tilde{\mathbf{F}}(\omega_1, \omega_2) = \left(\frac{1}{2\pi} F_1(\omega_1, \omega_2), \frac{1}{2\pi} F_2(\omega_1, \omega_2), \frac{1}{2\pi} F_3(\omega_1, \omega_2) \right)^T,$$

$\mathbf{A}(\omega_1, \omega_2) = (a_{i,j}(\omega_1, \omega_2))_{i=1,3, j=1,3}$, – матрица, элементы которой определяются следующими формулами:

$$a_{1,1} = \frac{2H_2(H_2 - H_1) - (H_2 - H_1)^2}{H_2} e^{-H_2|\omega|}, \quad a_{1,2} = 2e^{-H_1|\omega|}, \quad a_{1,3} = -\frac{e^{-H_1|\omega|}}{H_1},$$

$$a_{2,1} = \frac{1 + H_2|\omega|}{3H_2^3} \cdot (6(H_2 - H_1)H_2^2 - 3(H_2 - H_1)^2 H_2) e^{-H_2|\omega|} - \frac{2(H_2 - H_1)}{H_2} e^{-H_2|\omega|},$$

$$a_{2,2} = |\omega| e^{-H_1|\omega|}, \quad a_{2,3} = -\frac{1 + H_1|\omega|}{H_1^2} e^{-H_1|\omega|},$$

$$a_{3,1} = \frac{(1 + H_2|\omega|)(3(H_2 - H_1) - 18H_2(H_2 - H_1)^2)}{3H_2^3} e^{-H_2|\omega|} +$$

$$+ \frac{(H_2^2|\omega|^2 + 3H_2|\omega| + 3)(30H_2^3(H_2 - H_1) - 15H_2^2(H_2 - H_1)^2)}{15H_2^5} e^{-H_2|\omega|},$$

$$a_{3,2} = \left[\frac{1 + H_1|\omega|}{H_1^3} + \frac{2H_1^2|\omega|^2 + 6H_1|\omega| + 6}{H_1^2} \right] e^{-H_1|\omega|},$$

$$a_{3,3} = -\left[\frac{9 + 9H_1|\omega|}{H_1^2} + \frac{H_1^2|\omega|^2 + 3H_1|\omega| + 3}{H_1^3} \right] e^{-H_1|\omega|},$$

где $|\omega| = (\omega_1^2 + \omega_2^2)^{1/2}$.

Построение метода завершается (аналитическим либо численным) решением системы линейных уравнений (16), применением обратного преобразования Фурье к найденным функциям $W_1(\omega_1, \omega_2)$, $W_2(\omega_1, \omega_2)$, $W_3(\omega_1, \omega_2)$. При этом поскольку в случае функций f_1 , f_2 , f_3 , заданных приближённо, аналитические формулы решения уравнения (16) на практике оказываются неэффективными, возникает потребность в применении численных методов, включающих в себя процедуры регуляризации. В частности, эффективным при решении систем вида (16) является численный метод, ранее предложенный авторами в работе [1].

1. Бойков И.В., Рязанцев В.А. К вопросу об одновременном восстановлении плотности и уравнения поверхности в обратной задаче гравиметрии для контактной поверхности // Сибирский журнал вычислительной математики. 2020. Т. 23. № 3. С. 289–308.

2. Бойков И.В., Рязанцев В.А. Об одновременном определении параметров гравитирующих тел в обратной задаче теории логарифмического потенциала // Математическое и компьютерное моделирование естественно-научных и социальных проблем: Материалы XIII Международной научно-технической конференции молодых специалистов, аспирантов и студентов. – Пенза: Изд-во ПГУ, 2019. С. 196–203.

3. Бойков И.В., Рязанцев В.А. Приближенные методы одновременного восстановления формы тела и его плотности в обратной задаче теории потенциала // Журнал Средневолжского математического общества. 2014. Т. 16. № 3. С. 21–31.

НОВЫЕ СВЕДЕНИЯ О МОРФОЛОГИИ И ВЕЩЕСТВЕННОМ СОСТАВЕ ГУЛИНСКОГО МАССИВА ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ОГРАНИЧЕННЫХ 3D-ИНВЕРСИЙ И МОДЕЛИРОВАНИЯ ПОТЕНЦИАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ

*Е.М. Большаков¹, И.А. Бисеркин¹, Е.Ю. Соколова^{1, 2}, С.В. Филиппов³,
А.И. Филиппова³, Т.П. Широкова^{1, 4}*

1 – ФГБУ «ВНИГНИ», г. Москва, *bolshakov.e.m.@mail.ru*

2 – Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, *sokol_1@mail.ru*

3 – Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н.В. Пушкова РАН, г. Москва, *sfilip@izmiran.ru*

4 – Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический факультет, г. Москва, *tpshirokova@yandex.ru*

Представлены новые результаты изучения глубинной морфологии, а также плотностных и магнитных параметров крупнейшей в Сибири и мире щелочной ультрамафит-мафитовой Гулинской интрузии, ярко проявленной в потенциальных полях и частично вскрытой в южном борту Енисей-Хатангского регионального прогиба (рис. 1).

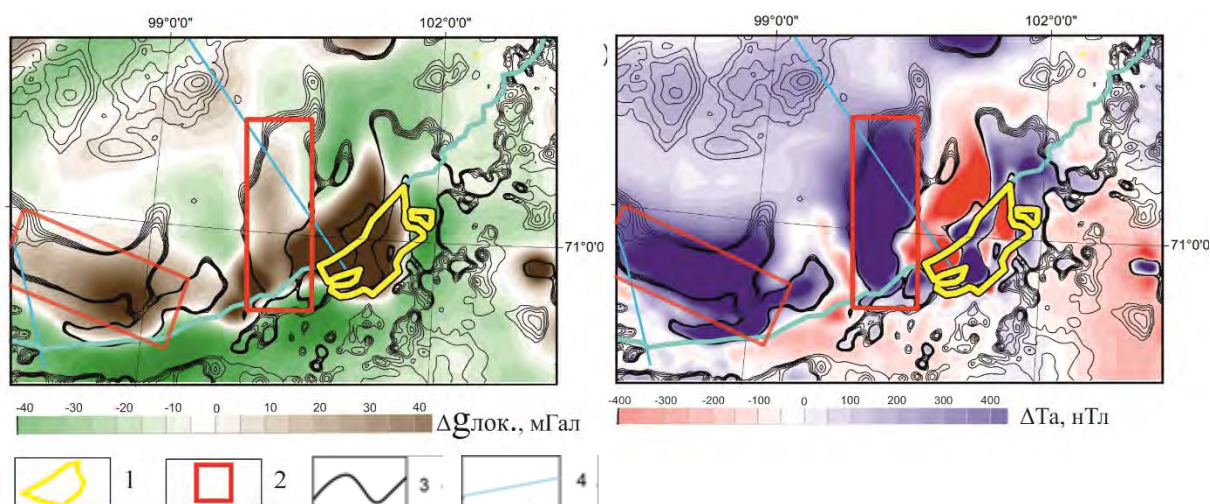


Рис. 1. Положение Гулинского ультрамафитового массива на картах аномальных потенциальных полей масштаба 1 : 1 000 000 (ВСЕГЕИ, 2016)

Гравитационного (в редукции Буге, левая панель) и магнитного (на земной поверхности, правая панель). 1 – контур эрозийного среза массива; 2 – область локализации нескрытых глубинных (предположительно габброидных) интрузий борта прогиба; 3 – изолинии магнитного поля; 4 – линии сейсмических профилей

Исследование проводилось с использованием средств 3D-моделирования и инверсий потенциальных полей комплекса ГИС INTEGR0 [5]. Базовым инструментом служил аппарат решения 3D-обратной задачи гравиметрии монтажным методом, базирующийся на оригинальном алгоритме [3, 4]. В проведенной серии автоматизированных инверсий поэтапно детализировалось стартовое распределение плотности в области подбора, которое базировалось на актуальном варианте региональной градиентно-слоистой объемной плотностной модели ЕХРП [1, 2]. Закладываемые в стартовое распределение модели «большого Гули» априорные сведения о локализации и вещественных характеристиках латеральных плотностных неоднородностей (интрузий, разломных зон и др.) уточнялись по мере расширения формирующей («ограничивающей») эти представления совокупности геолого-геофизической информации: от подборки сведений о физических свойствах слагающих и вмещающих горных пород и объемного распределения аномалий избыточной («эффективной») плотности (результаты 3D-спектральных инверсий), до учета закономерностей распределения аномального магнитного поля (аэро- и спутниковые съемки), а также палеомагнитных, новейших геохронологических, сейсмических и магнитотеллурических данных (разрезы по профилям, секущим Гулинский массив).

По завершению цикла инверсий удалось воссоздать морфологию ряда глубинных аномалообразующих объектов, локализуемых в окрестностях Гулинского массива и принадлежащих по своим плотностным и магнитным характеристикам к нескольким различным классам. Геологическая трактовка представляет эти объекты как продукты нескольких последовательных этапов магматической активности Сибирского суперплюма на рубеже палеозоя и мезозоя (Р-Т). Одно из интрузивных тел, имеющих наибольшую среднюю плотность ($\sim 3,0 \text{ г/см}^3$), лакколитообразную форму (при толщине до 7 км) и достаточно узкий глубинный подводной канал, отвечает выходам на поверхность структур полифазного ультрамафит-йолит-карбонатитового Гулинского массива.

Полученное распределения глубинных плотностных неоднородностей фрагмента южного борта Енисей-Хатангского прогиба (рис. 2) успешно верифицируется в своих сечениях при сопоставлении с сечениями объемной модели эффективной намагниченности, а также геоэлектрическими и сейсмическими разрезами по профилям геолого-разведочных работ Центральной и Анабаро-Хатангской площадей ЕХРП.

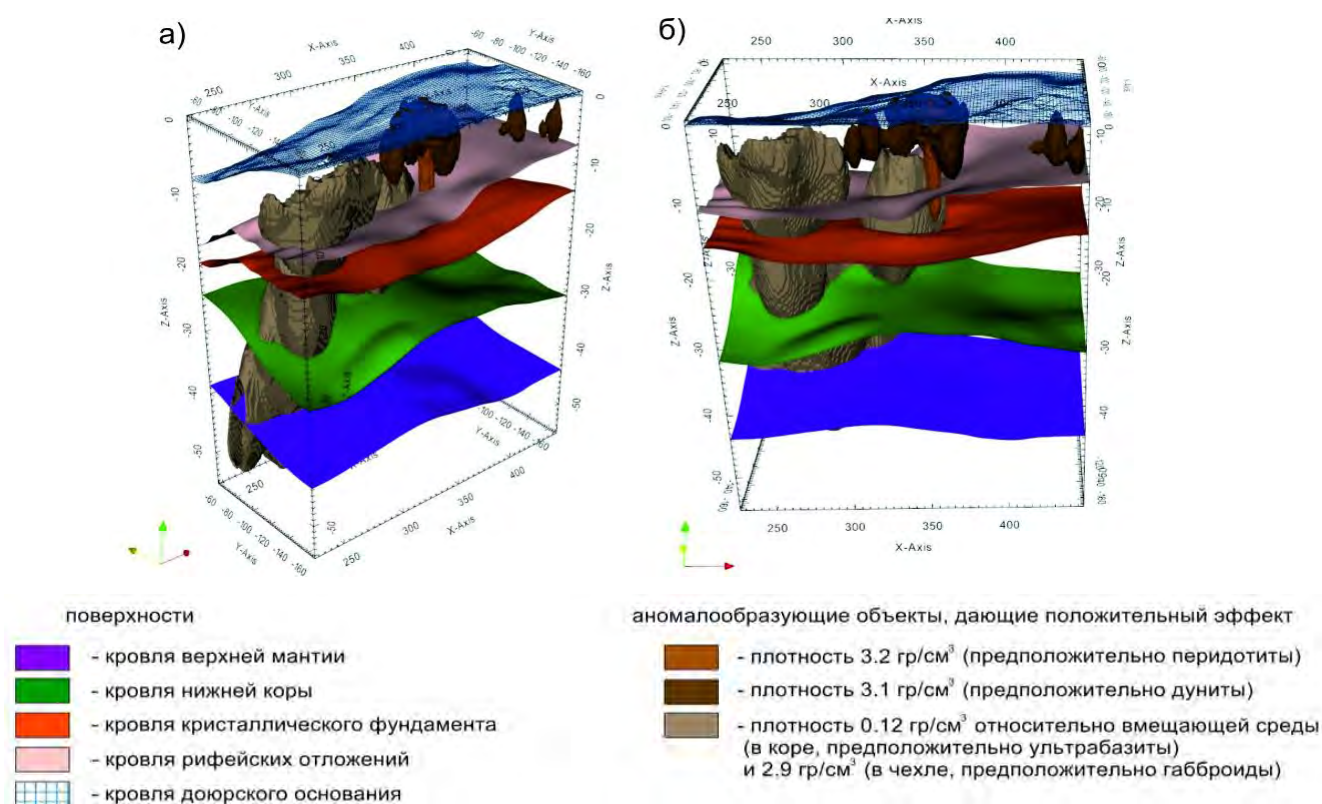


Рис. 2. Пространственный монтаж актуальной объемной плотностной модели массива Гули, габброидных глубинных интрузивов борта ЕХРП и щелочных ультрамафит-мафитовых интрузий Одихинча и Кугда (малые тела на ЮВ участка)

a – вид с ЮЗ; *б* – вид с юга

Дополнительным шагом верификации воссозданной глубинной морфологии Гулинского массива и группы плутонов в его окружении стало моделирование их совокупного магнитного отклика, опирающееся на результаты углубленного анализа данных по индуктивной и остаточной намагниченности магматических образований изучаемой области. Существенным параметром, также ограничивающим варианты модели, стала оценка глубины магнитоактивного слоя для региона ЕХРП, специально полученная с использованием методики, ранее отработанной в Байкальской рифтовой зоне, Сибирской платформе и Забайкалье [7]. Полученный отклик был пересчитан на высоту 350 км и сопоставлен со спутниковой аномалией литосферного магнитного поля, зафиксированной миссией CHAMP [6]. Результаты

сопоставления позволили предположить существенный вклад в аномальное поле повышенной намагниченности базифицированной нижней коры Маймеча-Котуйской провинции.

Новые сведения об изучаемых объектах пермо-триасового магматизма Енисей-Хатангского прогиба, полученные на базе комплексного анализа обширной геолого-геофизической информации и результатов моделирования потенциальных полей, впервые воссоздают морфологию и вещественные характеристики магматических структур южного борта прогиба. Они существенно расширяют представления о глубинном строении региона и могут быть использованы для уточнения истории формирования ЕХРП в связи с активностью Хатангского локального центра Сибирского суперплюма [4, 5], а также учтены в контексте нефтегазового прогноза при выборе дальнейшей стратегии поиска углеводородов в этой перспективной нефтегазовой провинции.

Ключевые слова: потенциальные геофизические поля, моделирование, 3D-инверсии, геофизические образы магматических структур, пермо-триасовый магматизм, Енисейско-Хатангский региональный прогиб, глубинное строение нефтегазоносных регионов, Сибирский суперплюм.

1. Андреев В.С., Бисеркин И.А., Большаков Е.М., Довыденко Г.М., Пиманова Н.Н., Соколова Е.Ю., Спиридонов В.А., Шпектров А.Л. О морфоструктурных и вещественных характеристиках магматических образований Енисей-Хатангского прогиба // Геология нефти и газа. 2021. № 6. С. 83–104.

2. Андреев В.С., Бисеркин И.А., Большаков Е.М., Довыденко Г.М., Пиманова Н.Н., Слинчук Г.Е., Соколова Е.Ю., Спиридонов В.А., Широкова Т.П., Яковлев Д.В. Анализ геофизических образов продуктов пермотриасового магматизма Енисей-Хатангского прогиба в связи с активностью Сибирского суперплюма: Материалы семинара Успенского. – СПб., 2022.

3. Мицын С.В., Большаков Е.М. Монтажный метод в ГИС INTEGR0 и его использование для решения обратной гравитационной задачи // Геоинформатика. 2021. № 3. С. 36–47. DOI: 10.47148/1609-364X-2021-3-36-47

4. Мицын С.В., Большаков Е.М. Монтажный метод в ГИС INTEGR0 для построения сложных моделей территорий: Материалы семинара Успенского. – СПб., 2022.

5. Черемисина Е.Н., Финкельштейн М.Я., Деев К.В., Большаков Е.М. ГИС INTEGR0. Состояние и перспективы развития в условиях импортозамещения // Геология нефти и газа. 2021. № 3. С. 31–40

6. Maus S., Yin F., Lühr H., Manoj C., Rother M., Rauberg J., Michaelis I., Stolle C., Müller R.D. Resolution of direction of oceanic magnetic lineations by the sixth-generation lithospheric magnetic field model from CHAMP satellite magnetic measurements // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2008. Vol. 9. Q07021.

7. Filippova A.I., Golubev V. S.V. Filippov. Curie point depth and thermal state of the lithosphere beneath the northeastern flank of the Baikal rift zone and adjacent areas // *Surveys in Geophysics.* 2021. Vol. 42. № 5. P. 1143–1170.



*К 80-летию со дня рождения
доктора геолого-минералогических наук
Эдуарда Кузьмича Швыдкина*

ПРОФЕССОР КАЗАНСКОГО УНИВЕРСИТЕТА Э.К. ШВЫДКИН – ИССЛЕДОВАТЕЛЬ НЕЛИНЕЙНЫХ ЭФФЕКТОВ И НЕОБРАТИМЫХ ПРОЦЕССОВ

М.Я. Боровский¹, В.И. Богатов¹, А.С. Борисов²

1 – ООО «Геофизсервис», г. Казань

2 – Казанский федеральный университет, *micbor1913@mail.ru*

В 2021 г. исполняется 80 лет со дня рождения ученого геофизика – выдающегося представителя Казанской геологической школы, доктора геолого-минералогических наук, Почетного разведчика недр Российской Федерации, основателя династии геофизиков – Эдуарда Кузьмича Швыдкина (25.06.1941 – 31.08.2009).

Профессор Казанского университета, Э.К. Швыдкин известен работами в области исследования техногенных геофизических полей. Уделено внимание изучению геоэлектрических параметров битумных месторождений: рассмотрены физико-геологические предпосылки, выявлены критерии поиска, разведки, контроля за процессами эксплуатации, предложены технологии полевых наблюдений. Для прогноза и выявления скоплений традиционных нефтей разработан комплекс геохимико-геофизических методов ГГХМ.

Э.К. Швыдкин родился в селе Красное Смоленской области, в семье военного летчика Кузьмы Давыдовича Швыдкина, завершившего службу в звании подполковника авиации. Мать, Софья Григорьевна – учительница русского языка и литературы старших классов. Супруга – Наталья Яковлевна – врач высшей категории.

В 1961 г. Э.К. Швыдкин поступает на геологический факультет Казанского государственного университета, и в 1965 г. оканчивает кафедру «Геофизические методы поисков и разведки месторождений полезных ископаемых», по специальности инженер-геолог-геофизик.

Эдуард Кузьмич обладал значительными знаниями в различных областях геофизической науки, был умелым популяризатором, простым языком мог объяснить сложные вещи, геологическую природу геофизических аномалий.

Профессор Э.К. Швыдкин хорошо ориентировался в проблемах нефтяной геологии, останавливая свой выбор на решении самых актуальных, насущных на данный момент вопросах. В старых нефтедобывающих регионах, к каковым относится Татарстан, необходимым служит восполнение запасов за счет нетрадиционных источников углеводородного сырья. Ученым было обращено внимание на разработку геофизических методов контроля процессов эксплуатации месторождений природных битумов (высоковязких нефтей) с помощью теплового воздействия: обоснованы физико-геологические предпосылки, созданы основы аппаратурно-методического и информационно-интерпретационного обеспечения, сформированы основы эколого-геофизических исследований.

Э.К. Швыдкин писал: «...Тепловой метаморфизм пород под влияние внутрипластового горения и тепловых очагов приводит к значительным изменениям минерального состава и петрофизических параметров пласта-коллектора, и вмещающих пород. Образовавшаяся в процессе термического воздействия зона существенно отличается по своим петрофизическим параметрам (плотность, упругие свойства, магнитные и электрические характеристики) от пород продуктивного пласта, не затронутых процессом. Эти изменения физических свойств пород сохраняются в течение продолжительного времени и после прекращения термических процессов, т. е. их можно считать необратимыми. Можно говорить об образовании в однородном продуктивном пласте техногенного геологического объекта, имеющего конкретные геометрические параметры (длину, ширину, толщину, глубину, конфигурацию).

Естественно, первичные физические поля углеводородной залежи (гравитационное, магнитное, электрическое и др.) существенно изменяются под влиянием образовавшегося объекта. Разницу значений физического поля над зоной разработки до и после термического воздействия следует считать техногенной составляющей этого поля. Техногенная составляющая геофизического поля в благоприятных условиях может быть измерена на дневной поверхности с помощью соответствующей аппаратуры и методики, методами полевой геофизики (сейсморазведки, гравиразведки, магниторазведки и электроразведки) ...».

На первом этапе научных изысканий наибольшее внимание уделено созданию методики контроля, обладающей достаточной простотой исполнения полевых измерений и приемов геологической интерпретации полученных данных. В качестве базового выбран мобильный, относительно дешевый метод магниторазведки. Апробация метода успешно прошла в полевых условиях на месторождениях природных битумов, в Республике Татарстан. Была показана возможность применения высокоточной магниторазведки для изучения степени охвата пластов термическим воздействием по площади, определения контура выгоревшей зоны.

Результаты экспериментальных работ и теоретические приложения сформулированы и защищены в кандидатской диссертации (1988 г.) «Контроль за продвижением фронта горения с помощью наземной магнитной съемки при разработке неглубоких залежей битумов и вязких нефтей».

Рационально-рентабельный комплекс создается на базе не использовавшихся в нефтяной отрасли физико-химических эффектов, явлений и в результате углубления и расширения знаний о физических полях и о процессах, применяющихся достаточно широко в других областях.

Э.К. Швыдким отмечено: «...Техногенные электрические поля не только несут ценную информацию о процессах, протекающих в пласте, но и непосредственно влияют на геологическую среду. В зоне разработки геофизические поля взаимодействуют с породами продуктивного пласта и пластовыми флюидами. Наблюдения этих полей могут быть полезны там, где традиционные методы исследований не дают информации о микро- и макропроцессах в пористых средах. Развитие исследований в этом направлении приведет к созданию нового раздела – нелинейной геофизики. Объектом изучения в данном случае являются различные взаимодействия геофизических и геохимических полей, нелинейные эффекты и необратимые процессы в геологических образованиях...».

Научные интересы Э.К. Швыдкина охватывают широкий круг вопросов, но главным образом сосредотачиваются в области исследования закономерностей распределения геоэлектрических полей на различных этапах освоения месторождений природных битумов и высоковязких нефтей. Предполагается разработка новой методологии, направленной на повышение эффективности геологоразведочных работ на нетрадиционные источники углеводородного сырья на всех стадиях – от поисков и разведки до контроля состояния окружающей среды после завершения эксплуатации.

В докторском диссертационном обобщении (1996 г.) «Техногенные и естественные электрические поля в проблемах освоения ресурсов природных битумов (контроль за разработкой, разведка, экология)» обоснована актуальность исследований. «...Геоэлектрические

поля месторождений природных битумов до последнего времени практически не изучались, так как, по общему мнению, считалось, что вся электрохимическая активность пород битумных залежей ограничивается диффузионно-адсорбционным потенциалом. Однако, исследования последних лет при разведке и разработке тепловыми методами месторождений природных битумов однозначно показали, что интенсивные геоэлектрические поля окислительно-восстановительного, фильтрационного и диффузионно-адсорбционного типов имеют широкое развитие.

Исследования проводились в связи с тем, что существующий геолого-геофизический комплекс, применяемый в нефтепромысловой отрасли, несмотря на многочисленность используемых методов и технических средств, при освоении ресурсов природных битумов во многих случаях оказывается малоэффективным. Таким образом, повышение эффективности методики поисков и разведки скоплений природных битумов, совершенствование методов и средств оперативного контроля за разработкой битумных месторождений является актуальной научно-технической проблемой».

В результате исследований Э.К. Швыдкиным даны основные характеристики теплового поля пласта–коллектора при тепловом воздействии и влияния составляющих этого поля на температурный режим пласта.

Установлено, что температурный режим в пласте-коллекторе определяется следующими факторами:

- естественным геотермическим полем горных пород;
- термогидродинамическими эффектами, связанными с фазовыми переходами, дросселированием, адиабатическим расширением флюида;
- искусственным тепловым воздействием на пласт – нагнетанием воды, закачкой пара, окислительными реакциями в пласте.

Для пластов-коллекторов характерным является одновременный перенос тепловой энергии и вещества, т. е. тепло и массоперенос. Изучая «Техногенные электрические поля, связанные с фильтрацией пластовых флюидов и изменением их химического состава при тепловом воздействии», Э.К. Швыдкин рассматривает условия возникновения в зоне теплового воздействия окислительно-восстановительных и фильтрационных потенциалов. Показано, что при поступлении в пласт тепла, в нагретой зоне существенно изменяется химический состав пластовых вод, что приводит к формированию в пласте окислительно-восстановительной системы. Электрическое поле, источником которого является окислительно-восстановительная система, отражает форму, размеры и элементы залегания системы в пространстве. Распределение этого поля может быть зафиксировано с помощью соответствующей аппаратуры и методики.

Э.К. Швыдкиным дано обоснование применения техногенных геофизических полей для контроля за разработкой месторождений углеводородов тепловыми методами, причем основное внимание уделено техногенным электрическим полям:

- разработаны физико-химические основы электрических полей битумных месторождений;
- рассмотрены петрофизические изменения пород битумных месторождений в результате термического воздействия и дано обоснование для применения полевых методов геофизики при контроле за разработкой;
- определены условия возникновения техногенных электрических полей при разработке битумов с применением тепловых методов, изучены основные параметры этих полей и динамика их развития в процессе разработки;
- предложена методика наземной съемки естественных электрических полей битумных месторождений, проведены опытно-методические работы на ряде месторождений, сформулированы принципы интерпретации результатов;
- решена задача оперативного контроля за движением теплоносителя в пласте и определения положения теплового очага при термическом воздействии, издано и утверждено соответствующее методическое руководство;

– проведены опытные работы с целью расширения области применения техногенных потенциалов фильтрации, получены положительные результаты при определении источников загрязнения пресных вод нефтепромысловыми стоками.

Практическими результатами этих исследований являются «Методическое руководство по контролю за динамикой внутрипластового горения методом магниторазведки при разработке битумных месторождений» и «Методика контроля за продвижением теплоносителя в пласте с помощью измерений естественного электрического поля», при разработке которых Э.К. Швыдкин являлся ответственным исполнителем.

Эдуардом Кузьмичем совместно с коллегами определены причины коррозионного разрушения и даны основные направления антикоррозионной защиты и оборудования и транспортных систем нефтяных и битумных месторождений при тепловом воздействии.

Доктором геолого-минералогических наук разработан и реализован на территории Волго-Уральского региона комплекс измерений, позволяющий осуществлять прямые поиски углеводородов. Достоинством технологии служит выполнение работ по плотной сети наблюдений и применение набора экономически рентабельных методов: высокоточная магниторазведка, электроразведка в модификации естественного электрического поля ЕП, геохимия солей металлов и углеводородных газов. Комплекс широко известен как геофизико-геохимические исследования ГГХМ.

Эдуард Кузьмич заложил основы оценки экологического состояния скважин различного целевого назначения по данным поверхностных измерений электрического потенциала: отсутствует необходимость проводить скважинные измерения, выявлены критерии определения перетоков жидкости в скважине. Также электроразведка ЕП широко используется Э.К. Швыдким и его учениками при выявлении очагов и ореолов загрязнения (засолонения), изучения гидрогеологических особенностей геологической среды.

Эдуард Кузьмич – основатель династии геофизиков. Брат – Александр Кузьмич (02.09.1946–05.06.2004) занимался вопросами электроразведки, сын – Ян Эдуардович (09.09.1967–12.09.2010) морской геофизик. Оба также закончили кафедру геофизических методов поисков и разведки месторождений полезных ископаемых Казанского государственного университета.

Профессорско–преподавательская деятельность характеризуется активным участием в чтении уникальных спецкурсов по применению геофизических методов в различных областях народного хозяйства. Опубликовано более 70 научных работ, в том числе две монографии. Под руководством Э.К. Швыдкина подготовлено пять кандидатских диссертаций, три из которых, защищены на диссертационном совете Казанского государственного университета и получили одобрение Высшей аттестационной комиссии.

Список основных научных трудов профессора Э.К. Швыдкина можно найти в приложениях /1,2, 4,5/ к биографическим очеркам. Учебно-педагогическая, научная, производственная и общественная деятельность ученого раскрыта в [1–4] биографических очерках. Образ жизни, жизненная позиция, интеллект, глубина и широта знаний позволяет отнести Эдуарда Кузьмича Швыдкина по образному выражению Антона Павловича Чехова «К РУССКИМ ИНТЕЛЕГЕНТАМ». Примечательно, что ровесники и современники Эдуарда Кузьмича Швыдкина – великий русский прозаик СЕРГЕЙ ДОВЛАТОВ, великий русский артист АНДРЕЙ МИРОНОВ и др.

Рассматривая роль доктора геолого-минералогических наук, профессора Эдуарда Кузьмича Швыдкина, можно сказать, что он является одним из пионеров изучения различных взаимодействий геофизических и геохимических полей, нелинейных эффектов и необратимых процессов в геологических образованиях, то есть одним из авторов нового раздела прикладной геофизической науки – нелинейной геофизики.

В 2009 г. вследствие тяжелой и продолжительной болезни Эдуард Кузьмич Швыдкин ушел из жизни. Похоронен на Царицинском кладбище г. Казани.

1. Боровский М.Я., Борисов А.С., Богатов В.И. Профессор Э.К.Швыдкин: инновационные геофизические исследования в проблемах освоения ресурсов природных битумов (разведка, контроль за разработкой, экология) // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. Сборник научных трудов по материалам 46-й сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского. – Пермь, 2019. – С. 403–408.

2. Боровский М.Я., Борисов А.С., Богатов В.И. Роль профессора Э.К. Швыдкина в развитии геофизических методов контроля процессов эксплуатации месторождений углеводородов тепловым воздействием // Горизонтальные скважины и ГРП в повышении эффективности разработки нефтяных месторождений: Материалы Международной научно-практической конференции. – Казань: Изд-во «СЛОВО», 2017. – С. 135–140.

3. Зинатов Х.Г. Памяти ученого // Альтернативная нефть от 16 марта 2014 г.

4. Боровский М.Я., Борисов А.С., Богатов В.И., Петров С.И. Профессор Э.К. Швыдкин: инновационная геофизика при решении гидрогеоэкологических вопросов // Сборник трудов IX Международного Конгресса «Чистая вода. Казань». – 2018. – С. 86–89.

5. Боровский М.Я., Борисов А.С., Богатов В.И. Профессор Э.К. Швыдкин – один из пионеров изучения нелинейных эффектов и необратимых процессов // Решение Европейского союза о декарбонизации и новая парадигма развития топливно-энергетического комплекса России: Материалы Международной научно-практической конференции. – Казань: Изд-во «Ихлас», 2021. – С. 200–204.

ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ РАЗВЕДКА В ПРОБЛЕМАХ ИСЧЕРПАЕМЫХ ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ: ПЕСЧАНЫЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

М.Я. Боровский, В.И. Богатов

ООО «Геофизсервис», г. Казань, *micbor1913@mail.ru*

В настоящее время в средствах массовой информации (<http://bzhde.ru/osobennosti-vzaimodejstviya-obshhestva-i-prirody-na-sovremennom-etape/>; <https://trc.taboola.com/msn-skype-israel/log/3/visible4> и др.) активно обсуждается проблема неисчерпаемых, исчерпаемых, возобновляемых и невозобновляемых природных ресурсов. Особую тревогу вызывает все нарастающий дефицит песка. Об этом рассказывает Global News (информ. агентство Sceptic: Никита Клименченко, 25.VI.2018).

«... Песок кажется бесконечным ресурсом, особенно когда воображаются бесконечные пляжи и пустыни, но зернистый материал является одним из самых потребляемых ресурсов на планете и может закончиться. Это связано с тем, что он используется во многих продуктах, таких как зубная паста, солнцезащитный крем, кухонные раковины, компьютерные чипы и стекло. Но крупнейший потребитель песка – строительная отрасль, которая использует его для производства кирпича, асфальта и бетона.

Большой песчаный бизнес многие эксперты на самом деле называют «новой золотой лихорадкой».

«Песок является основным ингредиентом, который делает возможным современную жизнь. И мы начинаем серьезно истощать его запасы», – заявил журналист и писатель Винс Байзер в интервью New York Times.

Перепроизводство песка ведет к исчезновению пляжей и островов, а также загрязняет реки и создает хаос на дне океана. Кроме этого, создает почву для развития жестокого черного рынка.

Согласно данным Программы Организации Объединенных Наций по окружающей среде (ЮНЕП), песок и гравий – наиболее добываемые твердые материалы в мире. Сформированные эрозионными процессами в течение тысяч лет, они также добываются со скоростью, намного превышающей ее возобновление.

По оценкам ЮНЕП, ежегодно добывается от 47 до 59 миллиардов тонн песка и гравия (также называемых агрегатами). Они используются в бетоне и асфальте для дорог, зданий, парковок, взлетно-посадочных полос и многих других сооружений.

Китай и Индия, которые возглавляют мировой строительный бум, являются одними из самых прожорливых потребителей песка из-за быстрого экономического роста.

«С 2011 по 2013 год Китай использовал больше цемента, чем Соединенные Штаты за весь 20 век», – сообщил Байзер.

Многие из этих растущих городов требуют огромного количества песка для многоквартирных домов, небоскребов и торговых центров. Спрос на ресурс настолько безграничен, что некоторые виды строительного песка, используемые в Дубае (который является городом пустыни), импортируются из Австралии.

Песок, который используется в большинстве продуктов (изделий), находится на дне рек, озер, океанов и пляжей. К сожалению, песок из пустыни не подходит для строительства.

«Песок из пустыни не используется, поскольку зернышки слишком круглые из-за ветровой эрозии, поэтому он не склеивается и не дает силы. Вам нужны угловые зерна, которые будут блокировать и удерживать бетон вместе. Вот почему так много песка используется именно из рек и океанов», – сказал исследователь Киран Перейра.

Поскольку пустынный песок практически бесполезен для строительства, многие нации, такие как Дубай и Мавритания, которые находятся в пустынях, фактически испытывают нехватку ресурсов.

Дубай импортировал песок из Австралии, чтобы построить башню Бурдж-Халифа – самое высокое здание в мире высотой 828 метров.

Сингапур – один из крупнейших импортеров песка. Страна использует так много песка, что его когда-то крупнейшие поставщики, Индонезия и Вьетнам, запретили экспорт песка в страну из-за экологических проблем.

По словам директора центра ГРИД в Женеве при Организации Объединенных Наций Паскаля Педуцци, песок составляет всю нашу цивилизацию. И мы используем так много, что на определенном этапе он просто закончится.

«Сумма, которую мы используем ... это потрясающе», – сказал он. «Количества песка, потребляемого человечеством в течение года, хватит, чтобы построить 27-метровую стену вокруг экватора».

Чрезмерное потребление оказывает существенное влияние на окружающую среду.

«Это разрушает берега рек, разрушает пляжи и океан, а также влияет на рыболовство», – добавил Педуцци.

В некоторых крайних случаях незаконная добыча песка изменила международные границы, разрушив группу песчаных островов в Индонезии. В Китае добыча песка привела к резкому снижению уровня воды озера Поян – самого большого пресноводного озера в стране.

Глобальная нехватка песка также вызвала распространение черного рынка, также известного как «песчаная мафия», целью которой служит кража большого количества песка из рек и пляжей.

«Песок – это валюта развития. Он даже становится военизированным в таких местах, как Сингапур, где запасы песка охраняются, потому что это необходимо для развития», – сказал Педуцци.

Проблема песчаной мафии особенно ощущается в Индии, где спрос на материал растет, но запасы сокращаются. Песчаные мафии в этом районе незаконно используют этот ресурс и даже убивают людей, вставших на их пути.

Существует огромный спрос на незаконно добытый песок, поскольку он дешев, ведь так называемая «песчаная мафия» не должна платить роялти (периодические выплаты законному владельцу прав на какое-либо имущество) администрации.

Педуцци отметил, что есть способы сократить потребление песка. Например, при строительстве береговых линий вместо использования бетона используйте устойчивый метод экосистем, растительности и даже некоторых коралловых рифов.

«Мы используем песок как сумасшедшие и нам нужно иметь правила в отношении его источников. Мы не только должны убедиться, что это экологически безопасно, но и соблюдать социальный стандарт, поскольку иногда песок даже добывается детьми».

Вышеизложенное свидетельствует о необходимости экономического, экологического, социального подхода к изучению проблемы восполнения природного невозобновляемого ресурса, как песок.

Существенную помощь в формировании минерально-сырьевой базы регионов оказывают малозатратные, экологически приемлемые методы геофизической разведки. Разработаны [1–13] геофизические комплексы и технологии прогноза, поисков и разведки месторождений песчано-гравийных материалов и песков: сформированы физико-геологические предпосылки, выявлены критерии отображения интересующих объектов в геофизических полях, обсуждены методики наблюдений.

При геологическом истолковании электроразведки методом сопротивлений следует принимать во внимание [3–6], что для рыхлых осадочных пород установлена следующая закономерность: сопротивление их тем больше, чем больше размер зерен. При переходе от глин к суглинкам, супесям, пескам и гравийным отложениям оно увеличивается от первых единиц до сотен омметров. Такая дифференцированность пород верхней части разреза создает предпосылки для применения СЭП, ВЭЗ и других модификаций электроразведки.

Революционные изменения в электронной базе и схемотехнике, совершенствование и появление новых способов интерпретации обуславливают целесообразность широкого внедрения в геологоразведочный процесс наукоемких наиболее информативных геофизических технологий. Экспрессность, охват обширных удаленных и труднодоступных территорий, относительно невысокая стоимость геофизических измерений обуславливает применение аэрогеофизических исследований.

В ГНПП «Аэрогеофизика» сформированы [1, 11] на основе современного аппаратурно-методического обеспечения эффективные технологии изучения особенностей верхней части разреза: картирование различных литологических типов горных пород, выявление участков, перспективных на поиски общераспространенных, в том числе песчаных полезных ископаемых. Ведущие методы изучения верхней части – аэроэлектроразведка на четырех частотах и аэрогамма-спектрометрия, накоплен огромный опыт.

Важные наводящие сведения о наличии гравийных образований и песков дает акваториальная геофизика. Разработаны [13] «Методические рекомендации по применению комплекса геофизических методов при гидрогеологических и геоэкологических исследованиях на акваториях». Большое внимание уделено методическим приемам литологического расчленения приповерхностной толщи.

Внедрение геофизической разведки способствует решению народнохозяйственных задач, более полной оценки социальных проблем, своевременному проведению природоохранных мероприятий.

1. Бабаянц П.С. Комплексные аэрогеофизические съемки – ресурсоэффективные технологии в проблемах изучения недр и охраны окружающей среды / П.С. Бабаянц, М.Я. Боровский, В.И. Богатов [и др.] // Тр. V Международного симпозиума «Ресурсоэффективность и энергосбережение». – Казань: Изд-во КГУ, 2005. С. 592–597.

2. Борков В.С. Поиски и разведка месторождений строительных материалов геофизическими методами / В.С. Борков, Ю.П. Коншина. – М.: Недра, 1969. – 150 с.

3. Боровский М.Я. Переинтерпретация геофизических материалов – резерв освоения минерально-сырьевых ресурсов / М.Я. Боровский // Пробл. геол. тверд. полез. ископ. Поволжского региона. – Казань: Изд-во Каз. ун-та, 1994. С. 142–149.

4. Боровский М.Я. Геоэкология недр Республики Татарстан: геофизические аспекты / М.Я. Боровский, Н.Х. Газеев, Д.К. Нургалиев; под ред. Д.К. Нургалиева. – Казань: Экоцентр, 1996. 316 с.

5. Боровский М.Я. Геофизические поиски минерального строительного сырья / М.Я. Боровский, Г.Е. Кузнецов, Д.И. Хасанов; под ред. А.И. Шевелева, П.В. Вишневого. – Казань: Изд-во Плутон, 2003. 176 с.

6. Боровский М.Я. Комплексное геолого-геофизическое изучение верхней части осадочного чехла / М.Я. Боровский, А.С. Борисов, Е.Г. Фахрутдинов; под ред. А.С. Борисова. – Казань: Изд-во Казан. ун-та, 2016. 216 с.
7. Боровский М.Я. Малоглубинная геофизика в информационном обеспечении геологоразведочных работ на нетрадиционные источники углеводородного сырья / М.Я. Боровский, В.И. Богатов, С.В. Шакуро // Глубинное строение, геодинамика, тепловое поле земли, интерпретация геофизических полей. Десятые научные чтения памяти Ю.П. Булашевича: Материалы конференции. – Екатеринбург: ИГФ УрО РАН, 2019. С. 56–60.
8. Боровский М.Я. Природные исчерпаемые ресурсы: Земле грозит дефицит песка. Геофизические методы разведки / М.Я. Боровский, В.И. Богатов // Литология осадочных комплексов Евразии и шельфовых областей: Материалы IX Всероссийского литологического совещания (с международным участием) (Казань, 30 сентября – 3 октября 2019 г.). – Казань: Издательство Казанского университета, 2019. С. 58–59.
9. Боровский М.Я. Исчерпаемые ресурсы – не только пресная вода и углеводороды: Земле грозит дефицит песка / М.Я. Боровский, В.И. Богатов // Сборник трудов IX Международного Конгресса «Чистая вода. Казань». 19–21 сентября 2018 г. – Казань: ООО «Новое знание», 2018. С. 83–86.
10. Геофизические методы поисков и разведки неметаллических полезных ископаемых / Под. ред. П.В. Вишневого, Г.С. Вахромеева, И.Л. Шаманского. – М.: Недра, 1984. 223 с.
11. Пируева Т.Г. Дистанционный поисковый мониторинг городских территорий и природных объектов / Т.Г. Пируева, С.А. Скловский // Разведка и охрана недр. 2006. № 5. С. 46–53.
12. Шаманский И.Л. Прогнозирование и поиски месторождений строительных материалов / И.Л. Шаманский, Г.Н. Бирюлев, П.П. Сенаторов и др. – М.: Недра, 1991. 176 с.
13. Методические рекомендации по применению комплекса геофизических методов при гидрогеологических и геоэкологических исследованиях на акваториях. – М.: Министерство природных ресурсов РФ, ГИДЭК, 2002.

РАСЧЕТ ГРАВИТАЦИОННОЙ ПОПРАВКИ ЗА ВЛИЯНИЕ РЕЛЬЕФА

Д. Д. Бызов, А. И. Чернокутов

Институт геофизики им. Ю.П. Булашевича УрО РАН, г. Екатеринбург, ivanov389@gmail.com

Введение. Исходными данными для построения плотностных моделей земной коры и верхней мантии являются измеренные значения аномалии силы тяжести. Одним из этапов предварительной обработки данных гравитационных измерений является расчет поправки за влияние рельефа [1, 2]. Он состоит в вычислении в точке наблюдения гравитационного эффекта масс, лежащих выше некоторой референц-поверхности, например, земного эллипсоида. «Классической» аппроксимацией этого этапа для «плоской» модели можно назвать вычисление поправки за влияние промежуточного плоскопараллельного слоя, входящую в поправку Буге [1]. Для небольших площадей со слабо выраженными особенностями рельефа данный подход хорошо приближает «поле рельефа», но в настоящее время область его применимости ограничена в связи с возросшими требованиями к результирующей погрешности в вычисляемом гравитационном поле. При рассмотрении региональных моделей земной коры большой протяженности (порядка 1000×1000 км) [3] требуются более точные методы введения поправок: недостаточно точное приближение рельефа и неучет сферической формы планеты могут внести ошибку [4–6], которая на два десятичных порядка превышает чувствительность современных гравиметров [7]. Отметим, что предварительное вычисление поправок необходимо для получения значений гравитационного поля на регулярной сетке, удобной для реализации численных алгоритмов интерпретации. Цель данной работы: оценить погрешность вычисления топографической поправки: по формуле плоскопараллельного слоя и с помощью решения прямой задачи гравиметрии от модели рельефа с учетом и без учета «сферичности».

Поправка за влияние промежуточного плоскопараллельного слоя

При вводе поправки за влияние промежуточного плоскопараллельного слоя, из поля вычитается гравитационный эффект бесконечного плоскопараллельного слоя, мощность которого равна высоте рельефа в точке наблюдения (относительно референц-поверхности).

Расчет ведется по формуле:

$$\Delta g = 2\pi G\rho h, \quad (1)$$

где G – гравитационная постоянная, ρ – плотность слоя, h – превышение рельефа над референц-поверхностью. Погрешность, которая возникает при ее использовании, складывается из двух частей: плохая аппроксимация реального поля в горных областях и ошибка за неучет «сферичности». Вторая составляющая начинает проявляться только при расчете поправки для относительно больших по площади территорий [6].

Расчет топографической поправки путем решения прямой задачи гравиметрии с учетом и без учета «сферичности»

В случае существенных возмущений рельефа на целевой площади, необходимости учета «сферичности» требуется перейти к численному решению прямой задачи гравиметрии для модели земного рельефа [8]. Ранее [9, 10] авторы разработали высокоэффективный алгоритм численного решения прямой задачи для моделей произвольной формы. Алгоритм основан на приближении элементов разбиения модели многогранниками и последующем суммировании их гравитационных эффектов в точке наблюдения. Поле от многогранника вычисляется по аналитической формуле [6]. За счет такого подхода достигается высокая точность решения, которая зависит только от точности приближения моделируемого объекта многогранниками. Данный метод можно применить для вычисления поля от модели, ограниченной поверхностью рельефа. Для этих же целей в [11] предложено использовать аппроксимацию сферическими параллелепипедами.

Определим «эллипсоидальную» трехмерную плотностную модель, поле которой и будем считать «влиянием рельефа». Пусть «нижняя» граница модели – поверхность $H_b(L, B)$, «верхняя» граница (со стороны раздела земля-воздух) – поверхность рельефа $H_t(L, B)$. Функции $H_b(L, B)$ и $H_t(L, B)$ определены как превышения над поверхностью некоторого референц-эллипсоида вращения, $B \in \left[-\frac{\pi}{2}; \frac{\pi}{2}\right]$ – геодезическая широта, $L \in (-\pi; \pi]$ – долгота, связанные с эллипсоидом. Все точки, расположенные между H_b и H_t , включены в модель. Выберем некоторое разбиение $D = \cup_{i=1}^N D_i$. Аппроксимируя элементы разбиения D_i многогранниками \hat{D}_i , получаем модель, к которой можно применить ранее разработанный алгоритм решения прямой задачи гравиметрии [6].

Пример вычисления поправки для региональной модели

Для проведения численных экспериментов были взяты цифровые модели рельефа и геоида с онлайн-ресурса ICGEM [12] для исследованной ранее территории 60° – 68° с. ш. 48° – 72° в. д. [9] в разрешении 200×600 точек. В этих моделях высоты рельефа в узловых точках

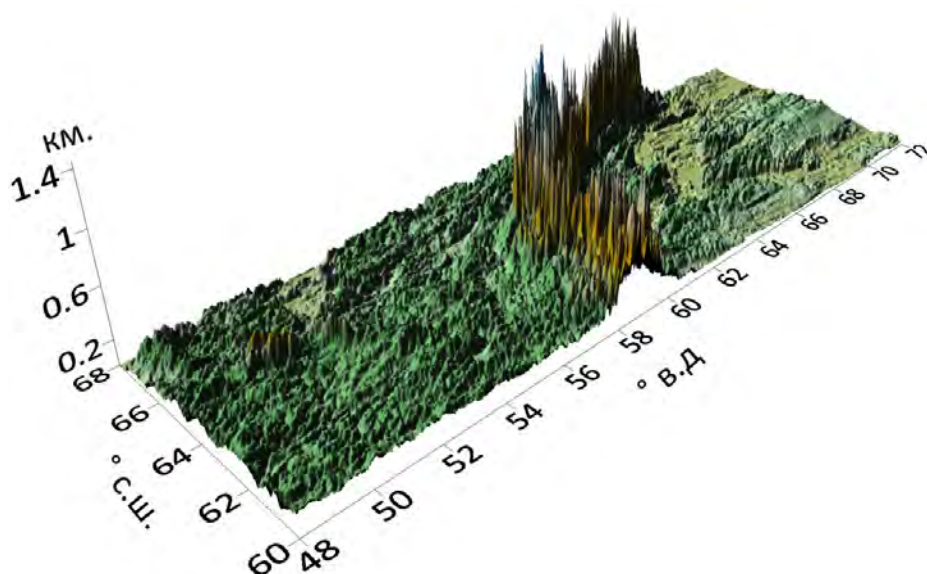


Рис. 1. Цифровая модель рельефа территории 60° – 68° с. ш. 48° – 72° в. д.

заданы превышением над геоидом, а высоты геоида, в свою очередь, заданы как превышение над эллипсоидом WGS84. Этот эллипсоид был использован в качестве референц-эллипсоида и в качестве нижней границы H_b . Отметим, что в качестве H_b может быть выбрана поверхность геоида (если того требует конкретная задача), это не приведет к изменению предлагаемого алгоритма или дополнительным вычислительным расходам. Для вычисления поправки необходимо рассчитать гравитационное поле от слоя, ограниченного H_b «снизу» и рельефом «сверху», для чего понадобится цифровая модель рельефа, заданная как превышения над эллипсоидом. На рисунке 1 показана поверхность рельефа. Высоты результирующей модели рельефа лежат в диапазоне $[0; 1.44]$ км.

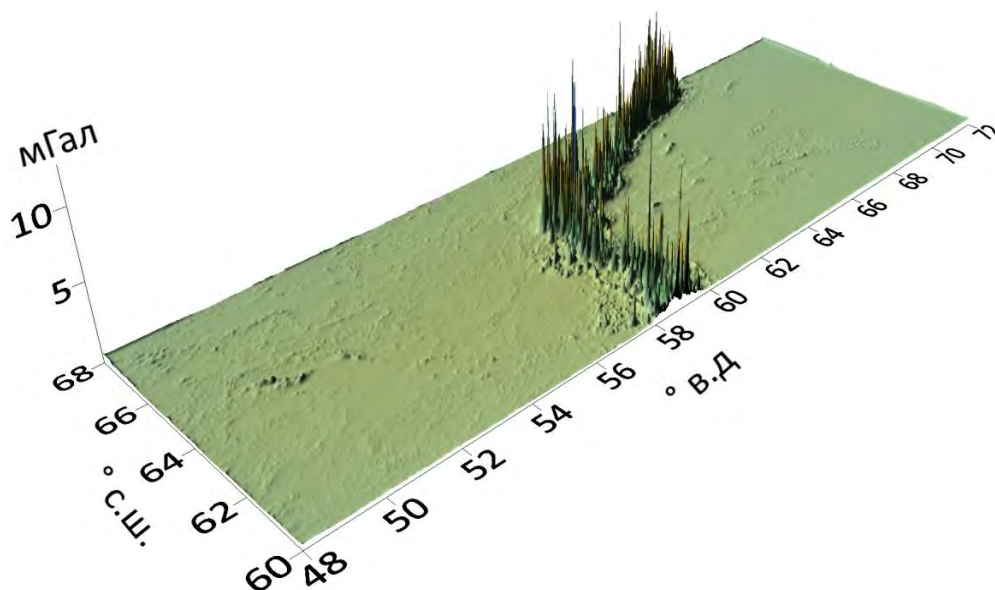


Рис. 2. График разности поправок, вычисленных по формуле (1) и через решение прямой задачи с учетом сферичности

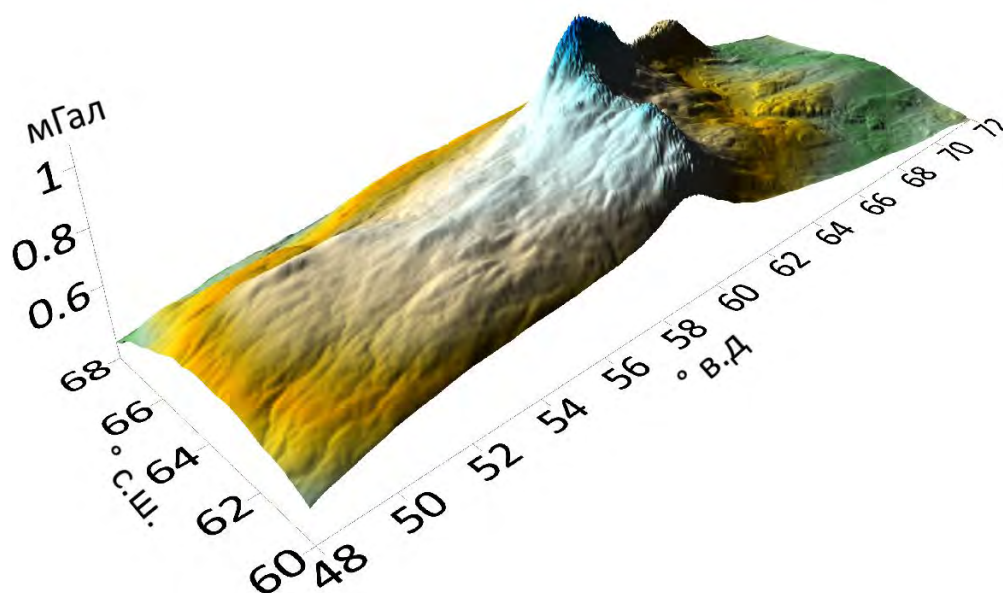


Рис. 3. График разности поправок с учетом и без учета «сферичности», вычисленных через решение прямой задачи

Для целевой территории была вычислена поправка за промежуточный плоскопараллельный слой (1) и топографическая поправка двумя способами: через решение прямой задачи в «плоском» и «сферическом» случаях. Расчёты проводились с постоянной плотностью $\rho = 2.67 \text{ г/см}^3$. Отметим, что методы поддерживают задание произвольной кусочно-постоянной функции плотности для «модели рельефа». Минимумы и максимумы результирующих поправок: по формуле (1) – [0.11; 161.96] мГал, решение прямой задачи («плоский» случай) – [0.3; 154.9] мГал, решение прямой задачи («сферический» случай) – [0.34; 155.92] мГал. На рисунках 2 и 3 приведены графики их разности. Уменьшение разности поправок с учетом и без учета «сферичности» при приближении к краям области, которое видно на рисунке 3, вызвано понижением уровня рельефа на краях. Во избежание краевого эффекта мы выполняли расчеты для расширенной, по сравнению с целевой территорией, области. Сравнение результатов расчёта представлено таблицей.

Сравнение методов вычисления поправок. 1 – по формуле (1) плоскопараллельного слоя, 2 – решение прямой задачи («плоский» случай), 3 – решение прямой задачи («сферический» случай)

Характеристика / Сравнимые методы	1 и 2	1 и 3	2 и 3
[мин.; макс.] абсолютной ошибки, мГал.	[0; 13.56]	[-0.83; 12.63]	[0.33; 1.07]
Среднеквадратичная относительная ошибка, %	2.2	3.1	3.1

При расчете поправок в приведенном примере использовалось разработанное авторами программное обеспечение GRAFEN [10]. Время счета составило ~5 мин. с использованием двух GPU NVidia Quadro M6000.

Заключение

Проведенные сравнения показывают, что для рассматриваемой территории ошибка, возникающая при учете влияния топографии с использованием формулы (1) и ошибка «за сферичность» примерно одного порядка. В приведенном примере среднеквадратичная ошибка «простого метода» (1) составила 3.1 %, что может существенно повлиять на качество интерпретации гравитационного поля, особенно при восстановлении физических параметров «верхнего» гравитационного слоя. Таким образом, при необходимости высокоточных расчётов гравитационного влияния неоднородного рельефа для больших по площади территорий необходимо учитывать оба фактора. Разработанный авторами алгоритм [6, 9] позволяет вычислять значения гравитационного поля на реальном рельефе без дополнительных затрат вычислительных ресурсов: эффективность метода не зависит от регулярности сеток плотностной модели и вычисляемого поля. Следовательно, интерпретацию наблюдаемых гравитационных данных с учетом «сферичности» можно проводить без предварительного вычисления поправок за топографию, используя для построения плотностных моделей аномалии Фая. При этом будут определяться параметры плотностной модели, ограниченной сверху поверхностью рельефа. Такой подход позволит существенно повысить точность определения параметров моделей.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 20-05-00230 А).

1. Гравиразведка. Справочник геофизика / Под ред. Е.А. Мудрецово́й, К.Е. Веселова. 2-е изд., перераб. и доп. – М.: Недра, 1990. 607 с.
2. Инструкция по гравиразведке / Под ред. К.Е. Веселова, Е.А. Мудрецово́й. – М.: Недра, 1980. 79 с.
3. Мартышко П.С., Ладовский И.В., Бызов Д.Д. О решении обратной задачи гравиметрии на сетках большой размерности // Доклады Академии Наук. 2013. Т. 450. № 6. С. 702–707.
4. Ремпель Г.Г. Актуальные вопросы введения поправок, связанных с рельефом местности, в данные гравиразведки и магниторазведки // Физика Земли. 1980. № 12. С. 75–89.
5. Бычков С.Г., Долгаль А.С., Симанов А.А. Вычисление аномалий силы тяжести при высокоточных гравиметрических съемках. – Пермь: УрО РАН, 2015. 142 с.

6. Мартышко П.С., Ладовский И.В., Бызов Д.Д., Чернокутов А.И. О решении прямой задачи гравиметрии в криволинейных и декартовых координатах: эллипсоид Красовского и “плоская” модель // Физика Земли. 2018. № 4. С. 31–39.
7. CG-5 Scintrex Autograv System. Operation Manual. Document Part No. 867700, Revision 8. URL: https://scintrexltd.com/wp-content/uploads/2017/02/CG-5-Manual-Ver_8.pdf
8. Гордин В.М. Способы учета влияния рельефа дневной поверхности при высокоточных гравитационных измерениях. – М.: ВИЭМС, 1974. Сер. IX. 89 с.
9. Мартышко П.С., Бызов Д.Д., Чернокутов А.И. Об учете влияния сферичности Земли при трехмерном плотностном моделировании // Доклады Академии Наук. 2017. Т. 477. № 2. С. 221–225.
10. Chernskutov A.I., Byzov D.D. GRAFEN v0.1 – gravity field ellipsoidal density model numerical computations for CUDA-enabled distributed systems. URL: <https://github.com/alexIII/GRAFEN>
11. Долгаль А.С., Бычков С.Г., Симанов А.А., Хохлова В.В. Основные элементы технологии учета гравитационного влияния топографических масс для шарообразной Земли // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2015. № 4. Вып. 28. С. 40–46.
12. Ince E. S., Barthelmes F., Reißland S., Elger K., Förste C., Flechtner F., Schuh H. ICGEM – 15 years of successful collection and distribution of global gravitational models, associated services and future plans // Earth System Science Data. 2019. № 11. P. 647–674.

ГЕОФИЗИЧЕСКОЕ ОБЕСПЕЧЕНИЕ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГАЗОГЕОХИМИЧЕСКИХ ДАННЫХ

*С.Г. Бычков, И.А. Санфиоров, Б.А. Бачурин, А.И. Никифорова,
Г.В. Простолупов, Г.П. Щербинина*

Горный институт УрО РАН, г. Пермь, bsg@mi-perm.ru

Введение. Карстовые процессы имеют широкое распространение на территории Пермского края [2]. На поверхности фиксируются разные формы проявления карста – карстовые воронки, поля и пещеры, карстовые брекчии, карстовые восходящие и нисходящие родники и пр. Явление растворения пород распространяется и вглубь осадочного чехла, формируя в породном массиве пустоты, полости, области повышенной пустотности. На нефтяных месторождениях данные образования в надпродуктивной части разреза во многом определяют направления и масштабы распространения техногенных потоков рассеяния от нефтепромысловых объектов. С целью уточнения характера данных процессов на одном из старейших месторождений нефти Пермского Прикамья (рис. 1) выполнен комплекс геофизических (сейсморазведка, гравиразведка) и геохимических исследований.

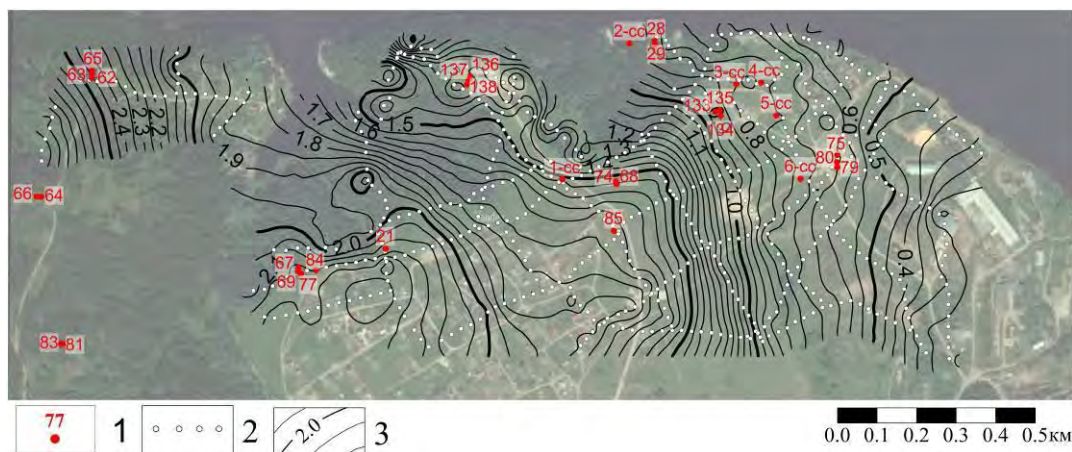


Рис. 1. Гравитационное поле участка работ

1 – скважины, 2 – пункты наблюдений, 3 – изоаномалы гравитационного поля

Методы исследований. Для оценки закарстованности территории, выявления и оконтуривания подземных полостей и зон повышенного карстообразования и трещиноватости пород выполнена высокоточная гравиметрическая съёмка по ряду профилей с шагом 25 м с погрешностью определения аномалия силы тяжести в редукции Буге $\pm 0,016$ мГал.

Инженерная сейсморазведка выполнялась по гравиметрическим профилям в рамках методики общей глубинной точки. Параметры системы наблюдений соответствовали интервалу исследований до 100 м [6]. Для приема сейсмических колебаний применялись одиночные геофоны «GS-20DX». Сбор сейсморазведочных данных осуществляется разработанным для регистрации высокочастотных сигналов сейсмоакустическим регистратором «IS-128». Данный регистратор представляет собой телеметрическую систему сбора информации, построенную на полевых удаленных модулях сбора сейсморазведочных данных «IM 2416 SESMO DAS». Граф обработки сейсморазведочных данных включал широкий набор процедур: полосовая и обратная фильтрации, расчет и коррекция кинематических поправок, расчет остаточных фазовых сдвигов по программам коррекции статических поправок, вычитание наиболее интенсивных поверхностных волн-помех, коррекция формы сигнала, когерентная фильтрация [4].

Для оценки флюидопроницаемости картируемых зон трещиноватости выполнено поверхностное газогеохимическое зондирование с использованием экспресс-газоанализатора Escorprobe-5. Интенсивность газогеохимических аномалий отражает масштабы вертикального массопереноса газо- и паробразных компонентов залежей и позволяет судить о путях их поступления в приповерхностную часть разреза. Наиболее контрастные аномалии отражают наличие в надпродуктивной части разреза зон повышенной проницаемости (трещиноватости), по которым возможны вертикальные перетоки пластовых флюидов [1].

Результаты исследований. Интерпретация аномалий силы тяжести осуществлялась методом векторного сканирования [3], которая позволяет вычислять распределение гравитационного поля в пространстве с построением трехмерной диаграммы поля (рис. 2). Разуплотненные, трещиноватые и закарстованные участки отражаются на трансформантах отрицательными аномалиями. Необходимо отметить, что эффективные глубины на вертикальной оси 3D-трансформанты поля не соответствуют истинным глубинам геологических объектов и имеют оценочный характер [5].

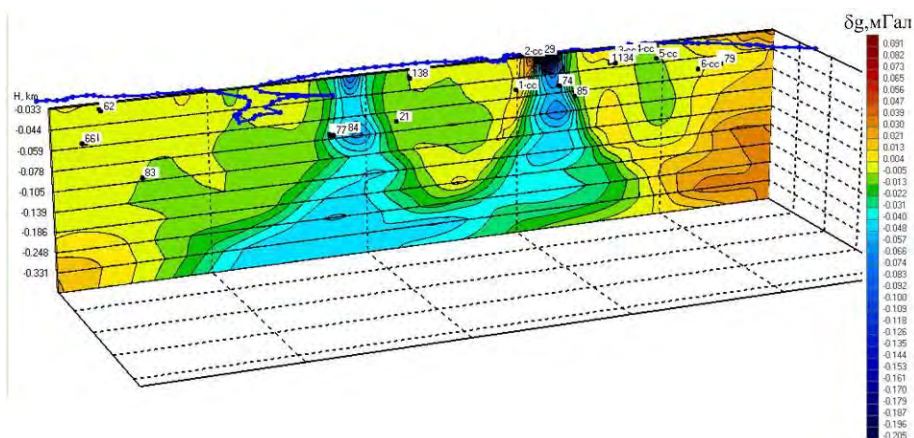


Рис. 2. Вертикальное сечение трехмерной трансформанты в районе распространения приповерхностных карстовых образований

На 3D-диаграмме поля отрицательные аномалии, расположенные на разных эффективных глубинах, в большинстве случаев связаны между собой, формируя неправильной формы кластеры отрицательных аномалий – области разуплотненных пород, отражающие закарстованные участки.

В распределении структурно-физических параметров верхней части разреза по данным инженерной сейсморазведки выделяется ряд пространственных закономерностей. На общем фоне погружения отражающих границ (рис. 3) отмечаются локальные отрицательные

структурные формы преимущественно северо-западного и северо-восточного простирания, коррелируемые с низкоскоростными областями в интервале глубин до 60 м. Подобное согласование структурных и физических параметров возможно связано с наиболее выраженными для данного интервала процессами карстообразования [4]. Для широтной зоны первого типа осложнений волнового поля, подобная корреляция выражена для всего интервала исследования, что вероятно связано с распространением по разрезу вертикально-ориентированной трещиноватости.

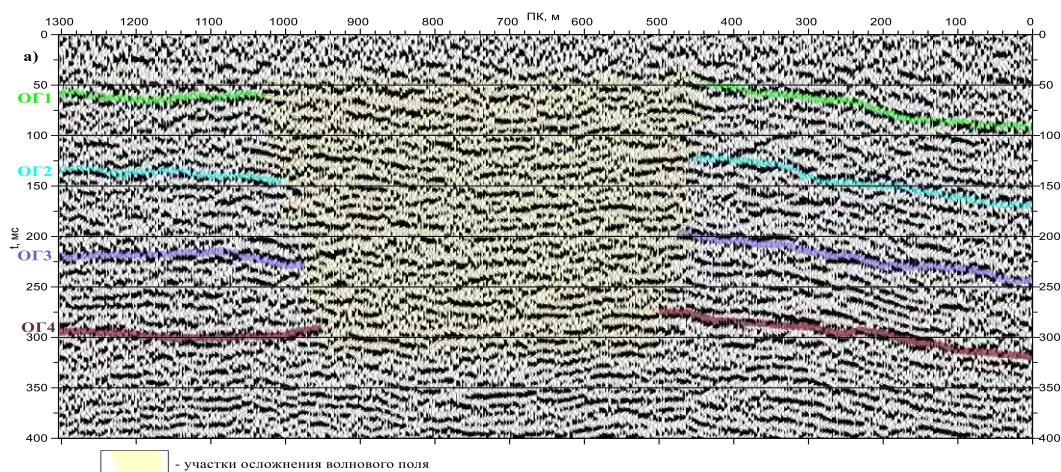


Рис. 3. Временной разрез МОГТ

По сейсмическим данным в нижнепермско-верхнекаменноугольных отложениях выделяется положительная структура, к которой примыкают «сквозные» зоны пониженных значений скоростей распространения упругих волн, с наложением повышенного затухания амплитуд отраженных волн в нижней части разреза.

В качестве основных показателей при выделении газогеохимических аномалий принято содержание в почвенном газе метана и суммарного содержания углеводородов. Статистическая обработка полученной информации позволила выделить аномалии, отражающие зоны активизации вертикального массопереноса газов по разрезу (рис. 4).

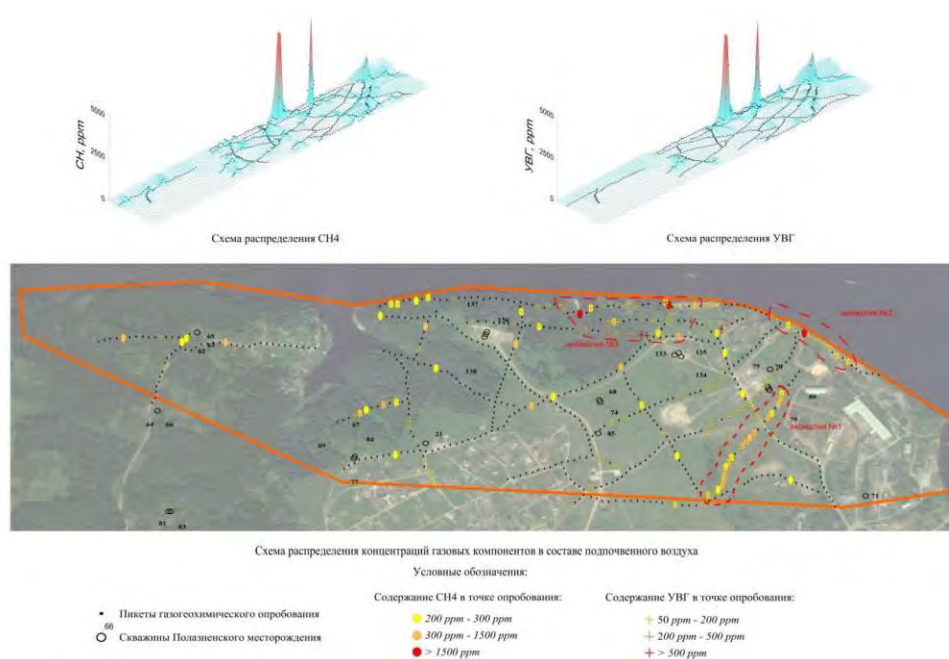


Рис. 4. Схема результатов газогеохимических исследований

Выводы. На основе материалов гравиметрических, сейсморазведочных и газогеохимических исследований выделены аномалии, предположительно отражающие субвертикальные зоны трещиноватости и разуплотнения в надпродуктивном разрезе, в том числе приповерхностные карстовые полости, контролирующие распространение техногенных потоков рассеяния от нефтепромысловых объектов (рис. 5).



Рис. 5. Результаты геофизических и геохимических исследований

По результатам исследований можно сделать ряд важных методических выводов для решения задач картирования карстовых образований в приповерхностной части разреза, определения природы газогеохимических данных и оценки зон активизации массопереноса флюидов из продуктивной части разреза. Оконтуривание зон распространения карстовых образований целесообразно осуществлять на основе высокоточных площадных гравиметрических исследований. Детализация распределения карстовых образований по площади и разрезу рекомендуется выполнять по результатам малоуглубинных сейсморазведочных работ.

Предлагаемый комплекс методов позволяет достаточно уверенно определять техногенные потоки рассеяния от нефтепромысловых объектов на закарстованных территориях.

1. Бачурин Б.А., Костарев С.М. Современные геохимические технологии идентификации источников нефтяного загрязнения гидросферы // Нефтегазовая геология, геофизика, разработка. 2017. № 11. С. 45–50.

2. Кадебская О.И., Чибилев А.А. Карстовые экосистемы Урала: география, типология и проблемы их охраны // Проблемы региональной экологии. 2012. № 1. С. 132–138.

3. Простолупов Г.В., Новоселицкий В.М., Конешов В.Н., Щербинина Г.П. Об интерпретации гравитационного и магнитного полей на основе трансформации горизонтальных градиентов в системе «VECTOR» // Физика Земли. 2006. № 6. С. 90–96.

4. Санфиров И.А., Бычков С.Г., Никифорова А.И., Простолупов Г.В., Щербинина Г.П. Результаты комплексных геофизических исследований приповерхностных карстовых образований // Инженерная и рудная геофизика 2020. EAGE. – Пермь. DOI: 10.3997/2214-4609.202051050

5. Bychkov S. The tomographic transform of the gravity field and their geological interpretation // 8th Saint Petersburg International Conference & Exhibition «Saint Petersburg 2018. Innovations in Geosciences – Time for Breakthrough». DOI: 10.3997/2214-4609.201800172

6. Sanfirov I.A., Yaroslavtsev A.G., Nikiforov V.V. Engineering studies of near-surface natural and induced processes and heterogeneities // Gornyi Zhurnal. 2014. Iss. 12. P. 8–12.

ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ МОНИТОРИНГОВЫХ ГРАВИМЕТРИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ НА ПОЛИГОНЕ В ГОРОДЕ БЕРЕЗНИКИ

С.Г. Бычков, А.А. Симанов, В.В. Хохлова

Горный институт УрО РАН, г. Пермь, *bsg@mi-perm.ru*

Введение. Разработка месторождений полезных ископаемых нарушает природный баланс физических параметров в недрах, создавая предпосылки к возникновению природно-техногенных процессов, зачастую приводящих к катастрофическим последствиям. Одним из методов контроля техногенного воздействия на геологическую среду являются мониторинговые гравиметрические наблюдения. По результатам этих наблюдений рассчитывается динамическая аномалия силы тяжести, определяемая как разность между последующими и предыдущими значениями силы тяжести. Поскольку гравитационное поле является аддитивным, то отдельные составляющие его, обусловленные породами, в которых не происходили изменения плотности, будут иметь нулевые значения в динамических аномалиях. Следовательно, отрицательные аномалии динамического поля будут обусловлены только фрагментами геологического разреза, где произошли процессы разуплотнения пород, обусловленные техногенными процессами, связанными с добычей полезного ископаемого или карстовыми явлениями.

Для создания и опробования технологии проведения, обработки и интерпретации мониторинговых гравиметрических наблюдений в 2016 г. над затопленными шахтными полями на территории г.Березники был создан гравиметрический полигон [1]. Разработана методика высокоточных полевых работ с измерением как гравитационного поля, так и высот пунктов [2]. Для интерпретации результатов разработаны геологическая и динамическая модели гравиметрического мониторинга, адаптирована методика синтеза качественных и количественных методов [3]. Интерпретация данных осуществляется в два этапа. На первом этапе производится разложение поля на составляющие с построением 3D-модели поля и выбора начального приближения для количественной интерпретации. Количественная интерпретация осуществляется путем решения обратной задачи аддитивными методами с построением функции локализации источников поля, которая объединяет допустимые решения некорректной и неоднозначной задачи и определяет вероятные интервалы положения, глубины и изменения плотности горных пород, произошедший между двумя парами измерений поля силы тяжести.

В результате обобщения опыта проведения мониторинговых гравиметрических наблюдений на Верхнекамском месторождении калийных солей установлено, что по полученным результатам можно прогнозировать участки опасных геологических процессов и осуществлять контроль за оседаниями земной поверхности.

Прогнозирование участков опасных геологических процессов. Первый опыт проведения повторных гравиметрических наблюдений на одной и той же площади был получен в районе провала земной поверхности возле железнодорожного вокзала г. Березники в ноябре 2010 г. Целью гравиметрических исследований являлось оконтуривание зоны разуплотнения в районе провала, выяснении его природы, глубины распространения,

а также выявление участков разуплотненных пород на прилегающей территории и определение динамики геологических процессов, происходящих в районе провала [5]. Наблюдения проведены в ноябре 2010 г., феврале 2011 г. и в сентябре 2011 г. по сети 50×50 м с погрешностью измерения силы тяжести $\pm 0,014$ мГал (рис. 1).

Наиболее интенсивная отрицательная аномалия амплитудой до 0,3 мГал изометричной формы на карте локальных аномалий силы тяжести выявлена в районе провала, что свидетельствует о дефиците массы горных пород на данном участке. От данной аномалии на север от провала I простирается субширотная менее интенсивная отрицательная аномалия, которая интерпретировалась как природная разуплотненных пород в верхней части разреза.

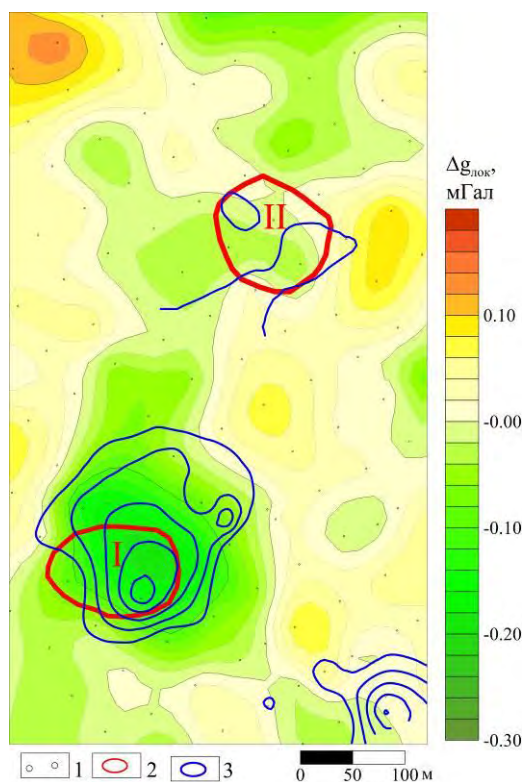


Рис. 1. Локальная составляющая и динамические аномалии гравитационного поля в районе провалов земной поверхности

1 – пункты гравиметрических наблюдений; 2 – провалы земной поверхности (I – 11.2010 г. и II – 12.2011 г.); 3 – динамические аномалии силы тяжести

В период ноябрь 2010 г. – февраль 2011 г. отрицательная динамическая аномалия выявлена только в районе провала I, что свидетельствовало о продолжении процесса разуплотнения, приводящее к расширению контура провала. Повторная гравиметрическая съемка в сентябре 2011 г. выявила отрицательную динамическую аномалию к северу от провала I. Через три месяца в декабре 2011 г. здесь сформировался еще один провал земной поверхности (обозначен цифрой II на рис. 1).

Пространственное совпадение динамических и локальной отрицательной аномалии силы тяжести в районе провалов I и II однозначно интерпретируется как существование природной разуплотненной зоны, в которых продолжается техногенный процесс, обусловленный затоплением рудника.

Контроль оседаний земной поверхности. В 2016 г. над затопленными шахтными полями на территории г. Березники был создан гравиметрический полигон (рис. 2), состоящий из 102 пунктов, работы на котором выполнялись на закрепленных металлических знаках (дюбелях, забитых в асфальт) гравиметрами AUTOGRAV CG-5. В каждом цикле измерений определялись не только значения силы тяжести, но и фиксировались изменения высот

пунктов. Планово-высотная привязка гравиметрических пунктов осуществляется с использованием спутниковых GNSS-технологий.



Рис. 2. Расположение гравиметрического полигона на карте г. Березники (черными точками показаны пункты гравиметрических наблюдений)

Во всех циклах наблюдений сравнивались между собой аномалии в редукции Буге, т. е. учитывалось изменение высоты гравиметрических пунктов. Результаты пятилетних гравиметрических наблюдений на полигоне представлены на рис. 3. Как видно из рисунка, амплитуда, размеры и местоположение динамических аномалий существенным образом меняются в различных циклах мониторинга.

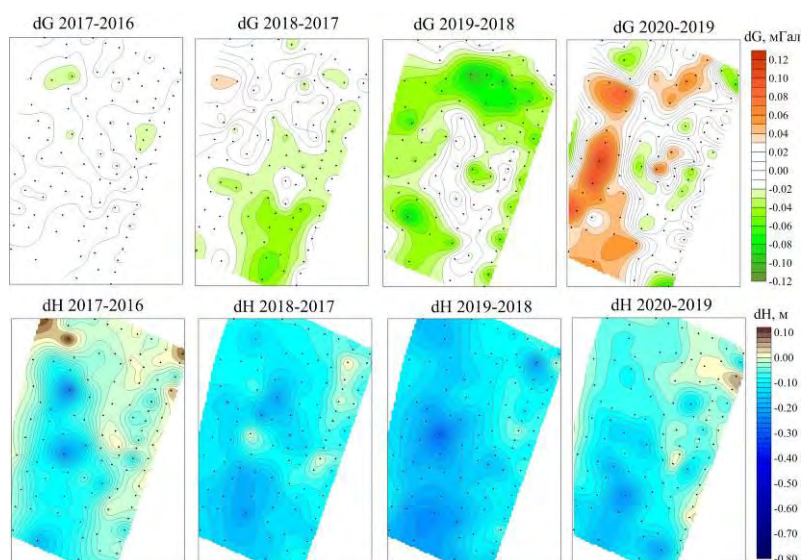


Рис. 3. Ежегодные изменения аномалий силы тяжести и высот пунктов на гравиметрическом полигоне (цифрами на картах показан период в годах)

В период 2019–2020 гг. произошла инверсия знака динамических аномалий. В юго-западной части площади, где за период 2018–2019 гг. происходили наибольшие оседания земной поверхности, отрицательные динамические аномалии сменились положительными.

По нашему мнению, участки повышенных оседаний, сопровождаемые увеличением величины динамической аномалии, объясняется компенсацией значений аномалий увеличением плотности пород, обусловленной оседанием земной поверхности. Например, в 2018 г. наиболее интенсивные динамические аномалии силы тяжести проявлялись на юге участка, в 2018–2019 гг. здесь произошли повышенные оседания земной поверхности, что подтвердило сделанный нами ранее [4] прогноз оседаний. Одновременно с оседанием в этой части участка произошло «затухание» динамической аномалии. Инверсия динамических аномалий в период 2019–2020 гг. свидетельствует о прекращении процесса разуплотнения пород или начале нового цикла «разуплотнение – оседание».

Более наглядно данный процесс иллюстрируется динамической моделью гравиметрического мониторинга. Если в период времени T_1 – T_2 (рис. 4, а, б) произошли изменения плотностного строения горного массива, например, образовалась карстовая полость или произошел процесс разуплотнения пород вследствие затопления горных выработок, то данный процесс отразится отрицательными динамическими аномалиями силы тяжести (рис. 4, в). Последующее оседание земной поверхности над зоной разуплотнения в период времени T_2 – T_3 (рис. 4, в), приводят к уплотнению пород, что будет зафиксировано положительной динамической аномалией силы тяжести (рис. 4, д).

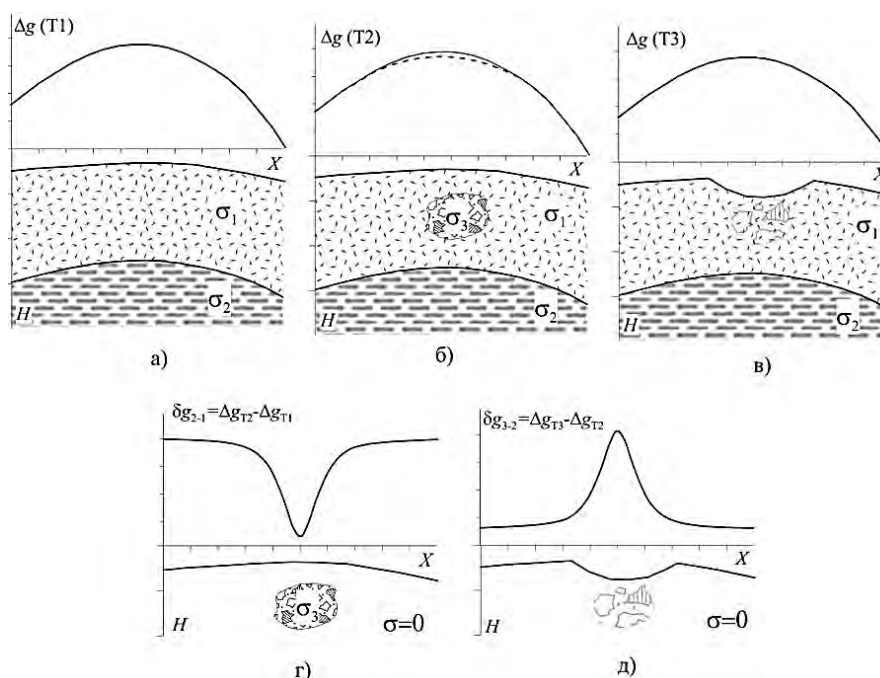


Рис. 4. Динамическая модель гравиметрического мониторинга

Учитывая, что современная гравиметрическая и геодезическая аппаратура позволяет зафиксировать аномалии силы тяжести с точностью $\pm 0,005$ – $0,007$ мГал, по гравиметрическим данным можно определить начало процесса разуплотнения пород, выявляя зоны последующих возможных оседаний и провалов земной поверхности.

Заклучение

Обобщая опыт проведения мониторинговых и повторных гравиметрических наблюдений на Верхнекамском месторождении калийных солей можно констатировать, высокую эффективность метода. По результатам мониторинговых гравиметрических наблюдений можно прогнозировать участки опасных геологических процессов и осуществлять контроль за оседаниями земной поверхности.

По сочетанию отрицательных локальных аномалий силы тяжести, которые интерпретируются как природные ослабленные зоны, с отрицательными динамическими аномалиями, вы-

явленными по мониторинговым гравиметрическим наблюдениям, которые связаны с продолжением процесса разуплотнения, можно успешно прогнозировать участки опасных геологических процессов и повысить безопасность эксплуатации Верхнекамского месторождения.

По результатам долгосрочных периодических наблюдений гравитационного поля можно контролировать процесс оседаний земной поверхности, фиксируя циклы разуплотнения горных пород и последующих оседаний.

1. Бычков С.Г., Мичурин А.В., Симанов А.А. Гравиметрический мониторинг аварийных участков рудников Верхнекамского месторождения калийных солей // Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей: Материалы 44-й сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского. – М.: ИФЗ РАН, 2017. С. 75–79.

2. Бычков С.Г., Мичурин А.В., Симанов А.А. Результаты гравиметрического мониторинга аварийных участков рудников Верхнекамского месторождения калийных солей // Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей: Материалы 45-й сессии Международного научного семинара им. Д.Г. Успенского. – Казань: Казанский университет, 2018. С. 130–131.

3. Бычков С.Г., Мичурин А.В., Симанов А.А. Интерпретация результатов гравиметрического мониторинга на аварийных участках рудников Верхнекамского месторождения калийных солей // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Материалы 46-й сессии Международного научного семинара им. Д.Г. Успенского. – Пермь: ГИ УрО РАН, ПГНИУ, 2019. – С. 59–63.

4. Бычков С.Г., Мичурин А.В., Симанов А.А., Хохлова В.В. Выявление техногенных изменений в водозащитной толще месторождения калийных солей по мониторинговым гравиметрическим наблюдениям // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Материалы 47-й сессии Международного научного семинара Д.Г. Успенского – В.Н. Страхова. – Воронеж: Научная книга, 2020. С. 49–51.

5. Щербинина Г.П., Простолупов Г.В., Бычков С.Г. Гравиметрические исследования техногенных воздействий на геологическую среду // Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей: Материалы 40-й сессии Международного научного семинара им. Д.Г. Успенского. – М.: ИФЗ РАН, 2013. С. 392–395.

РЕЗУЛЬТАТЫ КОМПЛЕКСНОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГРАВИРАЗВЕДКИ И СЕЙСМОРАЗВЕДКИ НА ПЛОЩАДЯХ ПРЕДУРАЛЬСКОГО ПРОГИБА

О.М. Вельтистова, Е.Н. Мотрюк

ФГБОУ ВО «Ухтинский государственный технический университет», г. Ухта, oveltistova@ugtu.net

На современном этапе решения задач увеличения прироста запасов углеводородов, большая роль отводится комплексной интерпретации геолого-геофизических данных. Северные территории Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции являются объектами изучения геофизическими методами не одно десятилетие. Развитие информационных технологий обработки и интерпретации геофизических методов – гравиразведки, сейсморазведки значительно увеличивают перспективы выявления и обнаружения залежей углеводородов.

В статье рассматриваются основные результаты интегрированной интерпретации гравиразведки и сейсморазведки на примере различных структурно-тектонических единиц Предуральского краевого прогиба.

Цель комплексной интерпретации – достижение однозначности геологического истолкования геофизических данных.

На современном этапе детального изучения земной коры истолкование полученных измерений состоит в построении согласованной по всем полям физико-геологической модели среды.

Предуральский прогиб в тектоническом плане является надпорядковой структурой, занимает северо-восточную и восточную часть Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции.

Северные и восточные территории прогиба, особенно гряда Чернышева, внутренняя часть Косью-Роговской впадины, Западно-Уральская складчато-надвиговая зона имеют сложную тектонику и слабо изучены бурением. Это приводит к многовариантности взглядов о строении территории и неоднозначности интерпретации геофизических данных, вследствие чего огромные площади имеют только прогнозный потенциал. Комплексная интерпретация геолого-геофизических данных на основе современных технологий и методик позволит выполнить моделирование геологической среды и увеличить ресурсную базу запасов углеводородов.

Перспективы нефтегазоносности изучаемых площадей связаны с породами нижнепермского, каменноугольного и девонского возраста, а также с подсолевыми отложениями ордовика. Особенность отложений верхнего карбонатного комплекса – рифогенные постройки, одиночные или барьерные.

Рифобразование Косью-Роговской впадины, как структурной единицы Предуральского краевого прогиба, доказано бурением скважин, а также рядом открытых месторождений. Рифы хорошо выделяются во временных полях по данным сейсморазведки, при сейсмогравитационном моделировании – аномалиями повышенной плотности.

Отложения ордовикского возраста характеризуются наличием солевых отложений, которые вскрыты на Кочмесской, Воргамусюрской структурах.

Для уточнения строения доманиково-турнейского комплекса осадочного чехла, регионального прогноза залежей углеводородов было проведено моделирование геологической среды по данным гравиразведки и сейсморазведки.

Рассмотрим результаты моделирования, выполненные по комплексу геофизических методов, на различных площадях Предуральского прогиба.

Для построений были использованы карты поля силы тяжести различных масштабов 1 : 50 000, 1 : 100 000; 1 : 200 000, сейсмогеологические разрезы по основным каркасным линиям, структурные карты: по подошве доманикового горизонта верхнего девона D_{3dm}, визейского яруса нижнего карбона C_{1v}, поверхности фундамента.

Методы решения обратных задач гравиметрии в рамках критериального подхода основаны на получении решения обратной задачи – единственного из множества эквивалентных – с помощью минимизации некоторого функционала (критерия оптимальности J), сконструированного на основе дополнительной информации о параметрах среды. В рамках данной технологии для крупных плотностных структур осадочных бассейнов могут быть использованы различные модельные представления геологической среды [4, 5].

Гряда Чернышева

Гряда Чернышева представляет собой складчато-блоковую систему структур, включающую Хоседаюский вал, Адзъвавомскую депрессию, Тальбейский, Шарью-Заостренский и Яньюский блоки, образовавшиеся над линейной системой разломов, разделяющих Хорейверскую и Косью-Роговскую впадины (рис. 1).

Изучение гряды Чернышева началось с середины XX века «легкими» методами, и долгое время оставался спорным вопрос о ее формировании и строении. Сейсморазведочные работы МОГТ внесли дополнения и изменения в представления о структурно-тектоническом строении, формировании гряды и прилегающих территорий.

Сложность сейсмического материала в пределах этой тектонической единицы, условная привязка отражающих горизонтов и как результат – многовариантность интерпретации, не способствовали успешного исследования этой территории, несмотря на высокие прогнозы. Наиболее полное и детальное представление о структурном строении территории получено в результате проведения сейсморазведочных работ в последние десятилетия.

Бурение скважин на Воргамусюрской площади не дали положительных результатов, поэтому ряд участков были внесены в нераспределенный фонд [3]. Однако анализ осадконакопления, формирования и миграции углеводородов указывает на большой нефтегазоносный потенциал. Перспективы связываются прежде всего с поднадвиговыми структурами восточного борта гряды Чернышева.

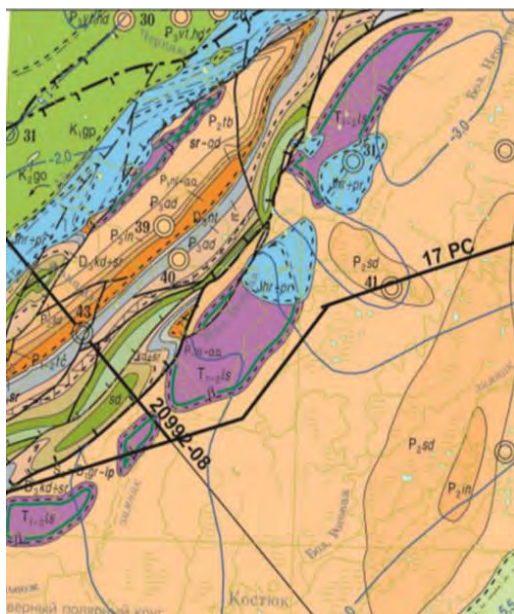


Рис. 1. Фрагмент геологической карты гряды Чернышева

Ряд исследователей [1, 2] по результатам переинтерпретации сейсморазведочных данных наметил поднавиговую структуру – Нововоргамусюрский вал. Выполненное структурно-плотностное моделирование по профилю, секущему Воргамусюрскую структуру подтверждает наличие нового объекта, возможно, рифогенного происхождения.

Верхнепечорская впадина

В последние десятилетия Верхнепечорская впадина (ВПВ) интенсивно изучается геолого-геофизическими методами. Внимание нефтяников сосредоточено на площадях с развитием рифогенных построек в отложениях каменноугольно-девонского возраста.

ВПВ относится к южному окончанию северного блока Предуральского краевого прогиба Тимано-Печорской плиты и является структурой первого порядка. В тектоническом плане она приурочена к краевой части Тимано-Печорской плиты. По морфологии локальных структур впадина разделяется на внешнюю, осевую и внутреннюю зоны, отличающиеся разной степенью влияния уральского складкообразования.

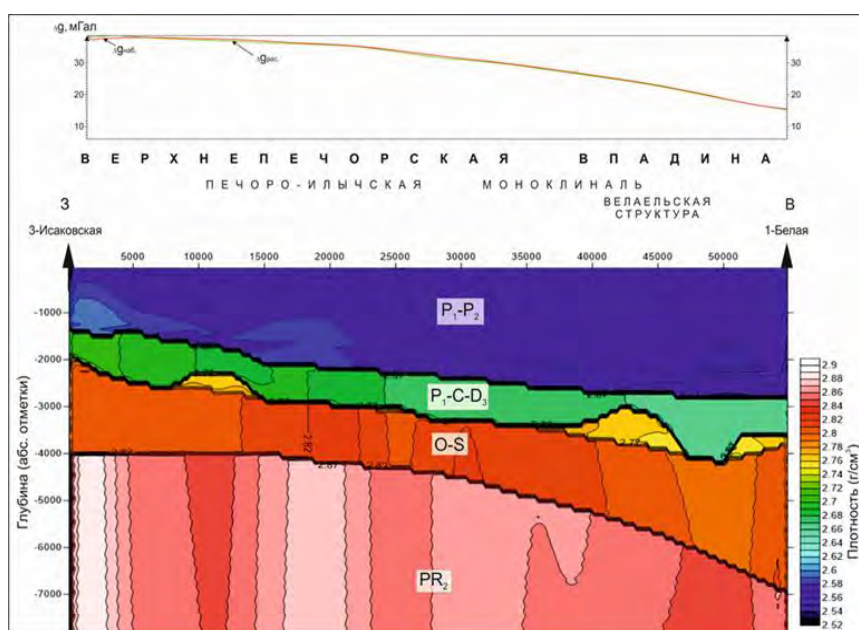


Рис. 2. Геоплотностная модель по линии скважин Исаково – Белая

Западная (внешняя) зона впадины выделяется как Печоро-Ильчская моноклираль – структура второго порядка в составе ВПВ. Структурные планы которой по поддоманиковым, наддоманиковым, нижнекаменноугольным и пермским отложениям значительно отличаются. Для решения поисковых задач выполнялось построение моделей распределения плотности по системе профилей, совмещенных с сейсмическими с учетом данных бурения скважин.

Геоплотностная модель на рис. 2 составлена по линии скважин Исаково – Белая.

Контрастными объектами выделяются на разрезе карбонатных отложений девонские разнотипные рифы, соответствующие одиночному рифу Исаковского месторождения, рифу структуры Белой, с плотностями от 2,78 до 2,76 г/см³, и депрессионным отложениям – 2,68–2,66 г/см³. Фундамент на модели отличается плотностной дифференциацией. Наличие разломов на западе профиля подчеркивается вертикальным блоком плотностью 2,92–2,94 г/см³, который может соответствовать интрузивным породам, внедрившимся по нарушению. Дайка диабазов плотностью пород 2,9 г/см³, вскрытая скважиной 4–Исаково внутри карбонатов верхнего девона, подтверждает это.

По результатам геоплотностного моделирования были определены области разуплотнения, приуроченные к депрессионным осадкам и зонам дробления, участки с повышенной плотностью, соответствующие зоне рифообразования.

Перспективы нефтегазоносности связаны, прежде всего, с краевыми зонами рифовых банок.

Косью-Роговская впадина

Занимает северную и восточную часть Предуральяского прогиба, характеризуется сложным строением, особенно ее внутренняя зона. Отмечается широкое развитие складчато-надвиговых дислокаций, обусловивших формирование в осадочном чехле нескольких структурных этажей. Тектонический фактор – основной, определяющий строение территории исследований, и определяющий формирование ловушек.

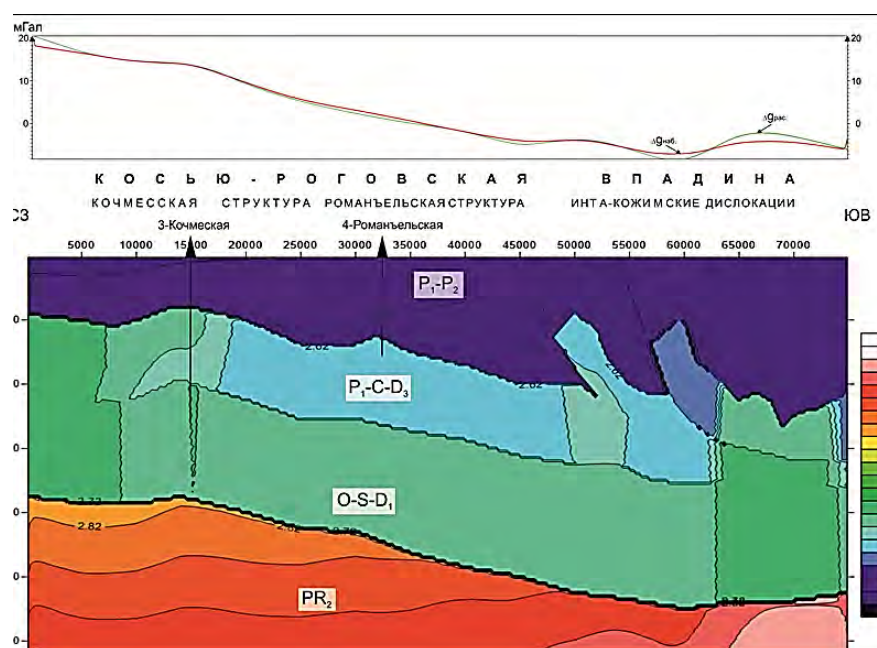


Рис. 3. Геоплотностная модель по линии сейсмических профилей

Геоплотностная модель на рис. 3 соответствует композиционному профилю, составленному по линиям сейсмических профилей 8211–01, 8111–05, 7911–13, 50488–04, имеет юго-восточное направление, пересекает Кочмесское поднятие и Инта-Кожимские дислокации. В распределении плотностей отображаются Интинская, Кожимская взбросо-надвиговые структуры и Кочмеская карбонатная платформа с рифами в нижнепермских отложениях высотой 400–500 м, замещающаяся на север, восток, юг депрессионными доманикоидными

отложениями, перекрытыми мергелисто-глинистыми породами, компенсирующими рельеф карбонатной платформы, которые проявляются на разрезе аномалиями пониженной плотности до $2,66 \text{ г/см}^3$. Характер дислокаций Интинско-Лемвинской складчатой зоны в пределах описываемой модели находит свое отражение в виде плотностных зон со значениями до $2,68 \text{ г/см}^3$.

Таким образом, комплексная интерпретация данных сейсморазведки, гравиразведки, анализ данных бурения в пределах северного сегмента Верхнепечорской впадины, позволила наметить участки, перспективные в нефтегазоносном отношении, приуроченные, в основном, к терригенным средне-верхнедевонскими отложениям, рифогенным постройкам верхнедевонского возраста, а также карбонатным и терригенным отложениями визейского яруса.

1. Богданов Б.П., Ростовщиков В.Б., Недилюк Л.П., Маракова И.А., Сенин С.В. Тектонические и геохимические предпосылки нефтегазоносности гряды Чернышева // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2016. № 2 (Т. 11). 15 с.

2. Богданов Б.П., Заборовская В.В., Овчарова Т.А. Парадигма развития нефтегазовой промышленности Тимано-Печорской провинции и ее периферии в XXI веке // Norwegian Journal of development of the International Science. 2018. № 19.

3. Гряда Чернышева: суперловушка или зона рассеивания углеводородов? / К.О. Соборнов, В.Н. Данилов // Российская нефтегазовая техническая конференция SPE, 26–28 октября, 2015, Москва, Россия. – М., 2015.

4. Кобрунов А. И. Математические методы моделирования в прикладной геофизике (Избранные главы). – Ухта: УГТУ, 2013. – 256 с

5. Мотрюк Е. Н., Вельтистова О.М. Интерпретация данных гравиразведки и сейсморазведки на примере участка гряды Чернышева // Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей. – М., 23–27 января 2017 г.

ПРИМЕНЕНИЕ МОНТАЖНОГО МЕТОДА ДЛЯ СОВМЕСТНОГО ИСТОЛКОВАНИЯ ГРАВИТАЦИОННОГО И МАГНИТНОГО ПОЛЕЙ

В.Б. Виноградов

Уральский государственный университет, г. Екатеринбург, *vinogr.vladislav@yandex.ru*

Монтажный метод для интерпретации гравитационного поля разработан в 1970-х годах [1, 2]. В [3] обобщены теоретические достижения и опыт применения монтажных технологий, накопленные за прошедшие 40 лет. В данной работе рассмотрены возможности монтажного метода для совместной интерпретации измерений магнитного и гравитационного полей при совпадении их источников, при условии, что магнитные свойства источника невысокие и интенсивность магнитной аномалии не превышает 1000 нТл.

Решение обратной задачи гравиразведки – выбор из множества ε -эквивалентных решений. Решение обратной задачи магниторазведки – выбор из множества δ -эквивалентных решений. Решение обратной задачи по двум полям – выбор из пересечения двух названных множеств. Область неоднозначности уменьшается на каждом приближении, если подбор проводить одновременно по обоим полям.

Особенность комплексного подбора в том, что выбор следующего приближения по полю силы тяжести и выбор по магнитному полю не совпадают, приходится выбирать компромиссное решение (рис. 1). Выбрать его можно, если принять во внимание одновременно несколько оценок качества комплексного подбора плотности, намагниченности, гравитационного и магнитного полей [4]:

$$FC1 = 0.5 \times \left[\frac{\sigma_{\text{подбор}}}{\sigma_{\text{ожидаем}}} + \frac{J_{\text{подбор}}}{J_{\text{ожидаем}}} \right], FP = \left[\frac{|\sigma_{\text{подбор}} - \sigma_{\text{ожидаем}}|}{S_{\sigma_{\text{ожидаем}}}} + \frac{|J_{\text{подбор}} - J_{\text{ожидаем}}|}{S_{J_{\text{ожидаем}}}} \right],$$

$$F = \gamma \sum_{i=1}^N \left\{ \frac{\Delta g_i^{\text{изм}}}{\Delta g_{\text{АМПЛ}}^{\text{изм}}} - \frac{\Delta g_i^{\text{вычисл}}}{\Delta g_{\text{АМПЛ}}^{\text{вычисл}}} \right\}^2 + \beta \sum_{j=1}^M \left\{ \frac{\Delta T_j^{\text{изм}}}{\Delta T_{\text{АМПЛ}}^{\text{изм}}} - \frac{\Delta T_j^{\text{вычисл}}}{\Delta T_{\text{АМПЛ}}^{\text{вычисл}}} \right\}^2, \sigma_{\text{подбор}}, J_{\text{подбор}},$$

$$S_{\sigma} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (g_i^T - g_i^H)^2}{N-1}}, S_J = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (T_i^T - T_i^H)^2}{N-1}}.$$

где $\sigma_{\text{подбор}}, J_{\text{подбор}}$ – подобранные плотность и намагниченность, α, β – весовые коэффициенты, S – стандарт, $\sigma_{\text{ожидаем}}, J_{\text{ожидаем}}$ – ожидаемые значения плотности и намагниченности, N – количество пар измерений обоих полей, $\Delta g_{\text{АМПЛ}}^{\text{вычисл}}, \Delta T_{\text{АМПЛ}}^{\text{вычисл}}, \Delta g_{\text{АМПЛ}}^{\text{изм}}, \Delta T_{\text{АМПЛ}}^{\text{изм}}$ – амплитуды вычисленных и измеренных полей.

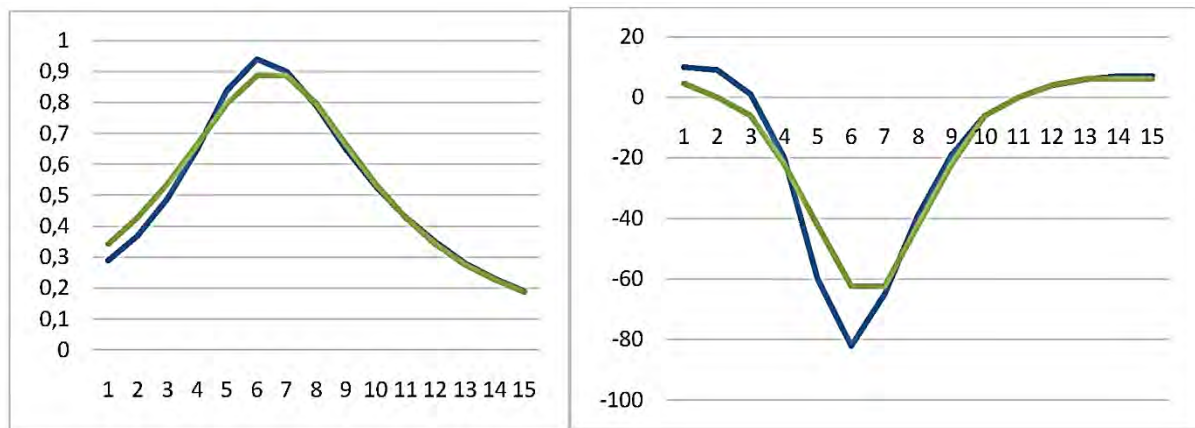


Рис. 1. Графики измеренного и выбранного гравитационного (слева) и магнитного (справа) полей. Синим цветом показаны измеренные, а зеленым – вычисленные поля

Учет этих 8 количественных показателей обеспечивает главное достоинство монтажного метода – одновременный объективный подбор магнитной и плотностной моделей.

На начальной стадии изучения наши представления о геологическом строении территории не позволяют составить адекватную геологическую модель. Поэтому невозможно выбрать разбиение нижнего полупространства на элементарные тела (замощение), которое гарантировало бы получение адекватной физико-геологической модели.

Замощение – заданная сеть элементов среды, аппроксимирующих нижнее полупространство – фильтр, который отсекает значительную часть возможных решений. Если элементарная ячейка велика, то решить обратную задачу нельзя. Но можно интегральными методами оценить аномальную массу и аномальный магнитный момент. По вычисленным аномальной массе и аномальному магнитному моменту в предположении вертикальной намагниченности, а также по ожидаемым избыточной плотности и намагниченности, можно оценить размер элементарной ячейки, оценить количество элементарных ячеек в модели подбора, оценить размер центра кристаллизации (начальную модель). Для достаточной для практики точности аппроксимации формы геологических тел можно ограничиться 50 ячейками, что обеспечит необходимые точности подбора полей и физических свойств. Такой подход ускорит процесс подбора.

При достаточно малом размере ячейки не всегда удается достичь нужной точности подбора. Это происходит, если сеть разбиения значительно отклоняется от геологических границ, граница ячейки почти на половину своего размера отклоняется от геологической границы. А.И. Кобрунов называл такую сеть разбиения нижнего полупространства геологически неактивной. Опыт подсказывает, что в алгоритм решения задачи необходимо включать

процедуру сдвига модели на запад, на восток, вверх, вниз на расстояние меньшее, чем размер ячейки. Уменьшение размера элементарной ячейки не эффективно. Именно сдвиги модели в целом в горизонтальном и вертикальном направлении на расстояние не кратное размеру ячейки наиболее эффективный путь достижения цели. Для повышения точности подбора при приближении к истинным значениям намагниченности и плотности может потребоваться изменение сети замощения. В нашем примере (рис. 2) сдвиг модели на половину размера ячейки привел к значительному улучшению качества подобранного поля. Более того, плотность и намагниченность также оказались значительно ближе к ожидаемым величинам.

Погрешность подбора плотности и намагниченности не может быть лучше погрешности измерительных приборов и представительности набора образцов. Точности подбора поля силы тяжести и магнитного поля ограничены неизвестным нам распределением геологических помех на площади. Поэтому выбор начального приближения оказывает значительное влияние на результат, если учитывать, что, вычислительный процесс приводит к выметанию масс в верхнюю часть разреза и получению эквивалентной по полю физико-геологической модели (рис. 3). Приближение к истинным плотности и намагниченности при решении комплексной обратной задачи немонотонное. Погрешность подбора одного из полей при переходе к следующему приближению может увеличиваться.

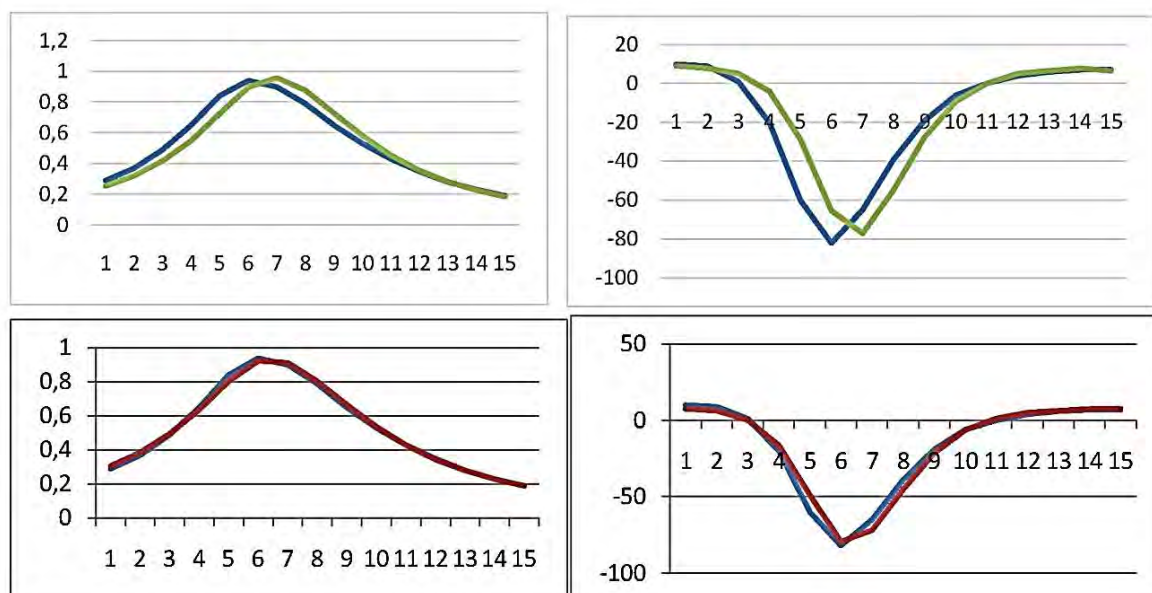


Рис. 2. В верхнем ряду – измеренные и подобранные монтажным методом гравитационное (слева) и магнитное (справа) поля. В нижнем ряду – графики полей после сдвига модели влево на половину размера ячейки. Синим цветом показаны измеренные, а зеленым – вычисленные поля

Алгоритмы монтажных технологий решения обратных задач при выборе последующего элемента для образования нового ядра требуют оценки влияния на поле всех элементов оболочки прежнего ядра, что приводит к значительным затратам времени. Правильнее рассмотреть разностные графики измеренных и подобранных полей и рассматривать для включения в следующее приближение элементы из области наибольших значений разностных полей. Такой алгоритм увеличивает скорость сходимости процесса к решению в десятки раз.

На рис. 3 показаны решения обратной задачи для разных вариантов выбора центра кристаллизации. На ранних этапах подбора приближение к истинным значениям параметров происходит быстро и практически по линейному закону. На поздних этапах подбора можно использовать более крупные ячейки меньших размеров, чем на ранних этапах.

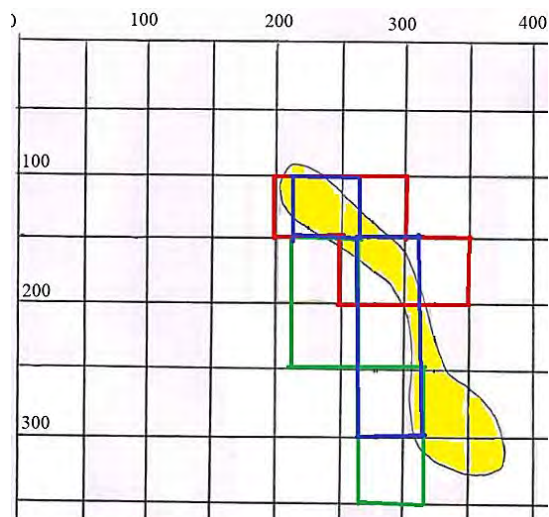


Рис. 3. Контур рудного тела (выделен желтым цветом) и подобранные модели. Красным цветом показана модель, в которой центр кристаллизации был выбран в верхней части разреза. Синим цветом – модель, где центр кристаллизации в средней части разреза. Зеленым цветом – модель с центром кристаллизации в нижней части разреза

Выводы

Если источники полей совпадают, монтажные технологии решения обратных задач можно эффективно использовать для истолкования комплексных геофизических данных.

Начальное приближение целевого объекта (центр кристаллизации) необходимо выбирать в виде достаточно большого набора элементарных ячеек из области, где заведомо находятся аномальные массы. На ранних этапах подбора можно использовать более крупные ячейки, чем на последних этапах.

Ячейки замощения следует выбирать исходя из оценки аномальной массы и аномального магнитного момента.

Если в процессе подбора улучшения качества подбора не происходит, а искомые параметры далеки от ожидаемых значений, с этого этапа следует уменьшить размер элементарной ячейки. По мере приближения к истинным значениям намагниченности и плотности следует уменьшать размер ячейки.

На последнем этапе, для подбора небольших элементов, создающих аномалию только в одном поле (источники полей не совпадают), необходимо проводить подбор каждого поля отдельно.

1. Страхов В.Н., Лапина М.И. Монтажный метод решения обратной задачи гравиметрии // Доклады АН СССР. 1976. Т. 227. № 2. С. 344–347.

2. Овчаренко А.В. Подбор сечения двумерного тела по гравитационному полю // Вопросы нефтяной и рудной геофизики. – Алма-Ата.: Каз. пол. ин-т, 1975. Вып. 2. С. 71–75.

3. Балк П.И., Долгаль А.С. Аддитивные методы решения обратных задач гравиразведки и магнито-разведки. – М.: Научный мир, 2020. 456 с.

4. Виноградов В.Б. Монтажные технологии истолкования данных комплексных исследований // 11 Научные чтения памяти Ю.П. Булашевича. Глубинное строение, геодинамика, тепловое поле земли, интерпретация геофизических полей: Материалы Всероссийской конференции с международным участием. – Екатеринбург: ИГ УрО РАН, 2021. С. 51–53.

РЕЗУЛЬТАТЫ ЦИФРОВИЗИЦИИ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГРАВИТАЦИОННЫХ И МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ САРАТОВСКОЙ ОБЛАСТИ

Е.Н. Волкова

ФГБОУ ВПО «СНИГУ им. Н.Г. Чернышевского», г. Саратов, *volkovaen@info.sgu.ru*

Современное определение цифровых технологий подразумевает приёмы, способы и методы применения средств вычислительной техники при выполнении функций сбора, хранения, обработки, передачи и использования данных. В геофизике цифровая трансформация существует с начала существования этой области геологоразведки. Однако на заре разведочной геофизики были получены данные, по которым построены карты только в бумажном варианте. Учитывая интегральный характер потенциальных полей, возникла необходимость дифференциации итоговых значений аномалий с целью выявления аномалеобразующих геологических факторов исследуемых разрезов и надобность хранения объемной информации в задачах геолого-геофизического моделирования, т.к. цифровая карта – это цифровая картографическая модель, содержание которой соответствует содержанию карты определенного вида и масштаба.

Работа по оцифровке карт магнитного поля Саратовской области состояла из двух задач: во-первых, создание векторных карт для визуализации на экране компьютера и для воспроизведения на бумажном носителе; второй задачей являлось получение табличных данных для проведения расчётов.

Проведенные работы можно подразделить на несколько этапов: ретуширование сканов; векторизация карт; оцифровка каждого листа карты; составление векторных карт по пакетам; оцифровка итоговых карт [1]

Исходными материалами для работы явились сканы 107 карт, разделённых на 4 пакета. Данные карты послужили исходным материалом для последующей оцифровки. Оцифровка карт по результатам аэромагнитных съёмок проводилась методом квантованных отображений [2]. Цифровизировали две карты магнитного поля территории Саратовской области, собранные из листов масштаба 1 : 50 000. Карты были представлены в виде 2-х пакетов в формате CorelDraw. Эти пакеты, в совокупности, сформированы из 107 карт, каждая из которых представляет собой результаты аэромагнитной съёмки, вынесенные на топооснову масштабом 1 : 50 000. Оригинальный размер карт составил: по карте 1–5,9 × 4,6 м; по карте 2–4,2 × 4,8 м. Работы, подобные проведенным, ранее никогда не проводились.

Метод квантованных отображений (МКО), предложенный Инжеваткиным В.М. и опубликованный в статье «Квантованные карты: основные положения» [2] был использован при проведении третьего этапа – оцифровки.

Результатами работ явились две карты – схемы магнитного поля и карта-схема гравитационных аномалий, охватывающие Саратовскую область. Эти карты были совмещены с тектонической схемой Саратовской области (по В.Б. Шебалдину) [3], на которой отражены границы основных геоструктурных зон, а также положения основных месторождений и крупных населенных пунктов. Анализ данных материалов позволил создать основу для дальнейшей количественной интерпретации. Ниже приведены характерные качественные особенности аномалий магнитного и гравитационного полей.

Обширную часть территории исследования занимает положительная аномалия магнитного поля линейного типа северо-юго-восточного простирания. На ее фоне выделяются две локальные положительные аномалии: на северо-западе территории исследования аномалия имеет овальную форму, данная аномалия отличается повышенным градиентом, на юго-западе также имеются положительные аномалии, отличающиеся повышенным градиентом.

Анализируя предпосылки сложившихся характеристик аномалий, отметим солянокупольную тектонику, характерную для данного района, а также нарушения в породах фундамента, выявленные аэромагнитными съёмками. Карта аэромагнитной съёмки была оценена как наиболее целесообразный исходный материал для сравнительного исследования.

Ряд локальных отрицательных аномалий гравитационного поля также был выявлен на исследуемой территории. Полагаем, что предпосылками их возникновения также стали особенности солянокупольной тектоники и разрывные нарушения фундамента. Сложный характер выявленных аномалий не позволил уловить соответствие детальным особенностям строения геологической среды и нефтегазоносности территории, но по характеру изменения конфигурации изолиний можно судить о каких-либо изменениях в тектоническом строении. Четкое и определенное изменение характера изолинии соответствует границе структур первого порядка и частично структур второго порядка.

По итогам исследования можно сделать вывод, что проведенная колоссальная по затратам процедура формирования карт-схем потенциальных полей позволяет получить данные для интерпретации, но они не достаточны для точного определения характера строения разреза и наличия углеводородов. Для получения прогнозов нефтегазоносности необходимо использовать материалы детальны масштабов в комплексе с другими методами геофизики. Однако полученную информацию целесообразно использовать в задачах районирования территории и в качестве дополнения и уточнения результатов других видов работ на прогнозирование месторождений нефти и газа.

Выражаю благодарность руководству ОАО «Саратовнефтегеофизика» разных периодов деятельности предприятия и сотрудникам В.Н. Щепотьеву и Д.Н. Барулину за предоставление рабочих материалов, на которых была опробована и отработана методика оцифровки карт методом квантованных отображений и технология объединения карт на большой территории. Созданная талантливым геофизиком-программистом В.М. Инжеваткиным программа позволила оцифровывать 107 исходных карт.

1. Пчелинцева Ю.В., Волкова Е.Н., Инжеваткин В.М. Учебно-методическое пособие по математическому моделированию геофизических полей с использованием программного комплекса GeoLab3D-student. – Саратов: ИЦ «Наука», 2009. – 52 с.

2. Инжеваткин В.М. Квантованные карты: основные положения // Геология, география и глобальная энергетика // Научно-технический журнал. № 3 (30), 2008.

3. Шебалдин В.П. Тектоника Саратовской области. – Саратов: Саратовнефтегеофизика, 2008. – 50 с.

РЕЗУЛЬТАТЫ ТРЕХМЕРНОГО ПЛОТНОСТНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ ВЕРХНЕЙ КОРЫ В ОБЛАСТИ СОЧЛЕНЕНИЯ ЛОСЕВСКОГО И ДОНСКОГО ТЕРРЕЙНОВ (ВОРОНЕЖСКИЙ КРИСТАЛЛИЧЕСКИЙ МАССИВ)

Т.А. Воронова, О.М. Муравина, В.Н. Глазнев, С.И. Березнева

Воронежский государственный университет, г. Воронеж, voronova28@yandex.ru

Изучение глубинного строения верхней коры является одной из важных задач геофизики. Ввиду того, что Воронежский кристаллический массив (ВКМ) перекрыт осадочным чехлом, мощность которого изменяется от единиц до сотен метров, а на окраинах может достигать несколько километров, изучение глубинного строения этого региона основывается на геофизических данных.

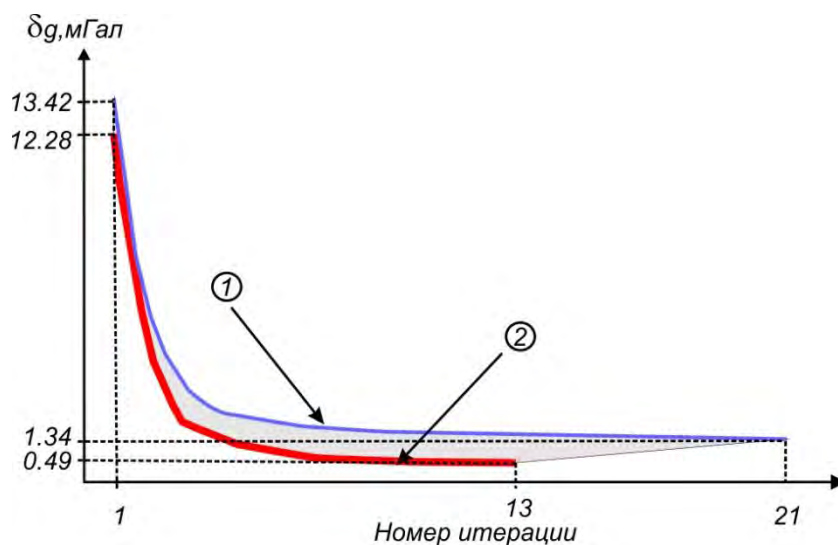
При построении детальны трехмерны плотностны модели необходимым условием является формирование стартовой модели, которая играет важную роль в обеспечении геологической содержательности решения. Эта модель строится на основе априорной информации, и обобщает петрофизические и геологические данные, относящиеся к территории исследований. Исходными данными для моделирования в условиях ВКМ являются: геологическая и топографическая основа; значения мощности «гравиактивного» слоя, полученные по результатам статистического анализа аномального поля [1]; региональная плотностная модель

литосферы, охватывающая территорию ВКМ [2–4] и соответствующее этой модели региональное гравитационное поле; петроплотностная модель осадочного чехла и кристаллических пород [5], а также поле локальных гравитационных аномалий, которое представляет собой разность наблюдаемого и регионального полей. Технология детального плотностного моделирования разработана и опробована на нескольких участках для различных условий платформ и щитов [6–10].

Участок моделирования расположен в области сочленения Лосевского и Донского террейнов ВКМ и частично на северо-востоке захватывает фрагмент Воронцовского террейна.

Построение детальной трехмерной плотностной модели на участке исследований проводилось по плановой сети 2×2 км для точек локальных аномалий поля, заданного на реальном рельефе. Верхняя граница модели определялась глубиной залегания поверхности кристаллического фундамента, а нижняя соответствовала положению подошвы «гравиактивного» слоя. Модель среды аппроксимировалась набором горизонтальных слоев мощностью от 0,1 до 4 км. Для участка исследований было использовано 17 слоев от поверхности кристаллического фундамента до глубины 16 км. Абсолютные значения плотности в стартовой модели среды задавались в соответствии с петроплотностной картой кристаллического фундамента [11–13]. Переход к избыточным значениям плотности осуществлялся путем вычитания значений плотности региональной модели.

В каждой точке детальной трехмерной модели задавались минимальные и максимальные ограничения по плотности и значения весовой функции. Пределы изменения плотности в каждой точке области моделирования выбирались на основе обобщенных петроплотностных данных. Также учитывался гравитационный эффект осадочного чехла, который вычислялся на основе петроплотностной модели осадочных пород [14].



Характер изменения среднеквадратической невязки итераций

1 – график итерационного процесса первого этапа; 2 – график итерационного процесса заключительного этапа

Решение обратной задачи гравиметрии представляет собой многоэтапный итерационный процесс инверсии невязок поля в каждой точке поверхности в значения плотности эквивалентного горизонтального слоя заданной плотности, и перераспределение полученных значений плотности в нижние слои среды в соответствии с весовой функцией. Инверсия гравитационного поля в плотность осуществляется на основе алгоритма квазинормального решения обратной задачи в трехмерной постановке в декартовых координатах. Используется аппроксимационное представление обратного оператора в виде суммы преобразований: вычисления вертикальной производной и аналитического продолжения в верхнее полупространство на некоторую оптимальную высоту [15].

Результаты решения обратной задачи не только минимизируют невязку между модельным и наблюдаемым полем, но и должны соответствовать заданным критериям всей исходной геологической информации.

Начальное приближение плотностной модели среды, отвечающее исходным геолого-геофизическим и петрофизическим данным, создает достаточно сложный пространственный характер распределения невязки поля, с величиной стандартного отклонения невязки равной 13,42 мГал (рисунок). При этом пространственное распределение начальной невязки поля почти не наследует элементы поверхностного геологического строения и в целом не совпадает со схемой аномалий гравитационного поля, что свидетельствует о сложном строении исследуемого участка на более глубоких уровнях верхней коры.

В процедуре итерационного моделирования было выполнено 22 этапа итераций решения обратной задачи гравиметрии. Оптимальная модель, характеризующаяся величиной стандартного отклонения невязки равной 0,49 мГал (рисунок) была получена на 18 этапе.

Пространственное распределение итоговой невязки колеблется в диапазоне $\pm 0,5$ мГал, за исключением отдельных локальных зон вблизи интенсивных градиентных аномалий поля. Погрешность оценки плотности в результативной модели имеет порядок ± 15 кг/м³, для верхних слоев модели и, примерно ± 25 кг/м³ для нижних слоев. Для перехода от избыточных величин аномальной плотности к их абсолютным значениям были использованы интерполированные в детальную пространственную сеть итоговой модели данные региональной плотностной модели.

В результате выполненной инверсии гравитационного поля была построена плотностная модель строения среды в виде абсолютных значений плотности, заданных в узлах регулярной пространственной сетки модели. Анализ полученных результатов плотностного моделирования показывает общую непротиворечивость модели по отношению к достоверно известным петрофизическим данным о плотности поверхностных кристаллических пород фундамента региона. Плотность в модели среды колеблется от 2560 кг/м³ до 3000 кг/м³, что соответствует типичным кристаллическим породам, распространенным в пределах участка исследований [16].

Трехмерная модель распределения плотности пород кристаллического фундамента до глубины 16 км, полученная в результате инверсии гравитационного поля, дает принципиально новую информацию о геологическом строении верхней коры участка исследований. Непротиворечивость априорным данным и согласованность модельного и наблюдаемого гравитационного полей определяет достоверность полученных результатов.

Научные исследования выполнены в рамках грантов РФФИ № 20-05-00190 и № 19-05-00336.

1. Глазнев В.Н., Муравина О.М., Воронова Т.А., Холин В.М. Оценка мощности гравиактивного слоя земной коры Воронежского кристаллического массива // Вестник ВГУ, сер. Геология. 2014. № 4. С. 78–84.

2. Глазнев В.Н., Минц М.В., Муравина О.М. Плотностное моделирование земной коры центральной части Восточно-Европейской платформы // Вестник КРАУНЦ, Науки о Земле. 2016. Вып. 29. № 1. С. 53–63.

3. Муравина О.М. Плотностная модель земной коры Воронежского кристаллического массива // Вестник ВГУ, сер. Геология. 2016. № 1. С. 108–114.

4. Минц М.В., Глазнев В.Н., Муравина О.М. Глубинное строение коры юго-востока Воронежского кристаллического массива по геофизическим данным: геодинамическая эволюция в палеопротерозое и современное состояние коры // Вестник ВГУ, сер. Геология. 2017. № 4. С. 5–23.

5. Muravina O.M., Glaznev V.N., Zhavoronkin V.I. and Mints M.V. Reflection of the Petrophysical Basement Rocks Models in Geophysical Fields // Practical and Theoretical Aspects of Geological Interpretation of Gravitational, Magnetic and Electric Fields. Springer Proceedings in Earth and Environmental Sciences. Springer Nature Switzerland AG. 2019. P. 49–53.

6. Антонова И.Ю., Глазнев В.Н. Модель строения верхней части коры Елецкого участка по комплексу геолого-геофизических данных // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Сборник научных трудов. Выпуск 1(46). – Пермь: ГИ УрО РАН, ПГНИУ, 2019. С. 36–39.

7. Глазнев В.Н., Жирова А.М., Раевский А.Б. Новые данные о глубинном строении Хибинского и Ловозерского массивов, Кольский полуостров // ДАН. 2008. Т. 422. № 3. С. 391–393.
8. Минц М.В., Соколова Е.Ю., рабочая группа ЛАДОГА. Объемная модель глубинного строения Свешовского аккреционного орогена по данным МОВ-ОГТ, МТЗ и плотностного моделирования // Труды Карельского научного центра РАН. 2018. № 2. С. 34–61.
9. Glaznev V.N., Mints M.V., Muravina O.M. et al. Complex geological–geophysical 3D model of the crust in the southeastern Fennoscandian Shield: Nature of density layering of the crust and crust–mantle boundary // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2015. Vol. 6. № 2. P. 133–170. DOI: <http://dx.doi.org/10.5800/GT-2015-6-2-0176>
10. Berezneva S.I., Muravina O.M., Voronova T.A. Technology for studying the structure of the upper crust of the Voronezh Crystalline Massif by detailed density modeling data // Eleventh symposium on structure, composition and evolution of the lithosphere. Institute of seismology university of Helsinki, report s–71. 2021. P. 9–12.
11. Глазнев В.Н., Муравина О.М., Жаворонкин В.И. и др. Петроплотностная карта докембрийского фундамента Воронежского кристаллического массива. – Воронеж: Научная книга. 2020. 101 с.
- Муравина О.М., Жаворонкин В.И. Статистический анализ цифровой основы петроплотностной карты Воронежского кристаллического массива // Вестник ВГУ, сер. Геология. 2015. № 2. С. 94–99.
12. Муравина О.М., Жаворонкин В.И., Глазнев В.Н. Петроплотностная карта Воронежского кристаллического массива // Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей: Материалы 43-й сессии Международного научного семинара им. Д. Г. Успенского. – Воронеж: Научная книга. 2016. С. 133–136.
13. Муравина О.М., Жаворонкин В.И., Глазнев В.Н. Петрофизическая характеристика осадочного чехла Воронежской антеклизы // Вестник ВГУ, сер. Геология. 2013. № 1. С. 189–196.
14. Глазнев В.Н., Раевский А.Б., Балаганский В.В., Маннинен Т. Трехмерная модель верхней коры района Киттиля-Соданкюля, Финская Лапландия (север Балтийского щита) // Сборник материалов, посвященный 40-летию кафедры геофизики. – Воронеж, 2002. С. 11–20.
15. Воронова Т.А., Муравина О.М., Глазнев В.Н., Березнева С.И. Трехмерная плотностная модель верхней коры в области сочленения Лосевского и Донского террейнов (Воронежский кристаллический массив) // Вестник Камчатской региональной организации Учебно-научный центр. Серия: Науки о Земле. 2021. № 1 (49). С. 24–35.

АЛГОРИТМЫ ВЫМЕТАНИЯ И КОНЦЕНТРАЦИИ МАСС ДЛЯ СИСТЕМЫ ИНКАПСУЛИРОВАННЫХ 3D-ОБЛАСТЕЙ

Ю.В. Гласко

НИВЦ МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва, glaskoyv@mail.ru

В ряде работ В.Н. Страхова затрагивается проблема выметания плотностей А. Пуанкаре [6–8]. Аналогичная тематика применительно к гравиразведке используется и в работах болгарского геофизика Д.П. Зидарова [3].

Отметим, что одна из основных проблем математической физики XIX века – доказательство существования решения задачи Дирихле [1]. Альтернатива опровергнутому на тот момент доказательству Римана – метод выметания А. Пуанкаре. Этот метод является обобщением идей Л. Шварца. Доказательство было принято математическим сообществом. Любопытно отметить, что гениальный французский математик А. Пуанкаре был сыном профессора медицины Л. Пуанкаре, а *balayage* метод был предложен в 1890 г. [13] в период пандемии гриппа 1889–1890 годов.

Любопытно, что идея метода нашла отражение в лямбда-члене уравнений Эйнштейна, в концепции расширяющейся Вселенной Хаббла и законе Хаббла, в численных моделях (например *Millenium Simulation* института Макса Планка) для нелинейной теории возмущения плотности относительно расширяющейся филаментарной структуры.

Стоит отметить, что относительно *balayage* метода были предложены и численные схемы [3, 6, 7] и др. Он нашел и практическое применение относительно поисков нефти и газа [4, 5, 10] как инструмент интерпретации гравитационных и магнитных полей от месторождения и элементов эпигенетического минералообразования.

Характерной априорной информацией относительно значительного количества нефтегазовых месторождений является отрицательное гравитационное поле на дневной поверхности на определенной площади с положительными аномалиями гравимагнитного поля, что соответствует коллектору и «точечным» элементам эпигенетического минералообразования. Такие же всплески наблюдаются и на каротажных кривых. Так же можно получить информацию о запечатывающем слое посредством сейсморазведки [4, 10].

Здесь мы рассмотрим продолжение идей В.Н. Страхова касательно метода выметания, но уже относительно системы вложенных кубов и их сеточной реализации.

Пусть нестационарный диффузионный процесс в области V с подвижной границей Γ с определенного момента времени стал стационарным. И он может быть описан посредством задачи Дирихле для источника $f(X)$, $X \in \Omega$, $\Omega \subset V$. В качестве Ω рассматриваем геометрическую область. Возможно, в качестве Ω рассмотреть несколько областей $(\bigcup_{i=1}^S \Omega_i)$.

$$D\Delta u(X) = -f(X), \quad X \in \Omega, \quad X \in \Omega \quad (1)$$

$$D\Delta u(X) = 0 \quad X \in V/\Omega \quad (2)$$

$$\left. \frac{\partial u(X)}{\partial X} \right|_{\Gamma} = 0 \quad (3)$$

Здесь $\Gamma \equiv \partial V$ – граница области V .

На основе модели (1)–(3) рассмотрим обратную задачу определения местоположения области-источника Ω .

$$D\Delta u(X) = -f(X), \quad X \in \Omega, \quad X \in \Omega \quad (4)$$

$$D\Delta u(X) = 0 \quad X \in V/\Omega \quad (5)$$

$$\left. \frac{\partial u(X)}{\partial X} \right|_{\Gamma} = 0 \quad (6)$$

$$u(X) = cf(X), \quad X \in \Omega \quad (7)$$

c – коэффициент обеспечивающий совпадение размерностей, D – коэффициент диффузии.

Обратная задача определения источника (4)–(7) может быть записана в операторном виде:

$$Af(X) = u_{\Gamma}(s), \quad X \in \Omega, \quad s \in \Gamma \cong \partial V \quad (8)$$

Здесь $Af(X)$ – описывается уравнениями (4)–(6). Здесь оператор A реализуется модификацией на основе balayage-метода А. Пуанкаре. Здесь мы опираемся на численный подход Д.Зидарова [3] для поиска полезных ископаемых.

Рассмотрим систему инкапсулированных кубов $V \supset V_1 \supset V_2 \supset V_3$.

Отметим, что сетку можно рассматривать не только как множество узлов, но и как систему вложенных сеточных областей. Рассмотрим систему из 4-х сеточных 3D-кубов $V^h \supset V_1^h \supset V_2^h \supset V_3^h$. V^h – сеточная аппроксимация куба V . Шаг $h = 1/7$. Данная конструкция представляется оптимальной с точки зрения информативности. В проводимых компьютерных расчетах куб $V = [0;1] \times [0;1] \times [1/3;4/3]$. Сеточный куб V_1^h вложен в сеточный куб V^h . Сеточный куб V_2^h вложен в сеточный куб V_1^h . Сеточный куб V_3^h вложен в сеточный куб V_2^h . Таким образом, есть область V и есть внутренняя область $V_{вн}$ и их сеточные аналоги $V^h, V_{вн}^h$.

В среде программирования Delphi реализован алгоритм численной реализации 3D-balayage метода А. Пуанкаре (выметания плотностей из области-источника Ω) [13].

Рассмотрено несколько численных экспериментов относительно источника аппроксимированного: сеточной областью $\Omega^h = V_3^h$, сеточной областью $\Omega^h = V_2^h$, сеточной областью $\Omega^h = V_2^h / V_3^h$.

Здесь мы представим численный эксперимент для источника аппроксимированного сеточной областью $\Omega^h = V_3^h$.

Рассмотрим результат эксперимента с точки зрения интерпретации – решения обратной задачи концентрации. Отметим, что мы рассматриваем области с однородной плотностью $\delta_{ист}(X^h)$, $X^h \in \Omega^h$. Впрочем, вместо физической плотности можно взять логическое «да», соответствующее 1. Соответственно, область-источник $\Omega^h = V_3^h$ задана на трехмерной сетке 8-ю узлами с плотностью 1 (рис. 1).

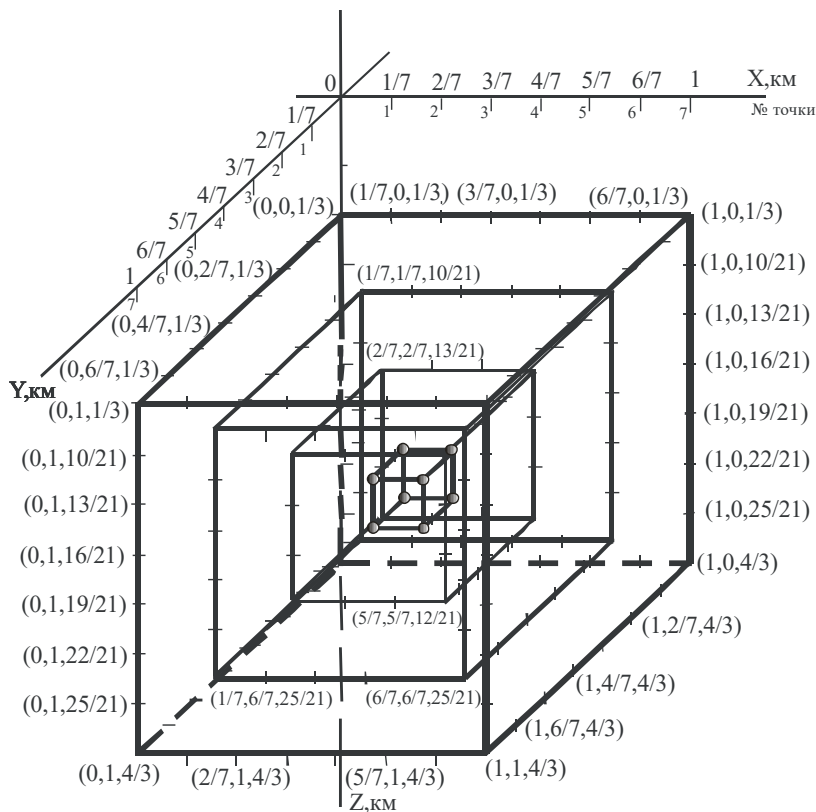


Рис. 1. Система инкапсулированных сеточных кубов с внутренней сеточной областью, имеющей плотность 1

Распределение выметенных из V_3^h плотностей на каждой ∂V_s^h , $s = 1, \dots, 6$

0.00000	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
0.0	0.00942	0.01884	0.02601	0.02601	0.01884	0.00942	0.0
0.0	0.01884	0.03881	0.05562	0.05562	0.03881	0.01884	0.0
0.0	0.02601	0.05562	0.08412	0.08412	0.05562	0.02601	0.0
0.0	0.02601	0.05562	0.08412	0.08412	0.05562	0.02601	0.0
0.0	0.01884	0.03881	0.05562	0.05562	0.03881	0.01884	0.0
0.0	0.00942	0.01884	0.02601	0.02601	0.01884	0.00942	0.0
0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0

В этом случае после выметания на $\partial V^h = \partial V_1^h \cup \partial V_2^h \cup \partial V_3^h \cup \partial V_4^h \cup \partial V_5^h \cup \partial V_6^h$ на 6-и его гранях наблюдаем 6 сеточных квадратов с одинаковой максимальной выметенной плотностью $\delta_{\max} = 0,08412$ (таблица). То есть наблюдаем 6 стационарных максимальных «плато». Заметим: именно областей максимального значения, а не максимума в одной точке.

Таким образом, вокруг стационарного максимального «плато» существует крестообразная структура со значениями выметенных плотностей $\delta_2 = 0,05562$ и $\delta_3 = 0,02601$ (рис. 2). Верхний уровень структуры образует 6 стационарных максимальных «плато» со значением 0,08412 на 6-ти гранях куба V^h . Каждое максимальное «плато» содержит 4 узла.

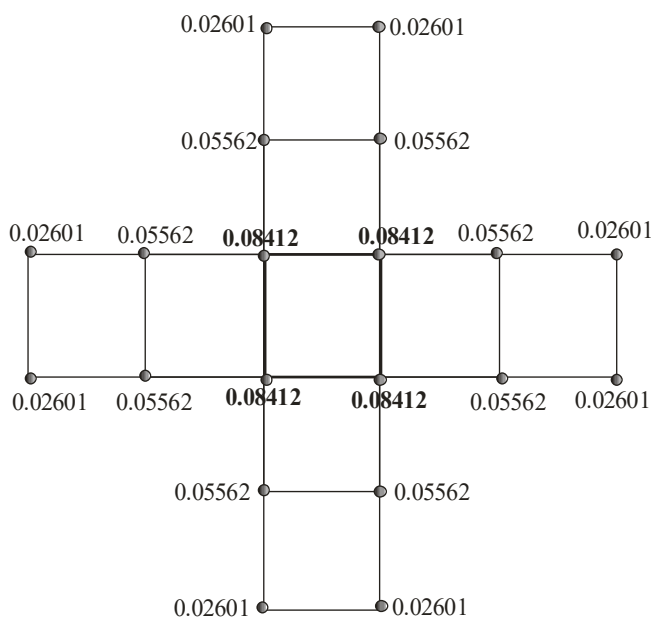


Рис. 2. Центральное «плато» и крестообразная структура выметенных из V_3 плотностей равных 1 на каждой из 6-ти граней V

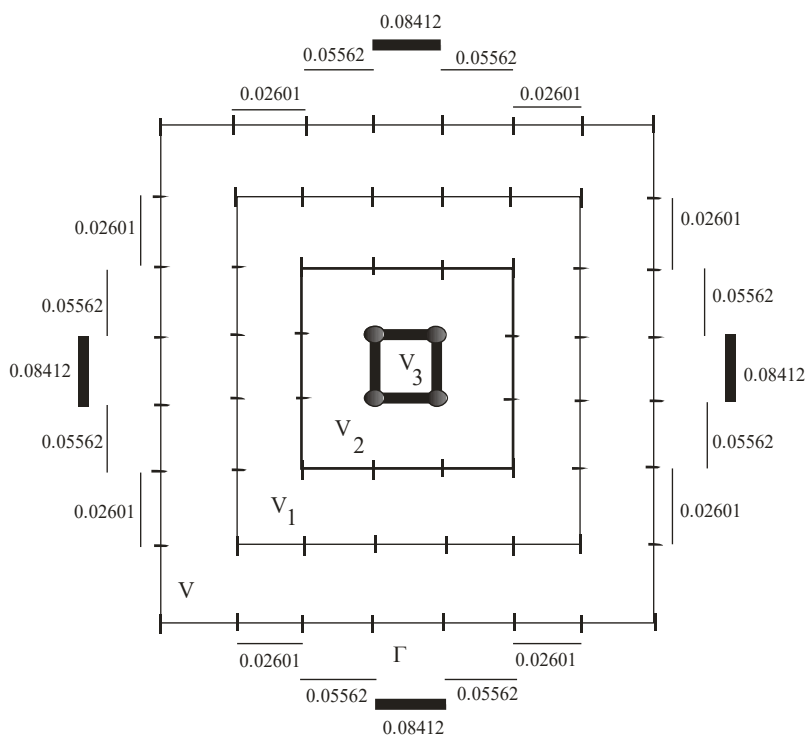


Рис. 3. Стационарное «плато» от источника $\Omega^h = V_3^h$. Изображена 2D-проекция V^h на ∂V^h . Изображены проекции крестообразной структуры (рис. 2) на ребра 2D-граней ∂V^h

Рассмотрим обратную задачу определения местоположения источника. Если нас интересует местоположение области-источника Ω^h его можно определить по максимальному «плато» на 6 гранях объемлющей ее области V^h (рис. 3). Впрочем, для определения местоположения $\Omega^h = V_3^h$ достаточно и 3-х плато на 3-х гранях V^h . В рассматриваемом случае (именно для системы 4-х сеточных кубов $V^h \supset V_1^h \supset V_2^h \supset V_3^h$ с шагом $h = 1/7$) $\delta_{\max}/\delta_2 = 1.5124056 > 1.26 > 1.12$, $\delta_2/\delta_3 = 2.1384083 > 2 > 1.47$. То есть условие $\delta_{\max}/\delta_2 > 1.26$ означает, что поле выметенных плотностей создано $\Omega^h = V_3^h$.

Таким образом «плато» на границах объемлющей источник Ω области V дает информацию о том, что источник Ω следует рассматривать как центральную область, а не как один точечный источник либо несколько точечных источников. Этот вывод получен на основе численной реализации balayage – метода А. Пуанкаре.

В общем случае область-источник может быть как непрерывной замкнутой областью, так и торообразной областью.

«Плато» на $\partial V : \Omega \subset V$ позволяет определить местоположение области источника Ω и определить границу охватывающей ее области.

Рассмотренный подход является экономичным с точки зрения времени расчетов и требуемой частоты процессора и объема оперативной памяти.

1. Боголюбов Н.Н., Арнольд В.И., Погребыский И.Б. (ред.) Анри Пуанкаре. Избранные труды. Т. 3. – М.: Наука, 1974.

2. Гласко Ю.В. Обратная задача интерпретации гравитационной и магнитной аномалий месторождения углеводородов // Сибирский журнал индустриальной математики. 2020. Т. 23. №1. С. 46–57.

3. Зидаров Д.П. О решении некоторых обратных задач потенциальных полей и их применение к вопросам геофизики. – София: БАН, 1980.

4. Лаврентьев М.М., Старостенко В.И., Филатов В.Г., Мегеря В.М., Лобанов А.М., Овсепян М.Л., Гласко Ю.В. и др. Применение регуляризации в гравимагниторазведке при поисках месторождений углеводородов. – М.: МГРИ-РГГРУ, 2010.

5. Мегеря В.М., Филатов В.Г., Старостенко В.И., Корчагин И.Н., Лобанов А.М., Гласко Ю.В., Волоцков М.Ю., Скачков С.А. Возможности и перспективы применения несейсмических методов для поисков скоплений углеводородов и геосолитонная концепция их образования // Геофизический журнал. – Киев, 2012. Т. 34. № 3. С. 4–21.

6. Страхов В.Н. К теории плоской задачи гравиметрии и магнитометрии – «аналитический мир», порожаемый выметанием Пуанкаре // Известия АН СССР, сер. Физика Земли. 1978. № 2. С. 47–73.

7. Страхов В.Н. О выметании масс по Пуанкаре и его использовании при решении прямых и обратных задач гравиметрии // ДАН СССР. 1977. Т. 236. № 1. С. 54–57.

8. Страхов В.Н. О подходе к решению обратных задач гравиметрии, основанном на теории эквивалентных перераспределений масс // ДАН СССР. 1977. Т. 36. № 3. С. 571–574.

9. Тихонов А.Н., Самарский А.А. Уравнения математической физики. – М.: Наука, 1966.

10. Филатов В.Г. Устойчивые способы обработки и интерпретации потенциальных полей на основе регуляризации и концентрации источников: автореферат дисс. докт. физ.-мат. наук. – Киев, 1988. – С. 49.

11. Якимчук Н.А., Корчагин И.Н., Левашов С.П. Прямопоисковая мобильная технология: результаты апробации при поисках скоплений водорода и каналов миграции глубинных флюидов, минерального вещества и химических элементов // Geoinformatika. 2019. Т. 70. № 2. С. 19–42.

12. Glasko Y.V. Interpretation algorithms for Hydrocarbon Deposits / D. Nurgaliev, N. Khairullina (eds.) // Springer Proceedings in Earth and Environmental Sciences. Vol. 1. Practical and Theoretical Aspects of Geological Interpretation of Gravitational, Magnetic and Electric Fields. Springer Nature Switzerland AG. 2019. P. 113–125.

13. Poincare H. Sur les equation aux derives partielles de la physique mathematique // Amer. J. Math. 1890. 12. P. 211–294.

14. Yagola A. G., Dorofeev K. Yu. Sourcewise representation and a posteriori error estimates for ill-posed problems / Ramm A.G., Shivakumar P.N., Strauss A.V. (eds.) // Fields Institute Communications: Operator Theory and Its Applications. Providence, RI: Amer. Math. Soc. 2000. Vol. 25. P. 543–550.

ГЕОМАГНИТНОЕ СТРОЕНИЕ И ТЕКТОНИКА ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ

И.А. Городницкий, А.Н. Иваненко, Н.А. Шишкина

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, gorodnit@yandex.ru

Аннотация: В результате комплексной интерпретации материалов геомагнитных съёмок в различных регионах Мирового океана, петромагнитного анализа образцов пород, отобранных при драгировании, и компьютерного магнитного и плотностного моделирования на основе оригинальной методики решения обратной задачи, разработанной в лаборатории геофизических полей ИОРАН, построена серия геомагнитных и плотностных разрезов океанической коры для различных морфотектонических структур в Атлантике (Срединно-Атлантический хребет и трансформные разломы), Индийском океане (Центральная Индийская котловина и Восточно-Индийский хребет) и Тихом океане (Курильская островная дуга и зона субдукции). Установлено двухъярусное петромагнитное строение океанической коры. Нижний глубинный магнитный ярус, сложен серпентинитами, формирующимися при гидратации ультрабазитов верхней мантии и обладающими высокой намагниченностью, пониженной плотностью, волновыми скоростями и вязкостью. Это приводит к формированию покровно-надвиговых коровых структур в зонах сжатия (Центральная котловина Индийского океана), и субвертикальных взбросовых эпейрогенических коровых структур в зонах растяжения (САХ и трансформные разломы), базой для которых служит серпентинитовый слой пониженной вязкости, являющийся источником глубинных магнитных аномалий. Особое место занимают глубинные магнитные аномалии в надвигающейся плите в Курильской островодужной системе, где они могут служить косвенным признаком сейсмической опасности.

Ключевые слова: Магнитные и гравитационные аномалии, петромагнитные данные. магнитное и плотностное моделирование, спектральный анализ, гидратация верхней мантии, Серпентинизация, геомагнитные и плотностные разрезы, эффективная намагниченность. двухъярусная тектоника, взбросы, зоны сжатия, покровно-надвиговые структуры

С целью изучения геомагнитного строения океанической коры, на базе комплексной интерпретации материалов геомагнитных съёмок, петромагнитного анализа образцов пород, отобранных при драгировании, и компьютерного магнитного и плотностного моделирования на основе оригинальной методики решения обратной задачи магнитометрии, разработанной в лаборатории геофизических полей ИОРАН, построена серия геомагнитных и плотностных разрезов и моделей 2D и 3D океанической коры для различных морфотектонических структур в Атлантике (Срединно-Атлантический хребет и трансформные разломы), Индийском океане (Центральная Индийская котловина и Восточно-Индийский хребет) и Тихом океане (Курильская островная дуга и зона субдукции).

Для решения обратной задачи оценки распределения эффективной намагниченности в земной коре по аномальному магнитному полю, измеренному на поверхности, была использована методика, в которой развиваются предложенные нами ранее подходы [8, 13, 14, 16].

Комплексная интерпретация геолого-геофизических материалов и результатов магнитного моделирования, а также данные петромагнитного изучения образцов из различных слоёв океанической коры, отобранных в результате драгирования и глубоководного бурения, наглядно свидетельствуют, что наряду с базальтовым сейсмическим слоем 2А, существенный вклад в магнитные аномалии океанической коры вносит её нижний серпентинитовый слой, формирующийся при гидратации гипербазитов верхней мантии океанской водой. Петромагнитные исследования океанических серпентинитов и магнитное моделирование по материалам магнитных съёмок в различных районах Мирового океана, указывают, на двухъярусную геомагнитную структуру океанической коры, где слой 2А является верхним, а слой 4, серпентинитовый, нижним. Глубина его нижней магнитной кромки соответствует поверхности Мохо. Совместный анализ результатов геолого-геофизических иссле-

дований океанической литосферы и современных моделей теоретической геодинамики позволяет выделить три основных типа гидратации гипербазитов верхней мантии океанской водой с их последующей серпентинизацией. К первому типу относится фронтальная гидратация, билатеральная по отношению к осевым зонам срединных хребтов на их флангах по системе микротрещин, которая приводит к формированию в низах коры пластичного серпентинитового слоя мощностью около 2 км. Это приводит к образованию в зонах сжатия покровно-надвиговых структур. Согласно современным геодинамическим моделям формирования океанической литосферы [11], в процессе спрединга, при проникновении океанской воды по трещинам в область характеристических изотерм Хесса (350–400 °С), начинается серпентинизация гипербазитов верхней мантии с образованием антигоритовой и лизардит-хризатилловой модификаций серпентинитов. Изотопный анализ воды в офиолитовых комплексах показывает, что океанская вода проникает в мантию сверху. Глубина ее проникновения лимитируется глубиной залегания поверхности хрупко-пластического перехода, где, вещество становится пластичным. В нем происходит подплавление микротрещин, и оно становится непроницаемым для воды и пара. Этот переход из хрупкого в пластическое состояние происходит в интервале давлений 150–260 МПа при температуре около 350°С. Давление 150 МПа примерно соответствует глубине подошвы габбрового слоя, а давление 260 Мпа, соответствующее закупориванию микротрещин в петельчатых серпентинитах, соответствует границе, расположенной примерно на 2 км глубже. К слою габбро наращивается снизу слой серпентинитов мощностью примерно 2 км. Он полностью непроницаем для воды, и поэтому его мощность далее не увеличивается [12]. При этом резко понижается плотность пластичного серпентинитового слоя (от 3,3 до 2,6 г/см³) и скорость прохождения сейсмических волн (6,2–6,8 км/с), что имеет важные тектонические следствия.

В океанических зонах сжатия наблюдается образование асейсмичных поднятий и внутриплитовых дислокаций в результате формирования покровно-надвиговых структур по механизму двухъярусной тектоники. К ним относятся поводный хребет Горриндж в Азоро-Гибралтарской тектонической зоне, и ряд асейсмичных поднятий в Центральной котловине Индийского океана, где установлены непосредственные выходы магнитного серпентинитового слоя к поверхности [3].

Билатеральная фронтальная симметрия гидратации верхней мантии океанической литосферы относительно осей срединных хребтов подтверждается также геомагнитными данными (4). Для океанической литосферы с возрастом 30 млн лет и более, наблюдается закономерное увеличение размаха линейных аномалий. Петромагнитные исследования океанических базальтов из сейсмического слоя 2А свидетельствуют о том, что их первичная намагниченность с возрастом резко снижается в результате проникновения в верхний базальтовый слой океанской воды, что приводит к низкотемпературному однофазному окислению титаномагнетита. Увеличение размаха магнитных аномалий поэтому может быть связано с серпентинитовым слоем. (Природа магнитных аномалий, 1996). Существование в низах коры магнитного серпентинитового слоя подтверждается результатами магнитного моделирования в глубоководных котловинах и на асейсмичных поднятиях, которые показывают, что мощность магнитоактивного слоя в океанической литосфере соответствует мощности коры.

Магнитное моделирование в зоне 80°с. ш. в Центральной котловине Индийского океана по расчётному профилю, пересекающему мезозойские линейные магнитные аномалии, позволяет предположить, что серпентинитовый слой также может быть источником геохронологической информации.

Второй тип связан с проникновением океанской воды в зонах растяжения по крупным сквозькоровым трещинам в верхнюю мантию, где серпентинизация лимитируется только глубиной изотермы Хесса (до 30 км). В этом случае в бортах разломов формируются субвертикальные протрузии и силлы. Пониженная плотность серпентинитов стимулирует субвертикальный подъем вышележащих блоков коры в бортах рифтовой долины и зон

трансформных разломов. Это может приводить к образованию глубинных «серпентинитовых корней» в трогах трансформных разломов с тангенциальным раскрытием, а также серпентинитовых протрузий и силлов в бортах крупных разломов и рифтовой долины. Наличие серпентинитовых корней косвенно подтверждается данными геомагнитной и гравиметрической съемок в тех зонах трансформных разломов Атлантического и Тихого океанов, где отмечается сдвиг с тангенциальным растяжением [7]. К ним относятся трансформные разломы Кейн и Атлантис в Атлантическом океане, Хизена и Мендосино в Тихом океане [1]. Под ними обнаруживаются разуплотненные серпентинитовые магнитные корни до глубин 12–15 км). Серпентинитовые протрузии непосредственно в рифтовой долине Срединно-Атлантического хребта были обнаружены при погружениях подводного аппарата «Мир» в 1988 г. при изучении осевой части хребта между 24 и 26° с. ш. [10].

Формирование крупных разуплотненных серпентинитовых массивов в бортах рифтовой долины в ряде случаев приводит к асимметрии ее бортов при изостатической компенсации. Так детальные исследования в районе TAG (Trans-Atlantic Geotravers) установили, что восточный борт рифтовой долины Срединно-Атлантического хребта примерно на 900 м выше западного и значительно больше расчленен. В восточном борту рифта обнажаются глубинные слои океанической коры, поднятые примерно на 1 км по отношению к западному борту в результате подъема корового блока. Мощность базальтового слоя здесь не превышает 600 м. Интенсивная аномалия магнитного поля, зафиксированная над восточным бортом, очевидно, вызвана серпентинитовой протрузией, выявленной при подводных наблюдениях [2]. Намагниченность образцов, отобранных из обнажения серпентинитов, составляет от 4 до 12 А/м. По-видимому, подъем восточного борта по отношению к западному связан с серпентинитовой протрузией.

Третий тип гидратации гипербазитов верхней мантии связан со сложными тектоническими процессами в зонах поддвига и островодужных системах, в частности в северо-западной части Тихого океана, где океанская плита пододвигается под континентальную. На океанской периферии Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг обнаружены протяженные зоны магнитных аномалий, имеющих обратную корреляцию с аномалиями Буге [5]. Совместный анализ зон аномального магнитного поля в островодужных системах Тихого океана с результатами гравиметрических съемок, сейсмических исследований и петромагнитного изучения пород, дает возможность предположить, что эти зоны связаны с серпентинитовыми телами, образующимися в результате гидратации перидотитов верхней мантии океанской водой, проникающей по системе трещин в пододвигаемой плите на ее изломе на критической глубине 20–30 км в процессе поддвига и др.

Наряду с гидратацией пододвигаемой плиты океанской водой по системе трещин сверху вниз, при ее дальнейшем погружении и дегидратации, происходит также гидратация выпаривающейся водой пород мантии «надвигающейся» плиты снизу вверх. В результате на подошве верхней плиты также образуется намагниченный серпентинитовый клин, который отмечается понижением поля силы тяжести и скоростей упругих волн. В свою очередь, пододвигаемая литосферная плита, теряя воду, становится хрупкой и ломкой, и именно здесь могут локализоваться эпицентры наиболее сильных землетрясений [17].

Магнитные аномалии, выявленные в зонах поддвига, являются важным диагностическим признаком сейсмической опасности, так катастрофические цунамигенные землетрясения 2009 г. на Суматре связаны с зонами интенсивных повышенных магнитных и пониженных гравитационных аномалий. Наличие серпентинизированной мантии отмечается здесь также понижением скоростей упругих волн [15].

Совместный анализ материалов магнитной съемки, измерений поля силы тяжести, термического моделирования и изучения сейсмической активности в Курило-Камчатском регионе, на Алеутской островной дуге, в Южной Америке, Японии и в Южной Аляске, показывает, что магнитная съемка может быть успешно использована для картирования гидратированной мантии и выявления потенциальных очагов разрушительных землетрясений.

Работа выполнена по теме Госзадания № 0128-2021-0005.

1. Беляев И.И., Валяшко Г.М. и др. Магнитное поле океана. – М.: Наука. 1993. 298 с.
2. Валяшко Г.М., Городницкий А.М., Лукьянов С.В., Попов Э.А. Зоны срединных хребтов и глубоководных океанических котловин // Петромагнитная модель литосферы. – Киев: Наукова думка, 1994. С. 55–82.
3. Городницкий А.М., Беляев И.И., Брусиловский Ю.В., Попов К.В., Щербаков В.П. Геомагнитные характеристики подводного хребта Горриндж (северная Атлантика) // Океанология. 1988. Т. 28. № 5, С. 814.
4. Городницкий и др. Природа магнитных аномалий и строение океанической коры. – М.: Изд-во ВНИРО, 1996. 283 с.
5. Городницкий А.М., Брусиловский Ю.В., Иваненко А.Н., Попов К.В., Шишкина Н.А., Веклич И.А. Гидратация океанической литосферы и магнитное поле океана // Геофизические исследования. 2017. Т. 18. № 4. С. 32–49.
6. Городницкий А.М., Брусиловский Ю.В., Иваненко А.Н., Попов К.В., Шишкина Н.А. Природа магнитных аномалий в зонах субдукции // Физика Земли. 1917. № 7. С. 1–8.
7. Городницкий А.М., Шишкина Н.А. Гидратация верхней мантии и тектоника океанической коры // Океанологические исследования. 2018. Т. 46. № 5. С. 130–143.
8. Городницкий А.М., Иваненко А.Н., Брусиловский Ю.В., Шишкина Н.А. Глубинные магнитные аномалии зон субдукции и геориск цунамигенных землетрясений // ГеоРиск. Международный научный журнал. 2020. Т. XIV. № 1. С. 56–64.
9. Городницкий А.М., Иваненко А.Н., Левченко О.В., Веклич И.А., Шишкина Н.А. Глубинное строение плато Осборн (Индийский океан) по данным геомагнитного и плотностного моделирования // Океанологические исследования, 2020. Т. 48. № 2. С. 69–90.
10. Зоненшайн Л.П., Кузмин М.И., Лисицын А.П. и др. Тектоника рифтовой долины САХ между 26 и 24°с.ш., свидетельства вертикальных перемещений // Геотектоника. 1989. № 4. С. 99–112.
11. Лобковский Л.И. Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. – М.: Наука, 1988. 230 с.
12. Николаевский В.Н. Граница Мохоровича как предельная глубина хрупко-дилатансионного состояния горных пород // Докл. АН СССР. 1979. 249. № 4. С. 817–821.
13. Пальшин Н.А., Иваненко А.Н., Алексеев Д.А. Неоднородное строение магнитоактивного слоя Курильской островной дуги // Geodynamics & Tectonophysics 2020. Vol. 11. Iss. 3. С. 583–594
14. Попов К.В., Городницкий А.М., Шишкина Н.А. Магнитные характеристики метаморфизованных ультрабазитов океанической литосферы и офиолитовых комплексов // Океанологические исследования. 2019. Т. 47. № 4. С. 106–127.
15. Bostock M., Hyndman R., Rondenay S., Peacock S. An inverted continental Moho and serpentization of the forearc mantle // Nature. 2002. Vol. 417 (6888). P. 536–538.
16. Gorodnitskiy A.M., Brusilovskiy Yu.V., Ivanenko A.N., Filin A.M., Shishkina N.A. New methods for processing and interpretation of marine magnetic anomalies and their application to structural research and oil and gas exploration in the Kuril forearc, the Barents Sea and the Caspian Sea // Russia. Journal of Earth Science Frontiers. 2013. Vol. 4. P. 73–85.
17. Kirby S., Engdahl E., Denlinge R. Intermediate-depth intraslab earthquakes and arc volcanism as physical expressions of crustal and uppermost mantle metamorphism in subducting slabs, in Subduction // Top to Bottom / edited by Bebout G.E. et al. 1996. P. 195–214.

ОСОБЕННОСТИ ОБРАБОТКИ И АНАЛИЗА ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ ДЛЯ ОБЕСПЕЧЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ РАБОТ МАСШТАБА 1 : 200 000 ЛИСТОВ R-58-XXVII, XXVIII (АЛЯРМАУТСКАЯ ПЛОЩАДЬ)

Ю.П. Горячев, В.А. Канунников

ФГБУ «ВСЕГЕИ» им. А.П. Карпинского, г. Санкт-Петербург, Yuriy_Goryachev@vsegei.ru

В настоящее время существуют различные методики и программные средства для вычисления специализированных трансформант и решения обратных задач с использованием больших массивов геофизических данных, которые используются при создании геофизического обеспечения геологических работ разного назначения. Понятно, что в настоящее время не существует единой идеальной технологии для этих целей. И так же очевидно, что вряд ли когда-нибудь она появится, так как постоянно совершенствуются физико-матема-

тический аппарат, описывающий связи объектов с их геофизическими полями, развивается вычислительная база и модельные представления. Все это позволяет ставить и решать все более сложные задачи.

В предлагаемой статье рассмотрены элементы обработки и анализа геофизических данных, которые были применены при работе над созданием геофизического обеспечения геолого-съёмочных работ масштаба 1 : 200 000 листов R-58-XXVII, XXVIII на Алярмаутской площади и некоторые результаты их геологического истолкования.

Изучаемая площадь работ расположена в пределах Чукотского автономного округа на территории Дальневосточного Федерального округа. Для создания базы геофизического обеспечения листов R-58-XXVII, XXVIII были использованы материалы аэрогеофизических съёмок масштабов 1 : 50 000 по наземной части и 1 : 200 000 по морскому участку, а также материалы наземных гравиметрических работ. При геологическом истолковании полученных результатов обработки использовалась доступная геологическая информация и, в первую очередь, изданные геологические карты.

В виду того что, морфология потенциальных полей зависит от формы аномалообразующих объектов, а форма магнитных аномалий еще и от направления результирующего вектора намагниченности, в предложенную обработку включены процедуры вычисления эффективных физических свойств пород в нижнем полупространстве. Использование такого подхода позволяет:

1. Уменьшать влияние эффектов, связанных с векторностью полей (например, избежать случаи, когда картируются аномальные объекты в местах где их на самом деле нет).

2. Переходить при составлении карт от характеристик в размерности геофизических полей к петрофизическим параметрам среды (например, от характеристик типа «пониженное или повышенное» поле ΔT (нТл) к значениям эффективной магнитной восприимчивости в единицах СИ).

3. Создавать синтетические схемы классов пород в размерности физических свойств горных пород (например, структурно-вещественные схемы).

4. Исключать появление ложных аномалий возникающих при вычислении трансформант неформализованными методами (например, приводящих к усилению индукционных экстремумов, в том числе и с отрицательными значениями).

Вычисление эффективных физических свойств горных пород было выполнено с помощью интерпретационной системы Балтика, особенностью которой является использование аппроксимационного подхода и вариационного принципа, при этом функционал невязки формируется в метрике L_2 , а стабилизирующий сводится к минимизации возможных значений вычисляемого вектора. В общем виде задача сводится к минимизации системы сглаживающих функционалов:

$$M^\alpha [z_l, \tilde{u}, \tilde{A}] = \|\tilde{A} \bullet z_l - \tilde{u}\|^2 + \alpha * \|z_l\|^2 \quad \text{и} \quad M^\alpha [z_n, \tilde{u}, \tilde{F}] = \|\tilde{F} \bullet z_n - \tilde{u}\|^2 + \alpha * \Omega$$

где – $M^\alpha [z_l, \tilde{u}, \tilde{A}]$, $M^\alpha [z_n, \tilde{u}, \tilde{F}]$ – функционалы невязки решения линейной и нелинейной обратной задачи, z_l, z_n – соответственно векторы искомых параметров линейной и нелинейной обратной задачи, α – параметр регуляризации, Ω – стабилизирующий функционал; \tilde{A}, \tilde{F} – соответственно линейный и нелинейный операторы, \tilde{u} – вектор измеренного потенциального поля.

В связи с тем, что область поиска вектора z_n может быть задана в виде системы уравнений C_j , стабилизирующий функционал можно представить, как:

$$\Omega = \sum_{j=1}^m \frac{1}{C_j(z_n)}, \quad \text{где } m \text{ – количество уравнений в системе.}$$

Вычисленный вектор z_l используется для построения схем распределения физических параметров на выбранных уровнях или в разрезе.

Вместе с тем, как известно, выделенные на основе обработки потенциальных полей ареалы, объединенные по вычисленным значениям плотности и магнитной восприимчивости, зачастую включают в себя породы разного состава и генезиса. Для снижения неоднозначности получаемых результатов, в интерпретационную систему «Балтика» включен блок статистической обработки всех имеющихся в распоряжении геофизических и геоморфологических данных, в данном случае в интерпретационном процессе были задействованы материалы аэроэлектроразведки, гамма-спектрометрии и цифровые массивы рельефа местности. В силу того, что классификация проводится не в характеристиках геофизических полей (цифровых или визуальных), а в параметрах физических свойств среды, полученные в результате схемы классов мы называем вещественными.

Принятая терминология не противоречит принятому в геофизике понятию Структурно-вещественного комплекса (СВК), как совокупности квазиоднородных на данном уровне исследований геологических образований (горных пород, рудных тел), которые в физических характеристиках выделяются как единый возмущающий объект, т. е. объединяются по одному и/или нескольким физическим свойствам. Построенные схемы дополняются таблицами, в которых приводятся модальные характеристики физических параметров, относящихся к выделенным классам.

В соответствии с Объяснительными записками к листам R-58-XXI, XXII, XXVII и XXVIII Геологической карты СССР масштаба 1 : 200 000, площадь работ располагается в пределах Анюйской складчатой зоны Чукотской складчато-надвиговой системы.

В Анюйской складчатой зоне выделяют Алярмаутское антиклинальное поднятие, Кэйнгувеемский и Куулькайский синклиории, Китепвеемскую и Западночаунскую впадины и Нуаткивеемскую синклиналь.

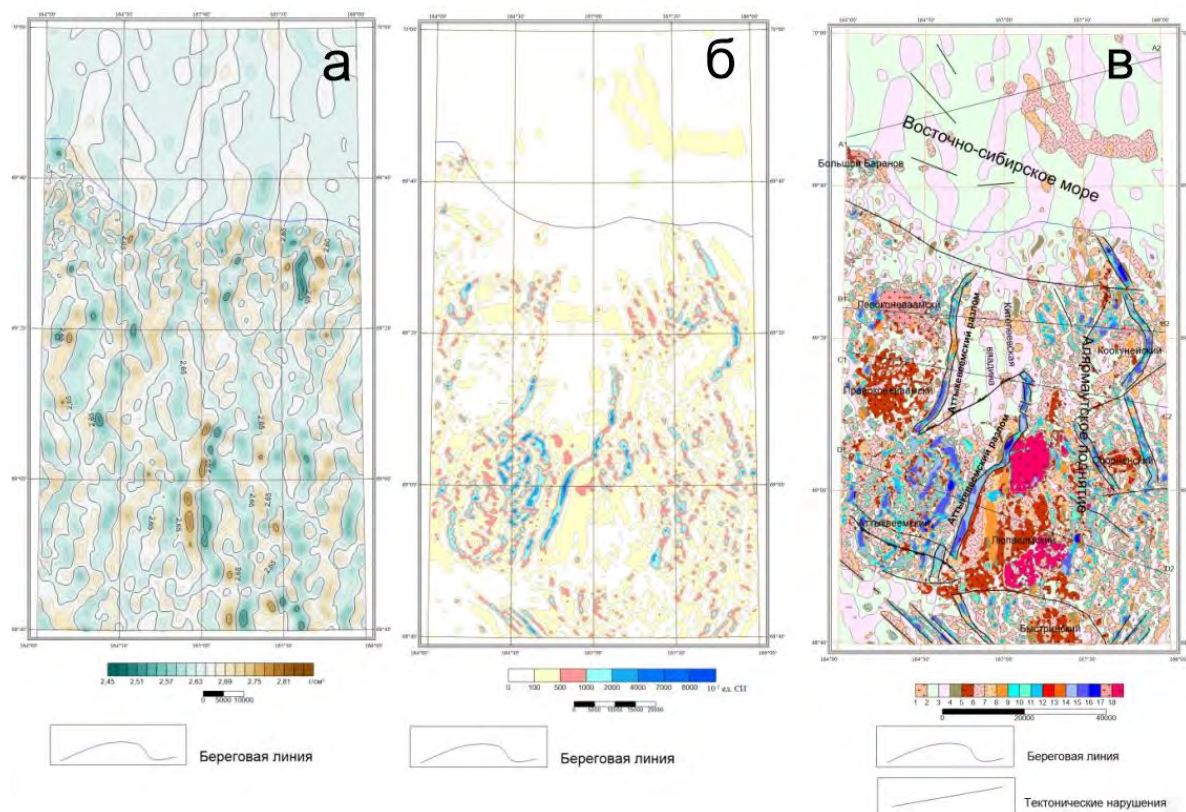


Рис. 1. Схемы эффективных плотности (а), магнитной восприимчивости (б) и геолого-геофизическая структурно-вещественная (в)

Алярмаутское антиклинальное поднятие прослеживается с юга на север на протяжении всей сухопутной части листа и, судя по морфологическим особенностям поведения ареалов пород относящихся к классам 6 и 7, региональная структура, к которой приурочено подня-

тие, продолжается на морской части листа (рис. 1). Общее направление структуры дискордантно к преобладающим северо-западным и северо-восточным простираниям тектонических элементов.

В пределах Алярмаутского поднятия, которое характеризуется как гранитнометаморфическая куполовидная структура, выделяется крупный Люпвеевский массив (в центральной части поднятия). С запада массив контролируется южной ветвью Аттыкевеевского разлома, который выделяется по узкой зоне пород относящихся к классам 14 и 15, в его южной части и, 11 и 15 – северной. Породы, входящие в эти классы, относятся к магнитным. Они имеют близкие значения плотности, причем более плотные породы, входят в класс 15. Они также имеют, соответственно, относительно повышенные значения удельного сопротивления и располагаются на наиболее повышенных участках рельефа. По совокупности физических свойств, породы входящие в эти классы можно рассматривать как роговики, которые образуются на экзоконтакте интрузивных и терригенно-осадочных пород и что дает основание предположить о наличии здесь западной границы Люпвеевского массива.

Северо-западнее южной ветви Аттыкевеевского разлома так же выделяется узкая зона пород, относящихся к классам 14 и 15. По аналогии с вышесказанным, можно предположить, что она представляет собой северное продолжение Аттыкевеевского разлома, смещенного в юго-западном направлении в результате сдвиговых деформаций. Предположительный механизм этих деформаций показан на рис. 2.

II (современное состояние)

I (до сдвига)

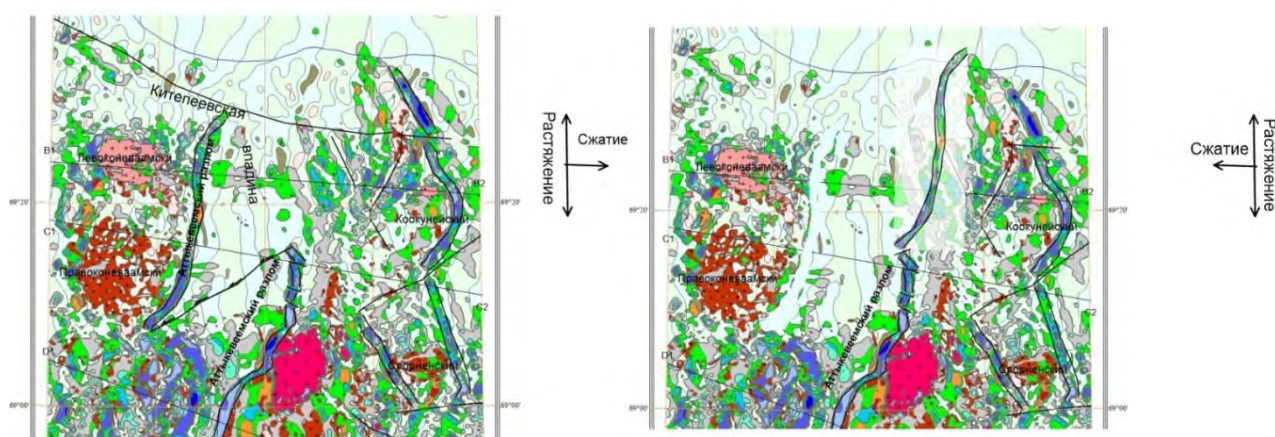


Рис. 2. Структурная палеорекострукция левого сдвига северной ветви Аттыкевеевского разлома

Первоначально, Аттыкевеевский разлом полностью контролировал Алярмаутское поднятие с запада (рис. 2-I). В дальнейшем в результате широтного растяжения земной коры и меридионального сжатия, произошло перемещение пород в юго-западном направлении до жесткой границы, представляющей собой Левоконевамский и Правоконевамский гранитоидные массивы (рис. 2-II).

Подтверждение этому можно наблюдать на рис. 3, где показаны результаты моделирования потенциальных полей по профилю В1-В2. Как видно из рисунка, на интервале профиля от 25 000 до 35 000 м, наблюдается подъем и надвиг пород класса 4 на образования гранитоидов, в то время как восточная граница близка к вертикальной.

Менее амплитудную сдвиговую деформацию можно наблюдать в пределах Аттыкевеевского гранитоидного массива (рис. 1). Как видно из рисунка, южная часть массива претерпела сдвиговую деформацию и сместилась в северо-западном направлении на расстояние около 3 км.

Следует отметить существенное отличие Аттыкевеевского гранитоидного массива от других массивов выделенных на площади работ. Как следует из результатов моделирования, в основании других гранитоидных массивов присутствуют и преобладают породы, относящиеся к классу 1, которые являются не магнитными и обладают низкой плотностью,

что дает основание отнести их к породам кислого состава. Аттыквеевский же массив характеризуется наличием и преобладанием пород классов 15–16, которые имеют повышенные значения эффективной магнитной восприимчивости и относятся к классу магнитных.

Расположенная между северной и южной ветвями Аттыквеевского разлома Китепвеевская впадина (рис. 1) характеризуется преобладанием пород, относящихся к классам 2–3, которые относятся к немагнитным и слаборадиоактивным образованиям. Удельное сопротивление их имеет тенденцию к уменьшению с глубиной, что вероятно обусловлено гидрогеологическими условиями. По комплексу определенных физических свойств породы, относящиеся к классам 2–3 здесь, могут быть отнесены к позднеюрским терригенным осадкам и раннемеловым вулканитам. В основании Китепвеевской впадины наблюдаются породы, относящиеся к классу 4. По результатам моделирования, это не магнитные породы обладающие относительно повышенной плотностью (рис. 3).

Севернее Китепвеевской впадины, на побережье, располагается Западночаунская впадина (рис. 1), заполненная кайнозойскими отложениями, которые по вычисленным физическим свойствам не отличаются от свойств пород, заполняющих верхнюю часть разреза Китепвеевской впадины.

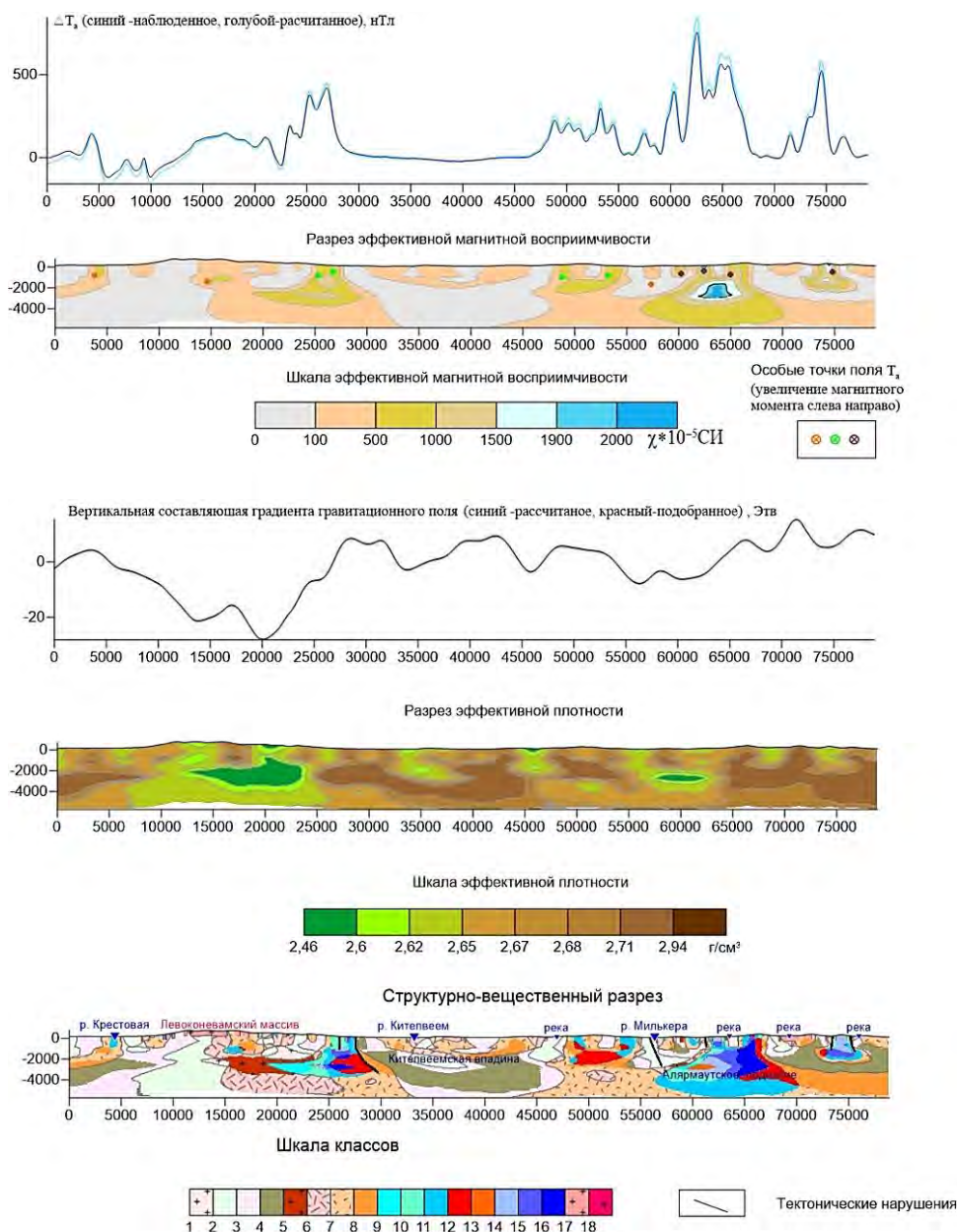


Рис. 3. Результаты моделирования потенциальных полей по профилю B1-B2

Севернее, на морской части площади работ, также преобладают породы, относящиеся классам 2–3. Особенности поведения ареалов пород, относящихся к этим классам, дают основание предположить наличие здесь системы складок, вероятно осложненных разрывами, ориентация которых изменяется от широтной, в южной части, до северо-западной в северной.

На востоке морской части листов выделяется структура, сформированная в верхней части разреза породами, относящимися к классу 6–7. По своим физическим характеристикам, полученными в том числе и по сухопутной части, это могут быть породы кислого состава. Структура, с одной стороны, является как бы продолжением гранитнометаморфического Алярмаутского поднятия, а с другой, осложняется широтным сегментом, возникшим возможно в результате проявления напряжений растяжения земной коры (рис. 1).

1. Объяснительные записки к листам R-58 XXI, XXII, XXVII и XXVIII Геологической карты СССР масштаба 1 : 200 000.

2. Горячев Ю.П. Картирование вулcano-купольных структур Западного Забайкалья, перспективных на поиск месторождений полезных ископаемых на основе анализа аэромагнитных данных // Геофизические исследования. 2019. Т. 20. № 2. С. 73–79.

НЕКОТОРЫЕ ПРАКТИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ БОЛИДНОЙ МОДЕЛИ ОБРАЗОВАНИЯ КИМБЕРЛИТОВЫХ ТРУБОК

М.Г. Губайдуллин, А.М. Онякова

Северный (Арктический) федеральный университет им. М.В. Ломоносова, г. Архангельск,
m.gubaidulin@narfu.ru

Несмотря на многолетние исследования кимберлитовых трубок (диатрем), их состава, строения и геохимии включений в них, проблема генезиса трубок взрыва продолжает оставаться одной из самых актуальных и дискуссионных в современной науке. В практическом отношении обоснование модели образования кимберлитовых трубок необходимо для выбора методов поиска новых месторождений алмазов, оценки их перспективности, разработки критериев алмазоносности. Большинство исследователей придерживаются гипотезы мантийного образования алмазов, основанной на поступлении магматических расплавов с глубин более 150 км. При этом общемировой является тенденция по уменьшению запасов алмазов, что связано с отсутствием открытий новых месторождений.

Основной закономерностью образования кимберлитовых трубок является следующее: диатремы встречаются только в пределах древних платформ, где развита континентальная кора; в пределах коры океанического типа они не обнаружены. Помимо этого, распространение диатрем не подчиняется тектоническому строению территорий их развития. Целью данной статьи является рассмотрение альтернативной гипотезы алмазообразования – «болидной модели» образования кимберлитовых трубок К.К. Хазанович-Вульфа (гипотеза электроразрядного происхождения трубок) [7, 8] применительно к условиям Архангельской алмазоносной провинции.

Основной гипотезы «болидной модели» образования кимберлитовых трубок стали результаты лабораторных исследований электропробоя диэлектриков и полупроводников томского электрофизика, профессора А.А. Воробьева, проведенные впервые в начале 70-х гг. XX в. Согласно его данным, образование трубчатого канала из недр Земли и кольцевых структур на ее поверхности может быть связано с результатами электрического разряда в недрах и его взрывного действия, флуктуационного механизма разрушения пород

в высоких электрических полях и оплавления стенок канала и кратера [4]. Основываясь на трудах и идеях А.А. Воробьева, К.М. Алексеевского, Т.Т. Николаевой, С.Б. Баласаняна и др. [2–4, 6], К.К. Хазанович-Вульф в своей монографии [7] детально сформировал следующую гипотезу образования кимберлитовых трубок.

Вхождение в атмосферу Земли крупных, астероидных размеров метеоритных тел сопровождается накоплением на них электрических зарядов значительной мощности, которые могут являться источниками электрических возмущений в атмосфере и в недрах Земли и быть «триггером», инициирующим электрические пробои в земной коре.

В результате взаимодействия электрического поля, наведенного болидом на поверхность Земли, и электрических полей недр планеты происходят электропробои и образуются трубчатые каналы, которые на первом этапе заполняются высокоэнергетической плазмой. Далее, на втором этапе плазма с большой скоростью вырывается вверх, расширяет пробойный канал, и в приповерхностной части пробоя образует кратерную воронку. Временной промежуток между этапами доли секунды.

Одновременно в недрах Земли в результате разряда происходит процесс анатексиса – образования локального магматического очага с расплавом горных пород земной коры, возможно формируя промежуточную камеру. На третьем этапе этот расплав поднимается по сформированному электроразрядом и плазмой каналу, при этом скорость его подъема ограничена малым поперечным размером трубки, поэтому часть расплава проникает в горизонтальные и вертикальные трещины, образуя силлы и дайки пород. Образовавшийся в результате анатексиса расплав имеет незначительный объем в сравнении с магматическим очагом, питающим вулкан. Вероятная длительность этапа – от первых часов до первых суток.

Количество диатремовых полей при падении метеоритного тела зависит от множества факторов – размеров самого тела, его состава, скорости, азимута и угла вхождения тела в атмосферу Земли. Так, по расчетам, полет крупного метеоритного тела по пологой траектории неоднократно инициирует образование диатремовых полей, по крутой (более 45°) – однократно.

В результате падения метеоритного тела на поверхность Земли формируется кратерная структура (астроблема), которая, как правило, представляет собой округлую структуру, обычно окруженную приподнятой или опрокинутой кромкой валом, при этом такие структуры должны занимать независимое геологическое положение относительно структурных элементов строения территории их развития. Астроблемы характеризуются присутствием псевдовулканических пород, содержащих перемешанные стекла, обломки, а также высокобарические силикатные минералы (коэсит и стишовит), претерпевают изменения и другие минералы (карбонаты, плагиоклазы, гранаты, авгиты).

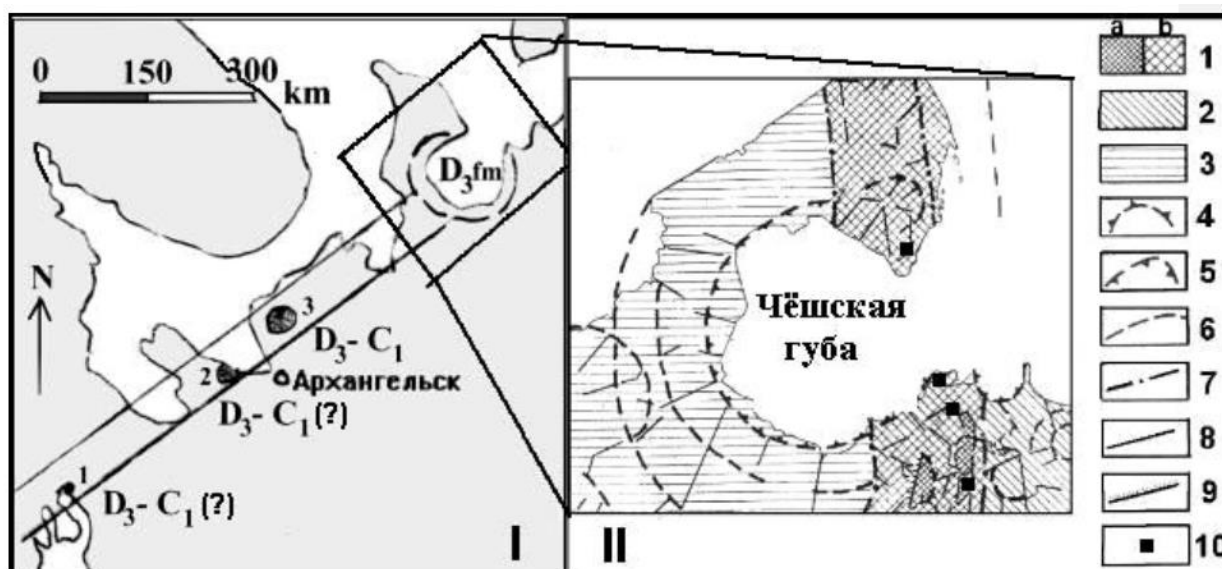
«Болидная модель» логично обосновывает ряд геологических особенностей кимберлитовых трубок. Пролет болида над поверхностью Земли обуславливает, и объясняет отсутствие связи между расположением трубок и тектоническими структурами, глубинными разломами, а возможные совпадения носят случайный характер. Отсутствие трубок взрыва в пределах океанической коры связано с высокой электропроводностью морских вод, которые мгновенно распределяют заряд по поверхности бассейна и тем самым не могут привести к пробоям. Помимо этого, результаты лабораторных исследований свидетельствуют о возможности использования мгновенных электроразрядов (в искусственных условиях) для синтеза алмазов [8].

Восполнение минерально-сырьевой базы алмазов Архангельской области является важным вопросом для экономики региона, при этом воспроизводство запасов алмазов в настоящее время отсутствует, и за последние 10 лет они уменьшились на 13 % [5]. Геологоразведочные работы (далее – ГРР) на алмазы в последние годы ведутся в непосредственной близости от разрабатываемых месторождений в Зимнебережном районе. Мировой опыт ГРР показал, что открытие крупных месторождений происходит в пределах новых территорий проведения поисковых работ.

Практическое значение рассматриваемой гипотезы генезиса кимберлитовых трубок заключается в возможности по-новому прогнозировать их размещение с учетом направления

возможного пролета болида. При рассмотрении территории Архангельской области с точки зрения данной модели, следует соединить в условную единую полосу известные поля диатремового магматизма – Ненокское и Зимнебережное для определения направления пролета болида, а далее продолжить полосу на северо-восток, где происходит пересечение с крупной кольцевой структурой – заливом Чёшская губа (рисунок, I). Район залива Чёшская губа слабо изучен – территория не покрыта крупномасштабными съемками, нет пробуренных скважин. При этом вокруг структуры отмечены элементы концентрической и радиальной трещиноватости (рисунок, II), наличие которых может быть связано с кольцевой структурой «центрального типа», чьи контуры в общих чертах согласуются с береговой линией Чёшской губы.

Хорошо согласуются с данным предположением следующие факты: на прибрежном мелководье и в пляжевых отложениях Чёшской губы выявлены 9 шлиховых ореолов, несущих представительный комплекс спутников алмазов: пироп, пикроильменит, хромдиопсид, хромшпинелид, в донных галечнисто-гравийно-песчаных осадках найдены единичные зерна алмазов, представленные кристаллами октаэдрической формы размерами 0,25 мм.



**Взаимоотношение районов диатремового магматизма (I)
и кольцевой структуры Чёшская губа (II)**

1 – туффзитовая трубка в Северном Прионежье; диатремовые поля: 2 – Ненокское, 3 – Зимнебережное. Мегаморфоструктуры: 1 – Тиманское поднятие: области умеренных (а) и слабых (б) неотектонических поднятий неглубоко залегающего рифейского фундамента с маломощным платформенным чехлом; области интенсивных неотектонических опусканий с мощным платформенным чехлом палеозойских и более молодых образований; 2 – Печорская, 3 – Мезенская впадины. Контуры кольцевых морфоструктур: 4 – купольных, 5 – депрессионных, 6 – крипоструктур. Линейные разрывные нарушения: 7 – региональные, ограничивающие мегаморфоструктуры; 8 – региональные, секущие мегаморфоструктуры; 9 – локальные, определяющие линейное расположение элементов рельефа; 10 – местоположение эндогенной минерализации по [8]

Падение и взрыв метеоритного тела с последующим образованием кратера сопровождается выбросом в атмосферу продуктов взрыва, следы которых должны оставаться за пределами кольцевой структуры. К.М. Алексеевский считает породы кумушкинской свиты франского яруса верхнего девона (D_3f) на Северном Тимане первичным коренным выходом алмазоносного материала на дневную поверхность [1]. Для всех проб свиты характерна ртуть в виде киновари, металлических капель, золото-медных амальгам, сульфиды полиметаллов, знаки золота и платины [6], также в пачке присутствуют магнитные железные шарики, очень характерные для метеоритных кратеров. Маломощная пачка кумушкинской свиты, описываемая как туфонконгломераты, имеющая площадное распространение, может иметь импактное происхождение.

Таким образом, «болидная модель» образования кимберлитовых трубок позволяет по-новому представить их возможное происхождение и пространственное размещение, и выделить перспективную территорию поисков новых кимберлитовых трубок в Архангельской алмазоносной провинции.

1. Алексеевский К.М. Первоисточник алмазов Северного Тимана // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отдел геологический. 2005. Т. 80. № 6. С. 39–41.
2. Алексеевский К.М., Николаева Т.Т. Загадки кимберлитов // Знание – Сила. 1972. № 4. С. 30–31.
3. Баласанян С.Ю. Динамическая геоэлектрика. – Новосибирск: Наука, 1990. 232 с.
4. Воробьев А.А. Физические условия залегания и свойства глубинного вещества (Высокие электрические поля в земных недрах). – Томск: Изд-во ТГУ, 1975. 296 с.
5. Голубев Ю.К., Волоковых Т.С., Прусакова Н.А., Голубева Ю.Ю. Перспективы развития минерально-сырьевой базы алмазов Архангельской области // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2020. № 1 (170). С. 23–28.
6. Николаева Т.Т. О проявлении ртути на Северном Тимане // Материалы VIII конференции молодых ученых. Ч.1. – М.: ВИМС, 1970. С. 117–118.
7. Хазанович-Вульф К.К. Диатремовые шлейфы астроблем или «болидная модель» образования кимберлитовых трубок. – Петрозаводск: Издательство ГЕОМАСТЕР, 2007. 214 с.
8. Хазанович-Вульф К.К. Согласование гипотезы электроразрядного образования кимберлитовых трубок с электроразрядным методом синтеза алмаза // Известия Томского политехнического университета. 2014. Т. 325. № 1. С. 7–15.

ПРИМЕНЕНИЕ АЛГОРИТМОВ МАШИННОГО ОБУЧЕНИЯ ДЛЯ ВОССТАНОВЛЕНИЯ СТРУКТУРНОГО КАРКАСА ПО ДАННЫМ ПОТЕНЦИАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ В ЗОНАХ ОТСУТСТВИЯ ДАННЫХ СЕЙСМОРАЗВЕДКИ НА ПРИМЕРЕ УЧАСТКА В ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

*В.Д. Гулин¹, В.В. Ананьев¹, Г.С. Григорьев², С.В. Зайцев³,
С.Д. Журавлев³, К.В. Киселёв³, Р.В. Орлов⁴*

1 – ООО «Газпромнефть НТЦ»

2 – ПАО «Газпром нефть», г. Санкт-Петербург

3 – ООО «Инжиниринговый Центр МФТИ», г. Москва

4 – ООО «Газпромнефть ЦР», *Gulin.VD@gazpromneft-ntc.ru*

Введение. Сейсморазведка остается наиболее распространенным методом в нефтяной геофизике, тогда как несейсмические методы преимущественно играют роль вспомогательных из-за низкой информативности отдельных методов по сравнению с сейсморазведкой и высокой неопределенностью в нахождении положения структурных границ. Однако, данные несейсмических методов (НСМ) в геофизике являются важным дополнением к классической информации, получаемой из сейсморазведки: при наличии структурного каркаса методы НСМ отлично справляются с восстановлением литологических свойств модели при решении обратной задачи [2, 5]. Применение НСМ на ранних стадиях геологоразведочных работ помогает принимать решения в условиях ограниченной информативности и дает новые знания о геологическом строении исследуемой площади.

Сегодня методы машинного обучения широко применяются в исследовательской области для решения ряда практических задач, где детерминистические модели процессов или явлений сложно, или нельзя сформировать.

Примером такой задачи является восстановление структурных границ по данным НСМ. Восстановление структурных границ особенно актуально для межпрофильного пространства при наличии сейсмической съемки по профилям. Простое решение в виде интерполя-

ции не дает нужной точности прогнозирования, и требуется создание сложной, часто нелинейной модели, что возможно с помощью методов машинного обучения (МО).

Из-за низкой, в сравнении с сейсморазведкой, стоимости работ и для повышения информативности результатов методы НСМ обычно применяются в комплексе: гравиразведка и магниторазведка, разные типы электроразведки и так далее [1]. Как следствие, возникает большое количество признаков в одной точке измерений – значений геофизических полей и их трансформант (производных, фильтров в окне разной ширины).

В данной работе демонстрируется опыт применения алгоритмов машинного обучения для прогнозирования положения структурного горизонта (с применением ПО ТЕНЗОР), разработанного в ООО «Газпромнефть НТЦ», на примере одного из участков в Западной Сибири. Участок изучен неравномерно, имеются данные как 3D, так и 2D, часть территории не покрыто сейсмическими исследованиями. Кроме этого, на территорию исследования имеются данные потенциальных полей. Наиболее актуальной задачей для площади работ является построение структурного каркаса в местах отсутствия данных СРР, которое позволит выделить перспективные зоны для планирования дальнейших геологоразведочных работ.

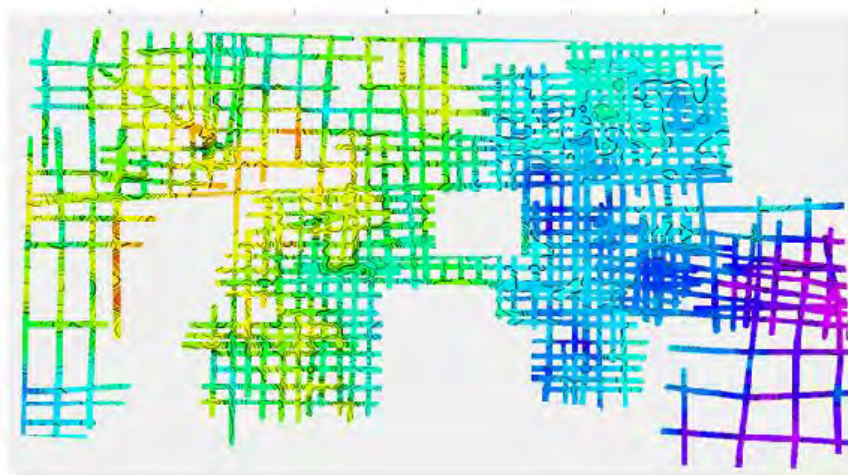


Рис. 1. Выборка для обучения – данные СРР 2D

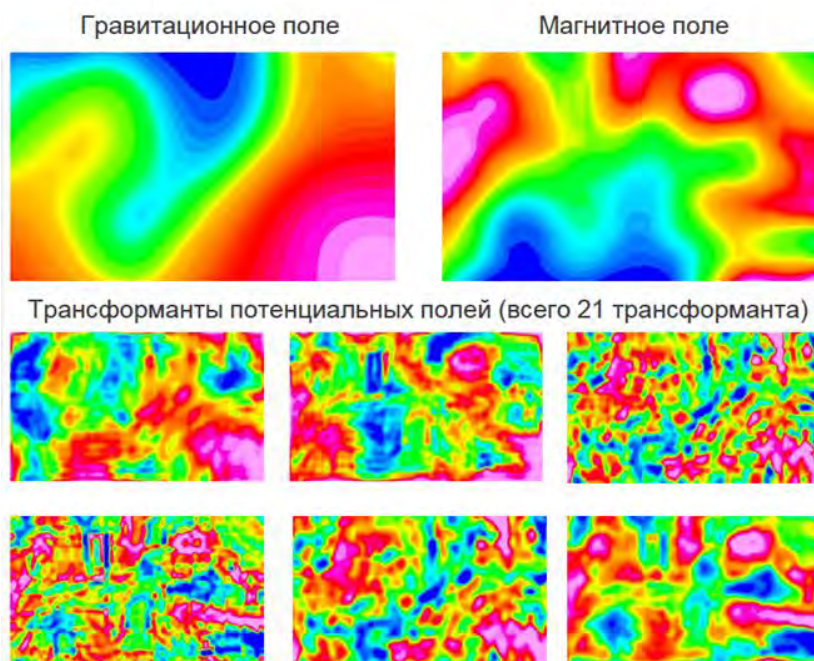


Рис. 2. Выборка для обучения – данные потенциальных полей

Методы исследования. Задача восстановления структурных границ по данным НСМ может быть решена методом построения корреляционной зависимости, однако часто недостаточно использование простого линейного или однопараметрического закона из-за сложной связи трансформант потенциальных полей и информации о структурах с различной глубины [1]. Алгоритмы МО предполагают, что каждый исследуемый объект описывается парой $\langle x, y \rangle$, где x – данные (многомерный вектор); y – целевое значение, метка. Для контроля качества восстановления глубины до границы используется метрика сходимости по обучающей выборке: root mean squared error (RMS) и сходимость с сейсмическими данными на профилях обучения.

Для построения прогнозной модели глубины сейсмического горизонта в качестве признаков x_i использовались данные аномального магнитного поля (ΔT), гравитационного поля в редукции Буге (Δg), производные первого порядка по оси Z и фильтры Баттерворта с различным радиусом (рис. 1), в качестве цели прогнозирования y_i – глубина сейсмического горизонта. Обучение и тестирование прогнозной модели происходит на участке площади, где существует пересечение данных сейморазведки и НСМ (рис. 2).

В качестве методов классификации использовались два метода:

– метод GPR (*Gaussian Process Regression*) непараметрический вероятностный метод, позволяющий не только оценить значение величины, но и вероятность ее распределения. Метод основан на обновлении случайно заданной априорной вероятности распределения величины Y . Обновленное распределение, называемое апостериорным распределением, таким образом, включает информацию как из предыдущего распределения, так и из набора данных [4];

– ансамблевый метод прогнозирования RF (*Random Forest*). Основная идея «Случайного леса» заключается в использовании большого ансамбля решающих деревьев небольшой глубины, каждое из которых само по себе даёт сравнительно невысокое качество регрессии, но за счёт их большого количества результат получается с высоким качеством [3].

Примеры. Заложенные алгоритмы в разных методах, позволяют получить различные результаты в зависимости от качества данных и размера площади, так, например, из опыта работ метод RF наилучшим образом отрабатывает на региональной стадии изучения, где необходимо оценить тренд структурного каркаса, а метод GPR лучше решает задачи локального прогноза, где результат направлен на выделение перспективных структур в разрезе. По результатам восстановления на территории Западной Сибири получена наилучшая сходимость при комплексировании с данными СРР метода GPR, который позволил наиболее точно восстановить структуру, локальные особенности объекта и наилучшую сходимость по скважинным данным, которые не принимали участие в прогнозе. На рис. 3 приведено сравнение методов RF и GPR.

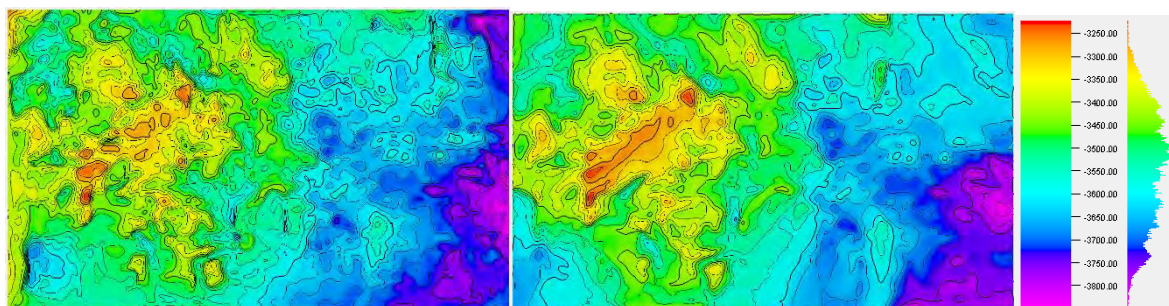


Рис. 3. Результаты восстановления структурных построений методами GPR (слева) и RF (справа)

Для контроля качества восстановления, из эталонной выборки была исключена область СРР в двух вариантах, в первом варианте было исключено 5 % площади от всего объема СРР, во втором варианте исключено 10 % от объема СРР (рис. 4), при этом в контрольную выборку вошли как зоны поднятия, прогиба и зоны с высоким перепадом глубин.

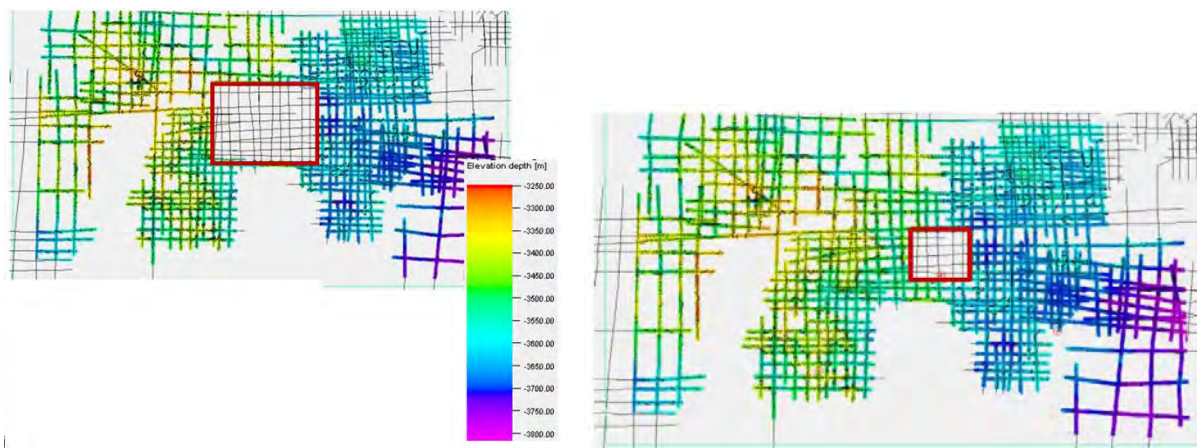


Рис. 4. Исключение из эталонной выборки 10 % (слева) и 5 % (справа) области значений СРР

По результатам оценки восстановления структурной поверхности в зоне контрольной выборки для 10 % контрольной выборки, погрешность составила в среднем 5,5 м, стандартное отклонение порядка 30 м. Эти же параметры для 5 % объема составили: среднее 2,2 м, стандартное отклонение 7 м. На рис. 5 и 6 представлены гистограммы распределения ошибки восстановления структур. Стоит заметить, что даже при увеличении исключенной зоны с 5 % до 10 % не привнесло большой ошибки, и результат восстановления структурной поверхности сопоставим с данными СРР в области контрольной выборки.

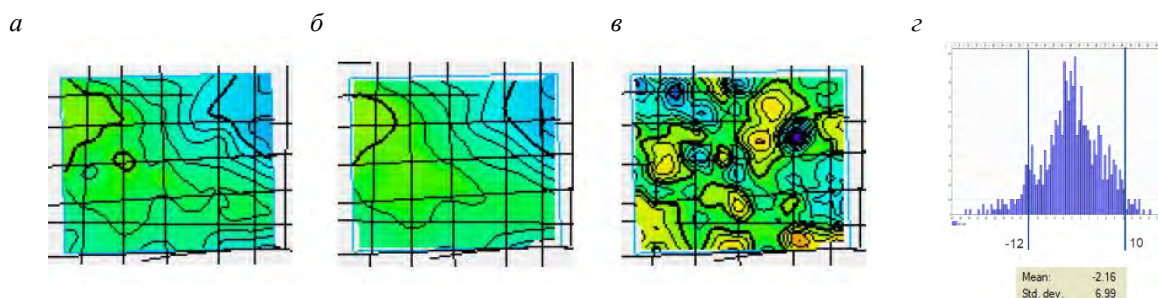


Рис. 5. *а* – данные структурных построений по данным СРР, *б* – данные структурных построений, восстановленных по данным НСМ, *в* – разница между структурными построениями СРР и НСМ, *г* – гистограмма распределения ошибки восстановления структурных построений для 5 % контрольной выборки

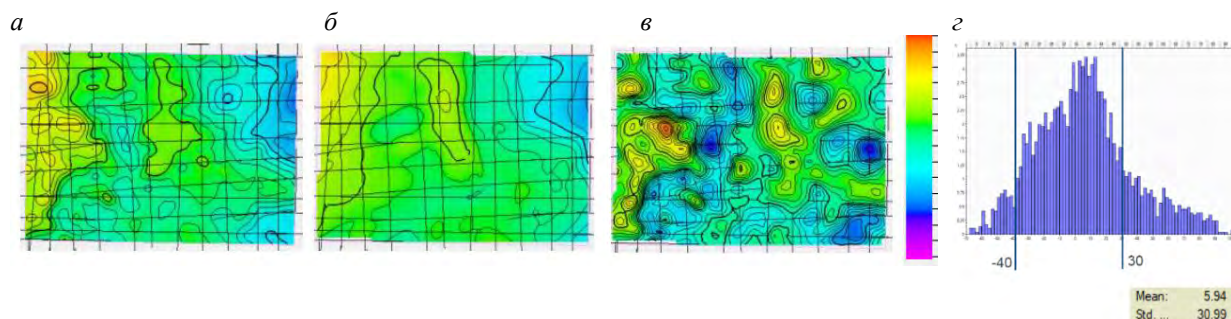


Рис. 6. *а* – данные структурных построений по данным СРР, *б* – данные структурных построений, восстановленных по данным НСМ, *в* – разница между структурными построениями СРР и НСМ, *г* – гистограмма распределения ошибки восстановления структурных построений для 10 % контрольной выборки

Выводы. В работе оценен потенциал внедрения несейсмических исследований для получения дополнительной информации в сочетании с сейсмическими методами. Продемонстрированный алгоритм требует дальнейшего тестирования и изучения. Так, одним из немаловажных направлений для изучения является исследования информативности каждого признака перед обучением МО алгоритма позволяет повысить точность построенной модели. Методика была также апробирована на двух объектах ПАО «Газпром нефть».

1. Богословский В.А., Горбачев Ю.И., Жигалин А.Д., Калинин А.В., Модин И.Н., Попов М.Г., Пушкарев П.Ю., Степанов П.Ю., Хмелевский В.К. Геофизика: учебник / Под ред. Хмелевского В.К., 4-е издание. – М., 2015.

2. Докучаева Н.А., Арефьев Ю.М., Андреева Е.Е., & Ионов Г.М. Перспективы расширения площади нефтеносности месторождений на поздней стадии их разработки на основе комплексного анализа данных геофизических методов // Георесурсы. 2013. 3 (53). С. 11–13.

3. Breiman L. Random forests, Machine learning. 2001. Vol. 45. №. 1. С. 5–32.

4. Hultquist C., Chen G., Zhao K. A comparison of Gaussian process regression, random forests and support vector regression for burn severity assessment in diseased forests // Remote sensing letters. 2014. Vol. 5. № 8. С. 723–732.

5. Grigoriev G., Zakharova O., Liubimov E. et al. Non-Seismic Methods Development at Gazprom Neft. SPE Russian Petroleum Technology Conference, 15–17 October. 2018. DOI: 10.2118/191670-18RPTC-MS

ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ ТЕХНОЛОГИИ ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ЗОНДИРОВАНИЯ И ВЫЗВАННОЙ ПОЛЯРИЗАЦИИ В РЕСПУБЛИКЕ КАЗАХСТАН

Ю.А. Давыденко, М.С. Шкиря, Д.В. Гуревич

ФГБОУ ВО «ИРНИТУ», г. Иркутск, *davidenkoya@gmail.com*

Введение. На поисковой стадии и стадии прироста запасов комплексом геофизических и геохимических методов решается следующий круг задач, необходимый для оптимизации буровых работ: выявление новых рудных тел, связанных с молибденово-медной и медной минерализацией, оконтуривание уже известных рудопроявлений; выявление особенностей распределения оруденения; выявление глубинной корневой зоны медно-порфинового оруденения и подводящих путей, в том числе, к уже изученным рудным участкам; выявление слепых рудных тел, не имеющих выхода на дневную поверхность; выявление зоны окисленных руд и контактов зон окисленной и сульфидной минерализации. Приведенные выше задачи успешно решаются с использованием технологии электромагнитного зондирования и вызванной поляризации (ЭМЗ-ВП). В результате применения данной технологии в трехмерной геоэлектрической модели объекты порфинового типа выделяются по аномалиям удельного электрического сопротивления (УЭС) в сочетании с аномалиями поляризационных параметров, которые получаются путем решения обратной задачи как в рамках горизонтально-слоистой модели, так и в трехмерном приближении.

В работе приводятся анализ результатов съемок, выполненных сервисной геофизической компанией ООО «Гелиос» в Казахстане в 2018 и 2020 гг, поставленных с целью поиска медно-порфиновых систем.

Теория. Метод вызванной поляризации – наиболее популярный метод исследования медно-порфиновых систем, это связано, с одной стороны, с высокой поляризуемостью сульфидов, с другой – с присутствием сульфидов во всех зонах порфиновых систем (кроме зоны окисления). К сожалению, аномалии поляризации связаны не только с сульфидами Cu и Mo, но также и с гораздо более распространенными сульфидами железа – пиритом и пирротинном.

Из этого следует, что большая часть аномалий поляризации отражает не сами рудные тела (зоны), но безрудные зоны пиритизации, в том числе – так называемые «пиритовые рубашки», относящиеся к внешним зонам порфировой минерализации. Из-за хорошей электропроводности сульфидов аномальная поляризуемость часто сопровождается пониженным электрическим сопротивлением; эта особенность позволяет применять в качестве поискового инструмента так называемый «металл-фактор», рассчитываемый как значение поляризуемости, деленное на значение сопротивления. Однако следует иметь в виду, что объемное сопротивление породы зависит не только от наличия и количества сульфидов, но и от характера их распределения. Штокверк, образованный контактирующими прожилками сульфидов, характеризуется низким сопротивлением; напротив, рассеянные сульфиды могут не оказывать заметного влияния на его объемное сопротивление породы [5]. В итоге ряд порфирировых объектов с вкрапленной сульфидной минерализацией, находящихся ниже зоны окисления, обладают высокими значениями УЭС, достигающими в несколько 3000–5000 Ом*м, что не позволяет их обнаружить большинством электроразведочных технологий.

Методы исследования. ЭМЗ-ВП – метод импульсной электроразведки, использующий полную форму переходного процесса, что позволяет перейти от использования кажущихся параметров (ρ_k и η_k) к полноценному решению задач одномерной или трехмерной инверсии с учетом частотной дисперсии электропроводности для становления поля горизонтального электрического диполя [4]. Разрез возбуждается электрическим диполем АВ последовательностью разнополярных импульсов тока, возникающая разность потенциалов в виде переходных процессов измеряется на приемных электродах в токовой паузе, как и амплитуда поля во время пропускания токового импульса. Такой подход позволяет устойчиво выделять эффект вызванной поляризации в исследуемых породах и, в конечном итоге, перейти от традиционных кажущихся параметров (кажущегося сопротивления (Rho) и кажущейся поляризуемости (Eta)) к построению трехмерных геоэлектрических моделей по результатам решения обратной задачи в рамках горизонтально-слоистых и трехмерных поляризующихся моделей.

Основной целью применения технологии ЭМЗ-ВП являлось определение зон сульфидной минерализации на глубине до 1 км, характеризующихся аномальной вызванной поляризуемостью и контрастными значениями удельного электрического сопротивления (УЭС). Длительность токовой паузы была выбрана в 125 мс, что в условиях преимущественно высокоомного разреза позволяет регистрировать в переходном процессе «полку», обусловленную влиянием вызванной поляризации.

Всего работы методом ЭМЗ-ВП были проведены в Казахстане на 3-х участках в 2018 г. и на одном в 2020 г.

Первые три участка находятся на Шуакской лицензионной площади с многочисленными проявлениями золота и меди, расположенной на севере Казахстана в северо-восточной части Астанинской области (примерно в 60 км от г. Степногорск).

Четвертый участок Каншоки 2020 г. располагался в 20 км от села Журекадыр Абайского района Восточно-Казахстанской области Республики Казахстан.

При шаге в 25 м по профилю общая протяженность профилей составила 78 пог. км на Шуакской площади и 113 пог. км на площади Каншоки.

Результаты и их обсуждение. Ниже представлены кратко представлены результаты моделирования по одному из трех участков на Шуакской площади. Одномерное моделирование (моделирование в рамках горизонтально-слоистой среды) позволило выделить зоны повышенной поляризуемости и пониженного сопротивления, интерпретируемые как зоны сульфидизации, что было подтверждено результатами бурения скважины MN-18, которая вскрыла прогнозируемую зону Cu-Mo минерализации, расположенную к югу от опытного карьера. Зоны пониженной поляризации и пониженного сопротивления в верхней части разреза, интерпретируются как зоны окисленной минерализации, также были заверены буровым скважинами (рис. 1).

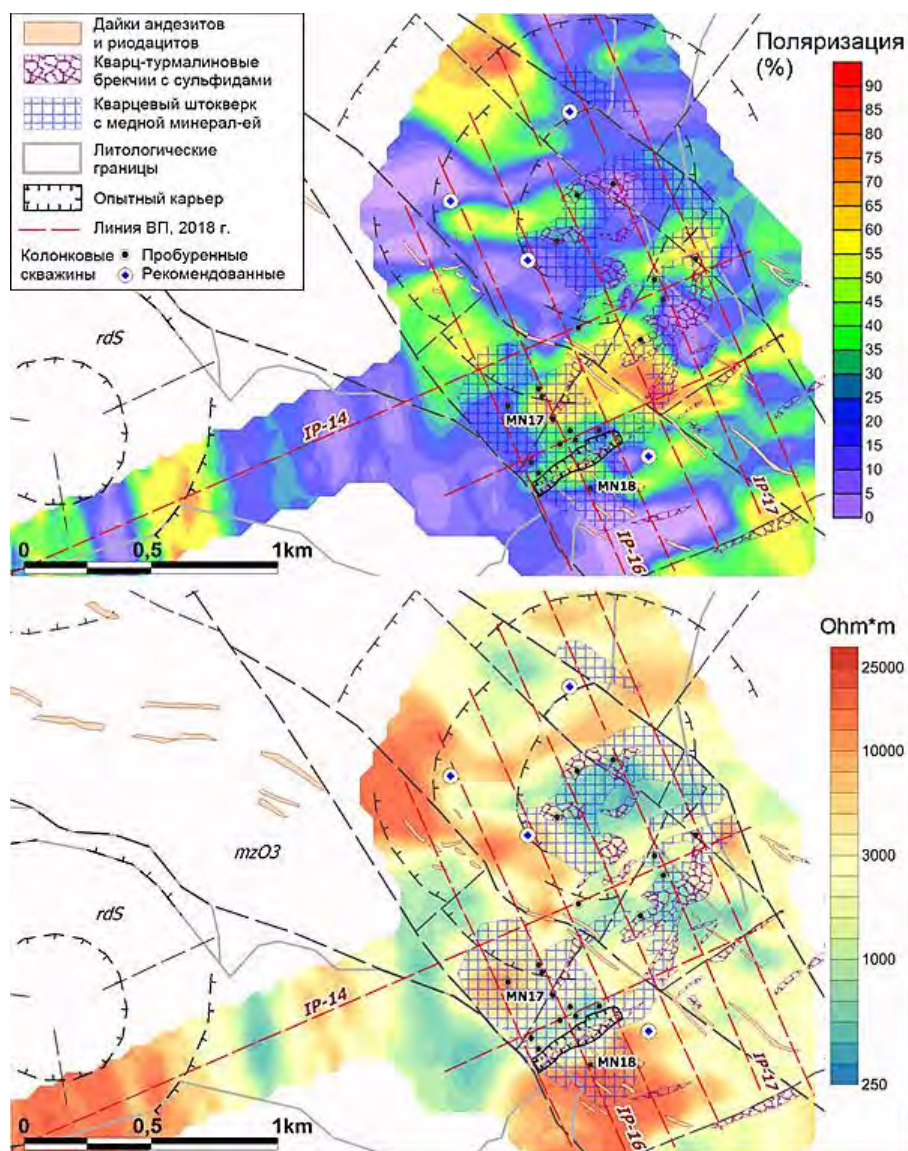


Рис. 1. Участок Северный Шуакской площади. Карты поляризуемости (а) и УЭС (б) по результатам одномерной инверсии на интервале глубин от 50 до 100 м на геологической основе

По результатам комплексного анализа проведенных работ, на Шуакской лицензионной площади было пробурено около 20 колонковых скважин. Скважины, пробуренные в пределах наиболее контрастных аномалий вызванной поляризации, подтвердили наличие ореолов сульфидной минерализации, включая ореолы с преобладанием пирита либо халькопирита и молибденита.

Поскольку процесс окисления в условиях Казахских степей наиболее интенсивно идет до глубины около 50 м, то интервал от 50 до 100 м рассматривается как наиболее информативный для картирования малоглубинных тел и ореолов сульфидной минерализации. Области с пониженными значениями УЭС хорошо согласуются с рудоконтролирующими структурами: брекчиями с турмалиновым цементом и разломами, картированными по данным геологической съемки [3].

Во время работ 2020 г. на площади Каншоки помимо площадной съемки было записано несколько поисковых «региональных» профилей. На рис. 2 приведены результаты трёхмерной инверсии в виде объёмной модели, одновременно отражающие объекты с высокой поляризуемостью и объекты с низкими значениями УЭС.

Высокие контрасты рудных объектов в верхней части разреза не позволили на сегодня, получить устойчивую трёхмерную модель участка на глубину до 1 км, фактическая глубин-

ность исследований ограничивается 500–600 м. по абсолютной отметке. Иными словами, высокоамплитудные аномалии по УЭС и поляризуемости от рудных объектов, находящихся преимущественно в верхних 200–300 м в десятки раз превышают отклик от глубинных объектов.

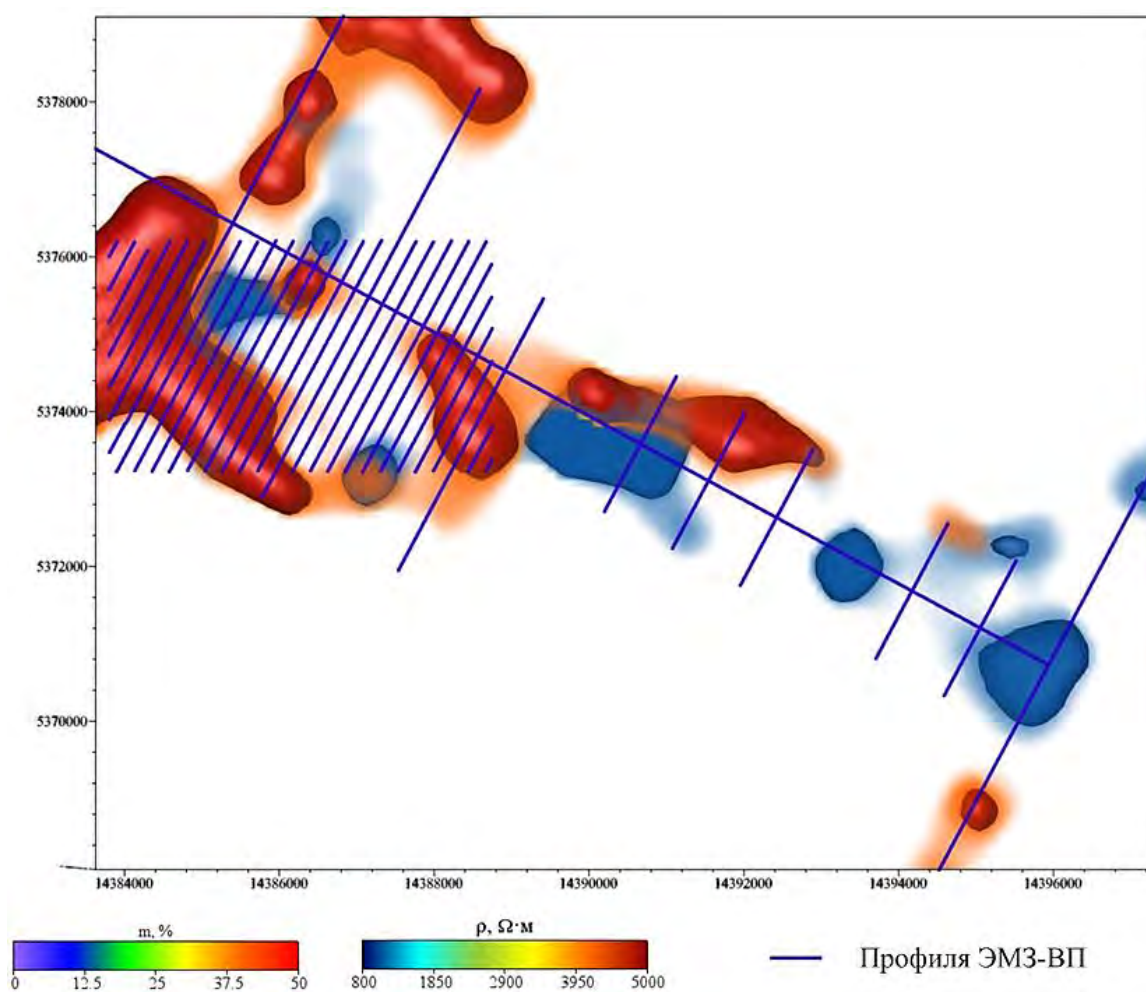


Рис. 2. Проекция проводящих и поляризуемых аномалий по результатам трёхмерной инверсии (вид сверху)

Исходя из полученных данных, площадь Каншоки обладает значительным потенциалом для существенного увеличения запасов и ресурсов как «окисленной», так и сульфидной меди. Рудный потенциал всей порфировой системы (включая площадь месторождения золота на восточном окончании) также не был определен. При этом наиболее перспективной остается западная часть системы, локализованная в пределах вулканического центра силурийского возраста [1].

Выводы. Путем применения массовой инверсии данных ЭМЗ-ВП, выполненной в рамках одномерной и трехмерной поляризуемых моделей, были выделены области с аномально высокой ВП, обусловленной наличием вкрапленной сульфидизации.

Результаты электромагнитных исследований, в сочетании с имеющимися геологическими и геохимическими данными, позволили очертить зоны проявления сульфидной минерализации, в пределах которых были выделены участки для дальнейшей оценки.

Наземные электроразведочные технологии в комплексе с другими геофизическими и геохимическими методами используются на поисковой стадии для выявления глубинных структур с целью оптимизации поискового бурения, что объясняет широкий интерес к методам электромагнитных зондирований, сформировавшийся в течение последних трех десятилетий как в России, так и в мире.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 20-67-47037 «Методологическое и программное обеспечение обработки больших объемов данных электромагнитных зондирований, гравиразведки и БПЛА-магниторазведки на основе комплексного решения трехмерных обратных задач рудной геофизики».

1. Гуревич Д.В. Интерпретация результатов электроразведочных работ ООО «Гелиос» на площади Каншоки, Восточный Казахстан. Отчет для ТОО KZ.COPPER. – Иркутск; Алматы, 2021. 27 с.

2. Давыденко Ю.А., Попков П.А., Новопашина А.В. Перспективы использования индукционной составляющей переходного процесса в традиционных методах постоянного тока // Геофизические исследования. 2015. Т. 16. № 4. С. 73–84.

3. Belova A.Y., Shkirya M.S., Shoykhonova T.S. et al. Application of 3D-modeling of electromagnetic sounding data to identify zones of sulfide mineralization of copper-porphyry type in the territory of northern Kazakhstan // 17th Conference and Exhibition Engineering and Mining Geophysics 2021: 17, Gelendzhik, 26–30 апреля 2021 года. – Gelendzhik, 2021. DOI 10.3997/2214-4609.202152039

4. Davidenko Y.A., Pesterev I.Y., Yakovlev S.V., Davidenko M.A., Komyagin A.V. and Shimyansky D.M. Method of measurement and processing of transient processes with grounded line under pulsed excitation of field by electric dipole in order to construct geoelectric sections and device for carrying out the method using hardware software electro-prospecting complex (HSEPC «MARS»). Patent for invention, RU, № 2574861. 2012

5. Zhdanov M. S., 2010, Electromagnetic geophysics: Notes from the past and the road ahead // Geophysics. Vol. 75. № 5. P. 75A49-75A66.

ВЫЧИСЛЕНИЕ ТРАНСФОРМАНТ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ СФЕРЫ КАВРАЙСКОГО

А.С. Долгаль, П.Н. Новикова, А.В. Пугин, В.В. Хохлова

Горный институт УрО РАН, г. Пермь, dolgal@mi-perm.ru

Трансформация и интерполяция дискретно заданных значений аномалий силы тяжести в редукции Буге при решении прикладных задач – могут осуществляться с применением аппроксимационного подхода. При этом используется приближение наблюдаемого поля U теоретическим полем U^* , представленном в виде системы потенциальных функций [1, 10]. Данная система функций представляет собой совокупный аномальный эффект сеточного пространственного распределения элементарных тел, обладающих массами, определенными в результате минимизации функционала $F = \|U - U^*\|$. В 60-х годах XX в. рассматриваемый метод В.Н. Страхов назвал «истокообразной аппроксимацией» [3].

Исторически задача истокообразной аппроксимации восходит к основной задаче геодезической гравиметрии – определению фигуры Земли, ее постановка в сферических координатах [9] является первичной по отношению к решению в локальной декартовой системе координат [4], широко используемой в прикладной геофизике. Значительно реже рассматривается задача аппроксимации гравитационного поля при региональных исследованиях, в тех условиях, когда значительные размеры изучаемой территории не позволяют пренебречь кривизной земной поверхности. Среди отечественных работ по этой тематике можно назвать, в частности [6–8].

В.И. Ароновым теоретически доказана возможность представления потенциального поля U полем простого слоя U^* , расположенного всюду ниже поверхности измерений S , с произвольно заданной точностью $\max|U(P) - U^*(P)| \leq \varepsilon$, точка $P \in S$ [1]. При численной реализации метода истокообразной аппроксимации целесообразна замена простого слоя на эквивалентное сеточное распределение точечных масс, находящихся под точками наблюдений. Параметры аппроксимационной конструкции определяются путем решения системы линейных алгебраических уравнений (СЛАУ) с приближенно заданной правой частью:

$$\mathbf{Gm} = \mathbf{u}, \quad (1)$$

где \mathbf{G} – квадратная матрица значений гравитационных эффектов для точечного источника с единичной массой ($m = 1$), \mathbf{m} – вектор неизвестных значений аномальных масс, \mathbf{u} – вектор значений аномалий силы тяжести. Под гравитационным эффектом в данном случае подразумевается радиальная производная V_R гравитационного потенциала точечного источника, определенная в сферической системе координат $\Sigma \varphi, \lambda, r$:

$$V_R(R_0, \varphi_0, \lambda_0) = fm(R - r \cos \omega) / r_0^3, \quad (2)$$

где $f = 6,67 \times 10^{-11} \text{ м}^3 \cdot \text{кг}^{-1} \cdot \text{с}^{-2}$ – гравитационная постоянная, m – масса источника, $R_0, \varphi_0, \lambda_0$ – координаты точки измерений, r, φ, λ – координаты источника, $r_0 = \sqrt{R_0^2 + r^2 - 2R_0r \cos \omega}$, ω – угол при центре O земного шара между точкой измерений и источником: $\cos \omega = \cos \varphi_0 \cos \varphi + \sin \varphi_0 \sin \varphi \cos(\lambda_0 - \lambda)$. Источники располагаются на одинаковых относительных глубинах R^* под точками измерений (рис. 1).

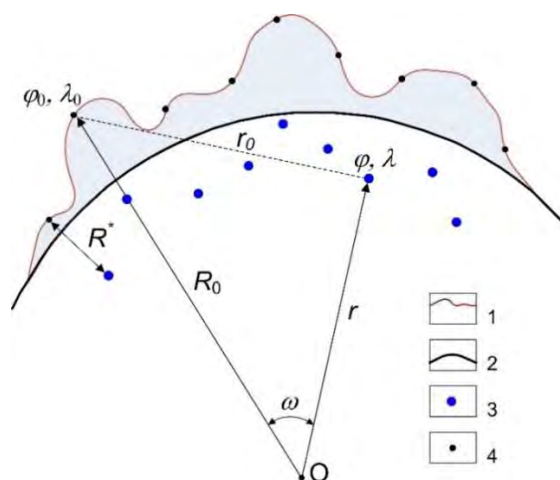


Рис. 1. Схема расположения эквивалентных источников при аппроксимации аномалий силы тяжести для сферической модели Земли

1 – земная поверхность; 2 – уровенная поверхность; 3 – точечные массы; 4 – гравиметрические пункты

Как известно, истинная фигура Земли является геоидом, который при картографических построениях аппроксимируется эллипсоидом вращения. Геодезические координаты относятся к общеземному эллипсоиду, размеры и форма которого определяются значениями большой полуоси и сжатия (для России – ПЗ-90.11). Соответственно, встает вопрос о погрешностях, возникающих при использовании сферической модели Земли для вычисления гравитационных эффектов эквивалентных источников по формуле (2).

Известно, что если решать навигационные задачи на поверхности сферы с радиусом $R = 6371,1$ км, отвечающей по объему референц-эллипсоиду Красовского, при замене геодезической широты B и долготы L сферическими координатами φ, λ , то погрешности вычисления расстояний не будут превышать 0,5 %, а углов – 0,4 %. В работе [11] на основе вычислительных экспериментов было установлено незначительное различие гравитационных эффектов на сферической и эллипсоидальной Земле, что позволило ее авторам сделать вывод о целесообразности использования шарообразной модели для решения большинства задач гравиметрии.

Более точный переход от геодезических координат к сферическим был предложен советским ученым В.В. Каврайским в 1934 г.:

$$\varphi = B - 8'39'' \sin 2B, \quad (3)$$

при $\lambda = L$ и радиусе Земли $R = 6372,9$ км. Использование сферы Каврайского позволяет снизить относительные погрешности в расстояниях до 0,08 %, в угловых величинах –

до 0,1 % [2]. Предварительное преобразование координат (3) используется при вычислении матрицы коэффициентов \mathbf{G} . Таким образом, происходит переход от географических координат к сферическим.

В алгоритме используется решение задачи аппроксимации для сферы Каврайского (квазиэллипсоидальной модели Земли). СЛАУ (1) решается итерационным методом Зейделя или релаксации с погрешностью $\|\mathbf{G}\mathbf{m} - \mathbf{u}\| \cong \delta$, где δ – параметр, сопоставимый с точностью гравиметрической съемки. Хорошее качество аппроксимации аномалий силы тяжести и высокую скорость сходимости итерационного процесса обеспечивает соблюдение условия:

$$1 \leq R^* / \Delta r \leq 1.5, \quad (4)$$

где R^* – удаление точечной массы от поверхности наблюдений по нормали вниз, Δr – расстояние между точками измерений.

Алгоритм был реализован в виде программы APPROX_SF, написанной с использованием объектно-ориентированного языка программирования Delphi. При итерационном решении СЛАУ необходимо задать требуемое количество итераций и требуемую точность решения в евклидовой метрике $F2$. На поверхности наблюдений или на поверхности сферы Каврайского заданного радиуса $R > 6372,9$ км с использованием подобранных значений масс m могут быть восстановлены гравитационный потенциал V , его 1-я V_R или 2-я V_{RR} радиальные производные.

Рассмотрим результаты применения этой программы для трансформации гравитационного поля западной части Сибирской платформы. Размер территории, ограниченной географическими координатами 52° – 72° с. ш., 84° – 108° в. д. составляет около 2,5 млн км². Территория включает в себя 20 листов топографической карты 1 : 1 000 000 масштаба (рис. 2). Цифровые данные представляют собой файлы в формате ASCII GRID с размером 201 строка, 241 столбец. Шаг сети $0,1^\circ$, т. е. расстояния между точками по меридиану $\Delta\varphi$ примерно 11 130 м, по параллели – $\Delta\lambda = 6836$ м (по южной рамке площади) и $\Delta\lambda = 3440$ м (по северной рамке площади). Амплитуда аномалий силы тяжести изменяется от 190 мГал до 128 мГал, максимальная высотная отметка рельефа достигает 2381 м.

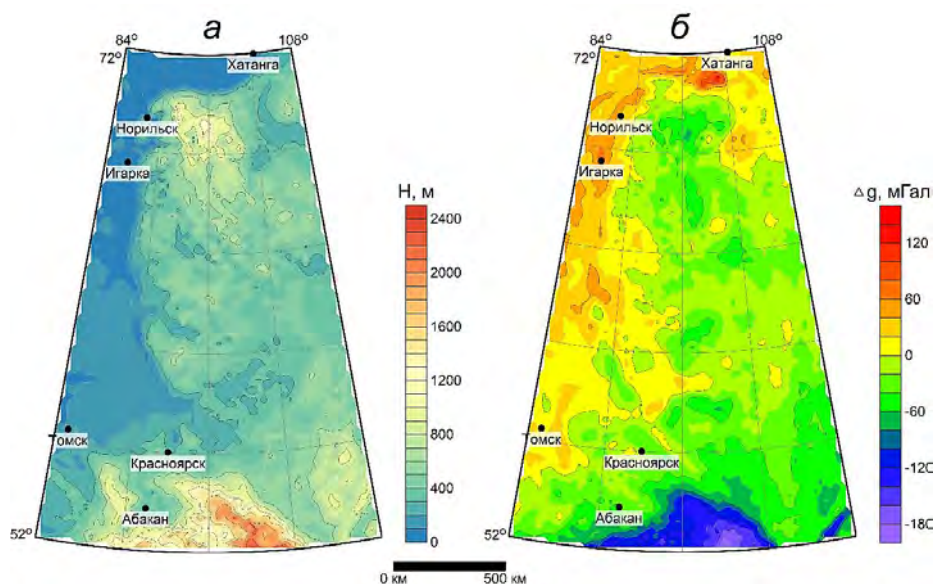


Рис. 2. Исходные данные: а – карта изогипс рельефа земной поверхности; б – карта изоаномал силы тяжести в редукции Буге

С учетом уменьшающего в северном направлении шага сети задания поля $\Delta\lambda$ была выбрана глубина точечных масс $R^* = 4$ км. Условием завершения процесса подбора масс эквивалентных источников являлось выполнение неравенства $F2 \leq 0,1$ мГал. Информация о решении СЛАУ содержится в таблице.

**Характеристика итерационных процессов решения СЛАУ разными методами.
Глубина источников 4 км**

Метод решения СЛАУ	Число итераций	Точность δ , мГал		Время решения, мин:сек
		$F2$	FM	
Зейделя	8	0.045	0.379	39:39
релаксации	7	0.044	0.828	33:48

После построения аналитической модели аномалий силы тяжести западной части Сибирской платформы для вычисления трансформант могут применяться различные линейные операторы G^* , например для пересчета поля в верхнее полупространство на нормальную высоту H (рис. 3) достаточно провести замену R_0 на $R_0 + H$ в выражении (2). Пересчет гравитационного поля V_R на фрагмент внешней, по отношению к Земле, сферической поверхности с радиусом $R' = R_0 + H$, в данном случае соответствует приведению поля V_Z на горизонтальную плоскость $z = const$ для плоской Земли. Подавление эффекта разновысотности гравиметрических пунктов обеспечивает заметно более регулярный характер поля V_R на высоте 3 км (рис. 3, а), чем на земной поверхности (рис. 2, б). Разность этих полей лежит в диапазоне от $-59,42$ мГал до $72,54$ мГал, а среднеквадратическое отклонение амплитуд составляет $9,12$ мГал.

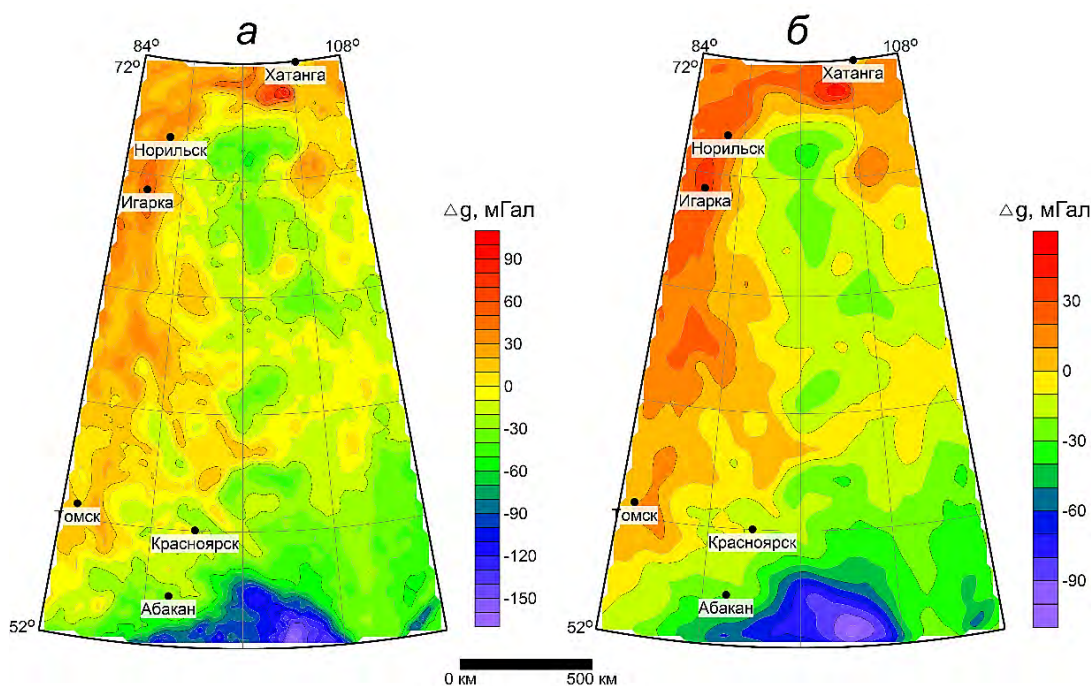


Рис. 3. Карты изоаномал силы тяжести V_R в верхнем полупространстве: $H = 3$ км (а), $H = 25$ км (б)

Учет сферообразной формы Земли особенно важен для преобразования гравитационного поля больших территорий (по мнению В.Н Страхова – с размерами в поперечнике более 100 км). По предварительным оценкам авторов различия в результатах пересчета аномалий силы тяжести на высоту при использовании плоской и сферической моделей Земли достигают $\sim 20\%$. Более точный учет формы нашей планеты – сфера Каврайского, позволяет уточнить результаты не более, чем на $0,5\%$.

Представленный прототип компьютерной технологии трансформации аномалий силы тяжести при региональных исследованиях будет совершенствоваться. В дальнейшем целесообразно отказаться от постоянной глубины размещения эквивалентных источников $R^* = const$. Лучшую сходимость итерационных методов решения СЛАУ могут обеспечить значения $R^* = f(\varphi)$, где $f(\varphi)$ – монотонно убывающая с ростом широты φ функция. Точность

вычисления трансформант может повысить усложнение геометрии аппроксимационной конструкции [5].

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ 19-05-00654-А.

1. Аронов В.И. О редуцировании аномалий силы тяжести в горной области // Геофизическая разведка. 1963. Вып. 14. С. 80–91.
2. Белкин А.М., Миронов Н.Ф., Рублев Ю.И., Сарайский Ю.Н. Воздушная навигация: справочник. – М.: Транспорт, 1988. 303 с.
3. Гордин В.М., Тихоцкий С.А. Истокообразные аппроксимации гравитационных и магнитных полей: история вопроса // Геофизика и математика: Сборник материалов 1-й Всероссийской конференции. – М.: ОИФЗ РАН, 1999. С. 55–57.
4. Долгаль А.С., Костицын В.И., Новикова П.Н., Пугин А.В. Алгоритмы аппроксимации геопотенциальных полей истокообразными функциями // Геофизика. 2016. № 5. С. 4–10.
5. Долгаль А.С., Костицын В.И., Новикова П.Н., Пугин А.В., Рашидов В.А., Христенко Л.А. Практическое применение истокообразной аппроксимации геолого-геофизических данных // Геофизика. 2017. № 5. С. 29–37.
6. Раевский Д.Н., Степанова И.Э. Модифицированный метод S-аппроксимаций. Региональный вариант // Физика Земли. 2015. № 2. С. 44–54.
7. Степанова И.Э., Раевский Д.Н., Щепитилов А.В. Об интерпретации больших объемов данных гравимагниторазведки с помощью модифицированного метода S-аппроксимаций // Физика Земли. 2017. № 1. С. 123–137.
8. Страхов В.Н., Степанова И.Э. Метод S-аппроксимаций и его использование при решении задач гравиметрии (региональный вариант) // Физика Земли. 2002. № 7. С. 3–12.
9. Bjerhammar A. Theory of a new geoid // Bull. Geodesique 92. 1969. P. 173–203.
10. Dampney C.N.G. The equivalent source technique // Geophysics. 1969. Vol. 34. № 1. P. 39–53.
11. Jonson L.R., Litehiser J.A. A method for computing the gravitational attraction of three-dimensional bodies in a spherical or ellipsoidal Earth // J. Geophys. Res. 1972. Vol. 77. P. 6999–7009.

ПРОГРАММА ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПАРАМЕТРОВ ИСТОЧНИКА ГРАВИТАЦИОННОЙ АНОМАЛИИ МЕТОДОМ СТАТИСТИЧЕСКИХ ИСПЫТАНИЙ – ИНСТРУМЕНТ ОБУЧЕНИЯ СТУДЕНТОВ-ГЕОФИЗИКОВ

А.С. Долгаль¹, Р.Н. Петросян²

1 – Горный институт УрО РАН, г. Пермь

2 – ООО «Противокаровая и береговая защита», г. Пермь, dolgal@mi-perm.ru

В докладе представлен алгоритм решения нелинейной обратной задачи гравиразведки для моногеничной аномалии, обусловленной 2D-призмой, основанный на методе статистических испытаний (Монте-Карло). Алгоритм специально разработан с целью обучения студентов, очень прост, интуитивно понятен и реализован в программе `PODBOR_ST`. Лабораторные работы, выполняющиеся студентами на протяжении нескольких лет с использованием программы `PODBOR_ST`, позволяют познакомиться с методикой имитационного моделирования и на практике закрепить основные понятия из области теории решения некорректных задач математической физики. Важной особенностью программы, как средства обучения, является уникальный характер каждого вычислительного цикла, позволяющий судить о самостоятельном получении имеющихся результатов расчета.

Обратная задача геофизики состоит в формировании модели геологической среды по результатам измерений геофизического поля при условии, что известен оператор прямого преобразования модели среды в соответствующие характеристики поля [11]. Согласно Е.Г. Булаху [3], эта задача состоит в том, чтобы по заданным значениям компонент вектора поля $\mathbf{V} = \{v_1, v_2, \dots, v_n\}$ определить вектор параметров геоплотностных неоднородностей

изучаемого разреза (объема) среды $\mathbf{P} = \{p_1, p_2, \dots, p_n\}$ и в операторной форме может быть записана так: $\mathbf{P} = L^{-1}(\mathbf{V})$.

В общем случае приведенное выше уравнение, использующее нелинейный обратный оператор L^{-1} , не всегда имеет решение и требует привлечения дополнительных сведений, обеспечивающих устойчивость вычислительного процесса и геологическую содержательность результатов. В сложных физико-геологических условиях для решения обратной задачи гравиразведки применяют метод подбора. Суть этого метода состоит в переборе последовательно уточняющихся геоплотностных моделей, с вычислением гравитационного эффекта от этих моделей с помощью решения прямой задачи и сопоставлении полученных значений модельного поля $\Delta g_{\text{мод}}$ с наблюдаемым полем $\Delta g_{\text{наб}}$. Необходимым условием завершения уточнения параметров модели является достижение высокой степени совпадения полей $\|\Delta g_{\text{наб}} - \Delta g_{\text{мод}}\| \leq \varepsilon$, где $\varepsilon > 0$ – достаточно малая величина, соизмеримая с точностью определения аномалий Буге для использующейся гравиметрической съемки.

Решение обратной задачи реализуется в двух вариантах: неформализованный подбор, когда корректировка параметров модели выполняется вручную, на основании интуиции и опыта интерпретатора и автоматизированный подбор, основанный на решении задачи многомерной оптимизации с ограничениями на вектор переменных \mathbf{P} [10]. Также для этой цели могут использоваться методы случайного поиска (Монте-Карло), в частности – алгоритм с непрерывным самообучением, описанный в работе [8].

Метод Монте-Карло был предложен Станиславом Марцином Уламом (Stanisław Marcin Ulam) и Джоном фон Нейманом (John von Neumann) в 1949 г. для моделирования нейтронной диффузии в процессе работы в Лос-Аламосе по «Проекту Манхэттен» («Manhattan Project»), реализующим программу США по разработке ядерного оружия [7]. Суть метода заключается в описании случайного процесса математической моделью, допускающей выполнение большого объема вычислений с различными входными данными, полученными путем генерации случайных чисел, с целью определения статистических характеристик рассматриваемого процесса [12]. Прямое моделирование методом Монте-Карло какого-либо физического процесса подразумевает моделирование поведения отдельных элементарных частей физической системы [4].

В данном случае при решении 2D-обратной задачи гравиразведки для одиночного изолированного аномалиеобразующего объекта, расположенного в однородной среде и обладающего эффективной плотностью σ , в роли элементарных частей системы выступают прямоугольные координаты x, z его угловых точек. В алгоритме используются три класса тел: горизонтальные прямоугольные призмы, наклонные пласты (параллелограммы), горизонтальные четырехугольные призмы с произвольным сечением. Согласно теореме Новикова, решение обратной задачи гравиразведки для звездных тел с известной постоянной плотностью является единственным [2].

Во всех случаях вектор параметров модели имеет размерность $m = 8$ и выглядит одинаково: $\mathbf{P} = \{x_1, z_1, x_2, z_2, x_3, z_3, x_4, z_4\}$. Интерпретатором задается начальное приближение – вектор \mathbf{P}_0 , затем выполняется внешний цикл, состоящий из K итераций, результатом которого является последовательность векторов $\mathbf{P}_1, \mathbf{P}_2, \dots, \mathbf{P}_K$, обеспечивающих уменьшение невязки наблюдаемого и модельного полей в евклидовой метрике $F2 = \sum_1^N (\Delta g_{\text{наб}} - \Delta g_{\text{мод}})^2 / N$, где N – число точек измерений поля. Степень близости полей также контролируется в метрике Чебышева $FM = \max |\Delta g_{\text{наб}} - \Delta g_{\text{мод}}|$, характеризующей максимальное по модулю различие амплитуды полей в точке наблюдений. Необходимым условием внешнего цикла вычислений является выполнение неравенства $F2^{k+1} \leq F2^k$, где $k = \overline{1, K}$ – номер итерации. Рекомендуемое число итераций K составляет 20–50.

В пределах внутреннего цикла (отдельной итерации) генерируется M случайных векторов \mathbf{P} , при этом выполняется следующая последовательность операций:

– определяются минимальные и максимальные значения координат угловых точек уже имеющегося аномалиеобразующего объекта $x^{\min}, z^{\min}, x^{\max}, z^{\max}$ (первоначально используется вектор \mathbf{P}_0);

– по имеющимся значениям x^{min} , z^{min} , x^{max} , z^{max} вычисляются координаты $(x_{ц}, z_{ц})$ центра прямоугольника, описанного вокруг этого объекта. Размеры этого прямоугольника являются ограничениями при дальнейшем построении пробных тел (рис. 1);

– вычисляются новые координаты угловых точек для горизонтальной четырехугольной призмы с использованием восьми псевдослучайных чисел τ , равномерно распределенных внутри интервала $[0, 1]$: $x = x_{ц} \pm \tau(x^{max} - x^{min})$, $z = z_{ц} \pm \tau(z^{max} - z^{min})$. Для прямоугольной призмы достаточно случайным образом определить координаты верхней левой и нижней правой угловых точек, используя только четыре числа τ , т. к. $x_1 = x_2$, $x_3 = x_4$, $z_1 = z_4$, $z_2 = z_3$. Расчет горизонтальной и вертикальной мощности, а также угла падения наклонного пласта требует пяти псевдослучайных чисел τ , т. к. в этом случае $z_1 = z_4$, $z_2 = z_3$, $x_4 - x_1 = x_3 - x_2$;

– выполняется решение прямой задачи гравirazведки для нового аномалиеобразующего тела по формулам Е.Г. Булаха [3] и вычисление невязки $F2^k$;

– в случае, если полученная невязка полей $F^k < F^{k-1}$, где k – номер текущей итерации, выполняется выход из внутреннего цикла. При $F^k \geq F^{k-1}$ осуществляется переход к началу цикла. Число M (количество пробных тел) задается пользователем и обычно составляет от 10^2 до 10^5 .

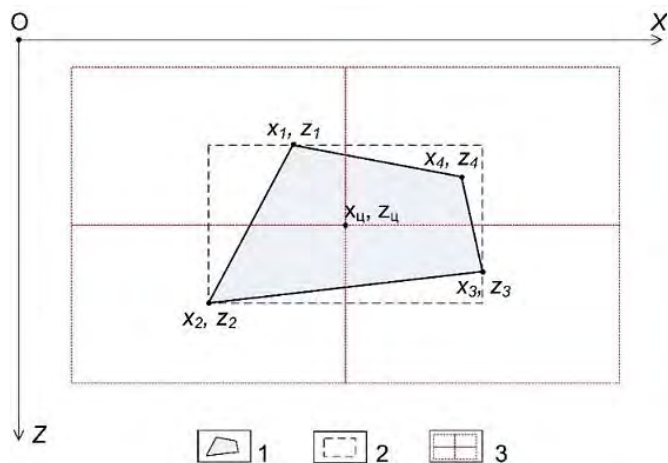


Рис. 1. Схема, поясняющая алгоритм решения обратной задачи гравirazведки в классе 2D-горизонтальных четырехугольных призм

1 – аномалиеобразующий объект; 2 – описанный прямоугольник; 3 – четыре подобласти, в пределах которых определяется местоположение угловых точек нового объекта

Следует добавить, что данный алгоритм во многом базируется на положениях интерактивного динамического моделирования двумерных плотностных и магнитоактивных разрезов INTERACT [5]. Его прообразом является ранее предложенная более сложная вычислительная схема [6], впервые использующая построение функции локализации.

Алгоритм был реализован в виде программы `PODBOR_ST`, написанной с использованием объектно-ориентированного языка программирования Delphi. Алгоритм не требует «хорошего» начального приближения и характеризуется высоким быстродействием: при $N = 26$, $K = 25$, $M = 10\,000$ время решения задача на компьютере с процессором Intel(R) Core(TM) i7-4710HQ с тактовой частотой 2,50 GHz составляет около 3 с.

Известно, что имитационное моделирование является основным инструментом тестирования компьютерных технологий решения обратных задач геофизики [9]. Оно лежит в основе лабораторных работ для студентов по теме «Обратные задачи гравirazведки». Путем решения прямой задачи гравirazведки (программа PGM, автор – А.С. Долгаль) определим гравитационных эффект 2D-горизонтальной четырехугольной призмы с эффективной плотностью 0,3 г/куб. см на профиле длиной 25 км, с шагом между точками 1 км. Значения амплитуды поля $\Delta g_{наб}$ изменяются от 0,39 до 11,17 мГал (рис. 2).

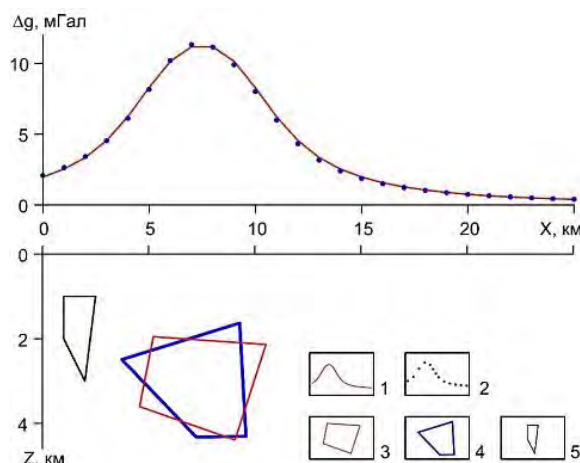


Рис. 2. Решение обратной задачи в классе четырехугольных призм произвольного сечения

1 – наблюдаемое поле; 2 – модельное поле; 3 – возмущающий объект; 4 – подобранная модель источника; 5 – начальное приближение

Решение обратной задачи программой `PODBOR_ST` проведено с использованием весьма «плохого» начального приближения (резко отличающегося по форме, размерам и местоположению от истинного источника аномалии) в классе четырехугольных призм произвольного сечения. После выполнения 25 итераций при числе случайных векторов $M = 25\,000$ построена модель источника, перекрывающая более 80 % площади сечения истинного тела (рис. 3). Достигнута высокая степень совпадения наблюдаемого и модельного полей: $F2 = 0,05$, $FM = 0,15$ мГал.

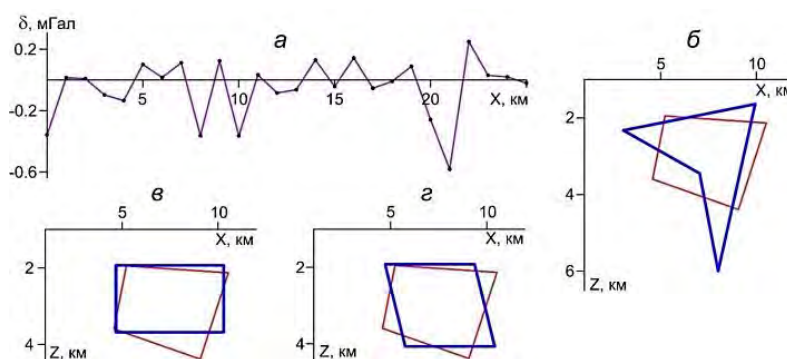


Рис. 3. График случайной помехи (а) и результаты решения обратной задачи по осложненному помехой полю в классах: четырехугольных призм (б); прямоугольных призм (в); наклонных пластов (г)

Усл. обозн. на рис. 2

Для оценки помехоустойчивости алгоритма были получены три новых решения обратной задачи по осложненному нормально распределенной помехой δ полю. Полученные результаты свидетельствуют о достаточно высоких возможностях работы алгоритма в условиях случайных помех (рис. 3). Все построенные модели могут использоваться для локализации возмущающего объекта, значения невязки наблюдаемого и модельного полей соизмеримы с уровнем наложенной помехи δ : значения $F2$ лежат в диапазоне 0,20–0,24 мГал.

Традиционно оценка качества количественной интерпретации в гравirazведке базируется на оценке степени перекрытия вертикальных сечений (для 2D-обратной задачи) или объемов (для 3D-обратной задачи) модельного S^* и истинного S аномалиеобразующих объектов: $\|S^* - S\|$. Модельный объект S^* в данном случае представляет собой один элемент из множества Q допустимых решений обратной задачи, удовлетворяющих априорной информации и обеспечивающих выполнение условия $F2 \leq \varepsilon$, где ε – малая величина, сопоставимая с точностью исходных гравиметрических материалов. Однако существуют непосредственные оценки истинного решения обратной задачи, не связанные с одним из допустимых вариантов интерпретации – гарантированный подход [1].

Для обратной задачи гравirazведки рудного типа к этому типу оценок можно отнести минимальную и максимальную области геологического пространства D_1 и D_2 , обеспечивающие неулучшаемые включения: $D_2 \subset S \subset D_1$. Множество «пересечения решений» обратной задачи D_2 будет давать фрагмент, гарантировано принадлежащий возмущающему объекту S , а множество «объединения решений» позволяет оконтурить область пространства D_1 , в котором может содержаться искомый объект. За пределами области D_1 этот объект отсутствует.

Предложенный алгоритм позволяет осуществлять построение множества Q различными способами: использованием различных начальных приближений (векторов \mathbf{P}_0); генерацией разных последовательностей случайных чисел $\{\tau_n\}$; изменением модельного класса тел (рис. 4). Следует добавить, что для более достоверной локализации областей D_1 и D_2 требуется синтез значительно большего числа решений обратной задачи ($O(10^3)$), что может быть реализовано на современных компьютерах без существенных затрат времени.

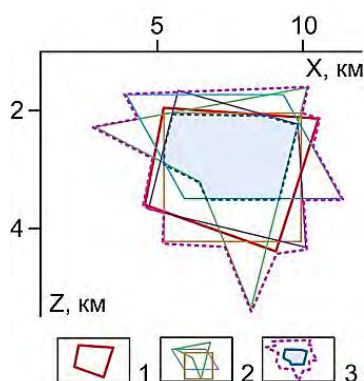


Рис. 4. Применение гарантированного подхода: синтез 4-х допустимых решений обратной задачи ($F_2 \leq 0,1$ мГал), полученных программой PODBOR_ST

1 – возмущающий объект; 2 – подобранные модели источников, 3 – области D_1 и D_2

Программа PODBOR_ST позволяет осуществлять решение ряда практических задач и может эксплуатироваться в производственных организациях. Метод статистических испытаний является эффективным инструментом построения конечных множеств допустимых решений обратной задачи рудного типа с целью последующего применения детерминированных (гарантированный подход) и статистических (аддитивные технологии) способов количественной интерпретации [1].

1. Балк П.И., Долгаль А.С. Аддитивные технологии решения обратных задач гравirazведки и магниторазведки. – М.: Научный мир, 2020. 455 с.

2. Блох Ю.И. Интерпретация гравитационных и магнитных аномалий. 2009. 232 с. <http://sigma3d.com/index.php/publications/books> (Дата обращения: 12.11.2021 г.)

3. Булах Е.Г. Прямые и обратные задачи гравиметрии и магнитометрии. – Киев: Наук. думка, 2010. 464 с.

4. Бусленко Н.П., Шрейдер Ю.А. Метод статистических испытаний (Монте-Карло) и его реализация на цифровых вычислительных машинах. – М.: Государственное издательство физико-математической литературы, 1961. 226 с.

5. Гольцман Ф.М., Калинина Т.Б. Интерактивная интерпретация гравитационных и магнитных полей в условиях априорной неопределенности // Известия АН СССР. Физика Земли. 1991. № 12. С. 84–93.

6. Долгаль А.С., Шархимуллин А.Ф. Повышение точности интерпретации моногеничных гравитационных аномалий // Геоинформатика. 2011. № 4. С. 49–56.

7. Каханер Д., Моулер К., Нэш С. Численные методы и программное обеспечение. – М.: Мир, 2001. 575 с.

8. Старостенко В.И. Устойчивые численные методы в задачах гравиметрии. – Киев: Наук. думка, 1978. 227 с.

9. Страхов В.Н. Новое в геофизике и геоинформатике. – М.: ИФЗ РАН, 2005. 133 с.

10. Ягола А.Г., Ван Янфей, Степанова И.Э., Титаренко В.И. Обратные задачи и методы их решения. Приложения к геофизике. 2014. 216 с.

11. Яновская Т.В., Порохова Л. Н. Обратные задачи геофизики: Учеб. пособие. 2-е изд., доп. и перераб. СПб.: Изд-во С.-Петерб. ун-та, 2004. 214 с.

12. Robert C.P., Casella G. Monte Carlo Statistical Methods. 2nd edition, Springer, 2004. 683 p.

ПОИСКИ ЗОЛОТА С ПОМОЩЬЮ КОМПЛЕКСНЫХ БЕСПИЛОТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Е.Ю. Ермолин¹, Н.П. Сенчина², Д.А. Мелешкина², Д.О. Погосян²



1 – ООО «ДЖИ М Сервис», г. Санкт-Петербург

2 – Санкт-Петербургский горный университет, г. Санкт-Петербург, *ermolin_stud@list.ru*

Поисково-разведочные работы в настоящее время активно ведутся в труднодоступных районах, где сложны природно-ландшафтные условия и не развита инфраструктура. Курумы, заболоченность, заросли стланика, значительные уклоны рельефа затрудняют, замедляют и удорожают пешеходную съемку. Удаленность участков поисков от аэропортов осложняет работы в аэроварианте с пилотируемыми воздушными судами, а сильнопересеченный рельеф заставляет увеличивать высоту полетов, что не обеспечивает решение задач крупномасштабного картирования. В связи с этим, беспилотные технологии активно внедряются в практику проведения геофизических работ.

Широко распространенной практикой является реализация магниторазведочных работ на беспилотных воздушных судах (БВС), гамма-спектрометрия в таком варианте реализуется на текущий момент достаточно редко. Комплекс указанных методов позволяет решать задачи поисков перспективных на золотое оруденение участков, и реализован в республике Саха.

Характеристики применяемого комплекса

Магнитометрия	Гамма-спектрометрия
	
Геоскан 401 Геофизика	Геоскан 401 Гамма
Аэромагнитный комплекс создан на базе беспилотного летательного аппарата и квантового магнитометра с рубидиевым магниточувствительным датчиком, позволяет измерять модуль вектора индукции магнитного поля	Беспилотный комплекс разработан для выполнения гамма-спектрометрической съемки и построения на ее основе карт содержания калия, урана и тория, и мощности экспозиционной дозы гамма-излучения
Детектор: квантовый магнитометр Geoscan GeoShark	Детектор: монокристаллический сцинтиллятор NaI (Tl), цилиндр, 76 × 76 мм (0,34 л)
Чувствительность 1 пТл/√Гц	Энергетическое разрешение: около 7,5 %
Общая девиационная ошибка < 0,3 нТл	
Задачи: картирование геологических комплексов с различными магнитными свойствами, выделение разрывных нарушений, зон флюидной проработки пород	Задачи: изучение зон первичной и вторичной радиогеохимической зональности, выделение рудных зон по радиоактивным элементам-индикаторам

Постановка геологической задачи

Территория изучаемого рудного поля относится к центральной зоне Южно-Верхоянского синклиория. В её строении участвуют осадочные породы Верхоянского терригенного комплекса от нижней перми до нижнего триаса включительно. Разрез осадочных отложений мощностью более 4500 м представлен толшей переслаивания алевролитов, песчанников и глинистых песчанников.

Площадь работ представляет собой высокогорье с резко выраженными интенсивно расчлененными альпинотипными формами рельефа, характеризующимися крутыми скалистыми склонами, узкими гребневидными водоразделами, каньонообразными речными долинами. Участками здесь сохранились ледниковые формы. Рудные тела, содержащие золото, представлены жилами, зонами дробления, линейными и пластовыми штокверками и связаны с внедрением интрузии кислого состава и влиянием золотоносных растворов.

Структурно-тектонический контроль оруденения связан с активным внедрением массива и образованием пологой антиклинальной складки во вмещающих породах. Уровень эрозионного среза является одним из факторов, определяющих наличие и сохранность рудных тел. Литологический контроль оруденения проявился в строгой приуроченности штокверкового окварцевания и золоторудной минерализации к пластам песчаников, залегающих среди алевролитов, где была интенсивная фильтрация рудоносных растворов. Минералогический контроль оруденения выразился в тесной связи золота с минералами висмута, теллура. Основными геологическими поисковыми признаками золоторудных тел является наличие окварцованных пластов песчаников, минералов висмута и теллура в кварцевых жилах, причем все эти признаки должны проявиться в поле роговиков. Признаки в физических полях – отрицательные аномалии магнитного поля, близость к тектоническим нарушениям, проявляющимся в магнитном поле как линейные аномалии, градиентные области или линии смены характера поля, зоны обогащения ураном и калием по гамма-спектрометрии. Полевые работы выполняла ГК «Геоскан», обработку данных выполнил ООО «ДЖИ М Сервис».

Анализ результатов магнитометрии

Значения аномального магнитного поля на участке работ меняются в диапазоне от -300 до $+500$ нТл на основной части участка значения лежат в диапазоне от -250 до $+100$ нТл. Характер аномального магнитного поля на участке разнообразный: хорошо выделяется зона слабоконтрастных аномалий, расположенная севернее центра участка и связанная с интрузией адамеллитов (биотит-роговообманковых гранитов) (рис. 1, слева). Насыщена резкоконтрастными аномалиями различной протяженности контактовая зона интрузии, по геологическим признакам устойчиво связанная с золотоносным оруденением.

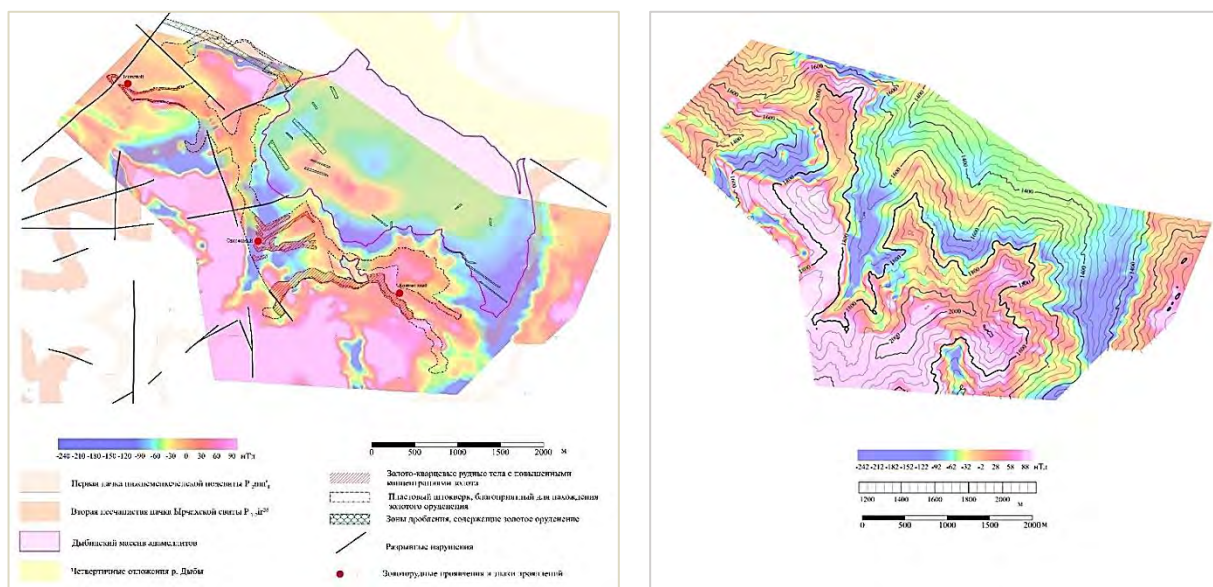


Рис. 1. Сопоставление карты аномального магнитного поля с особенностями геологического строения, имеющими наибольшее значение для прогноза золотого оруденения (слева), и сопоставление карты аномального магнитного поля с изолиниями рельефа (справа)

На карте аномального магнитного поля проявляются преимущественно только крупные структуры. Сама интрузия осложнена слабоамплитудными обширными аномалиями магнитного поля, которые, вероятно, стоит связать с геометрией нижнего контакта интрузии и глубиной его эрозионного среза. По зонам отрицательных аномалий, располагающихся

вблизи интрузии, можно выделить области вероятной флюидной проработки осадочных пород. Наиболее явно такая закономерность прослеживается вблизи одного из известных рудопроявлений. Основная площадь участка сложена осадочными породами различной степени изменённости под действием внедрения интрузии. Аномалии магнитного поля связаны как с изменениями в литологическом составе слоев осадочных пород, так и с воздействием интрузии, окварцеванием, сопутствующим преобразованием минералов железа. Так, среди пород осадочного чехла наблюдаются окисленные железистые карбонаты; глинистые и алевролитовые пачки, содержащие конкреции марказита. Марказит, так же, как и пирит, является диамагнетиком, однако под воздействием растворов, меняющих окислительно-восстановительные условия среды, при участии марказита могут формироваться ферромагнитные минералы.

В аномальном магнитном поле также прослеживается высокая корреляция с рельефом, разрезающим породы различного литологического состава с разными магнитными свойствами. Обращает на себя внимание высокая корреляция аномалий магнитного поля, в частности, с изолинией 1800 м. В центральной части участка это объясняется тем, что примерно по данной изолинии некоторые из слоев пород, участвующих в формировании аномалии магнитного поля, выходят к поверхности. На рис. 1 (справа) на карту аномального магнитного поля вынесены изолинии рельефа, которые хорошо выражены в магнитном поле, однако, не связаны напрямую с прогнозом золотого оруденения, как важный нецелевой фактор распределения магнитных аномалий. Данная информация должна помочь в интерпретации и понимании связи аномалий магнитного поля с изменчивостью геологического строения участка.

Анализ результатов гамма-спектрометрии

На участке выполнена гамма-спектрометрия, позволившая выделить зоны повышенных концентраций урана, тория и калия. Ввиду малого объема датчика, скорость счета гамма-квантов невысока и для интерпретации применены отфильтрованные данные, показанные на рис. 2 (а также интегральный канал спектрометра). Обращает на себя внимание повышенная радиоактивность интрузии, связанная с повышенным содержанием тория. По априорным данным известно, что золоторудная минерализация часто связана с зонами повышенных содержаний калия и урана. В данном случае наилучшая связь зон известного оруденения наблюдается с картой распределения калия. По аномалиям концентрации урана, потенциально, можно картировать активные глубинные разломы, однако в данном случае это не представляется вполне достоверным, хотя и прослеживаются слабые линейные аномалии С-З простирания.

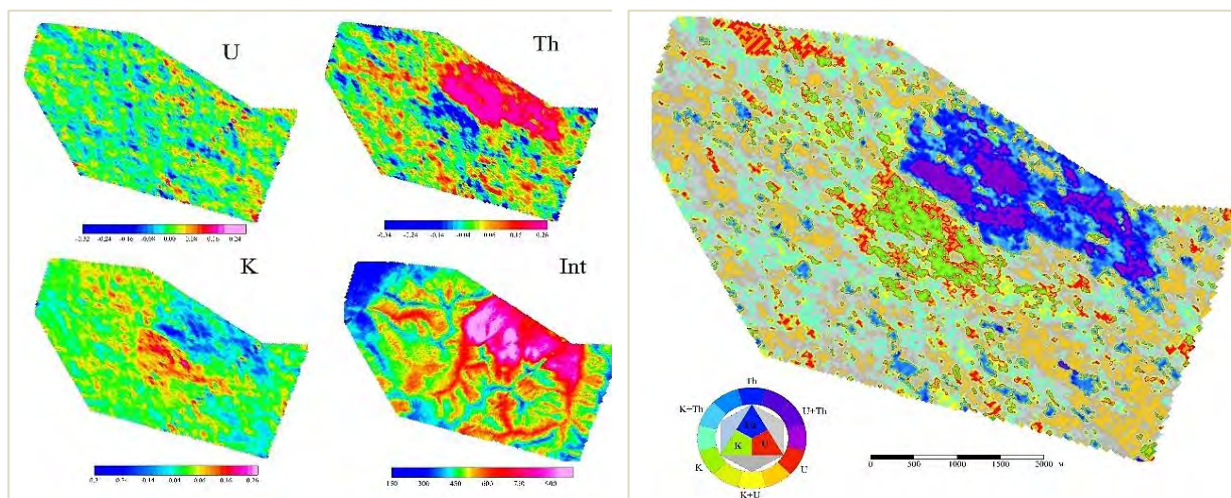


Рис. 2. Слева – карты распределения урана, тория, калия и общей радиоактивности (в усл. ед), справа – классификация результатов гамма-спектрометрии (классификация по содержаниям урана, тория, калия)

Для выделения перспективных зон по комплексным данным концентраций различных радиоактивных элементов, была выполнена классификация данных гамма-спектрометрии. Карта классов показана на рис. 2 (справа). Обширная зона, покрашенная в оттенки синего, соответствуют зоне выхода к поверхности интрузии, обогащенной торием. Интрузия неоднородна, выделяются, вероятно, зоны дробления. Оттенки зеленого показывают зоны наибольших концентраций калия при малых концентрациях урана и тория – это зоны наибольших перспектив площади, так как говорят об ороговикании пород под действием интрузии. Относительно интересными можно считать зону урановой и уран-калиевой специализации, прилегающие к зонам обогащения калием. Наиболее достоверными являются широкие аномалии, подсекаемые на нескольких профилях, однако на участке есть цепочки мелких аномалий, которые ввиду их закономерного расположения также принимались во внимание.

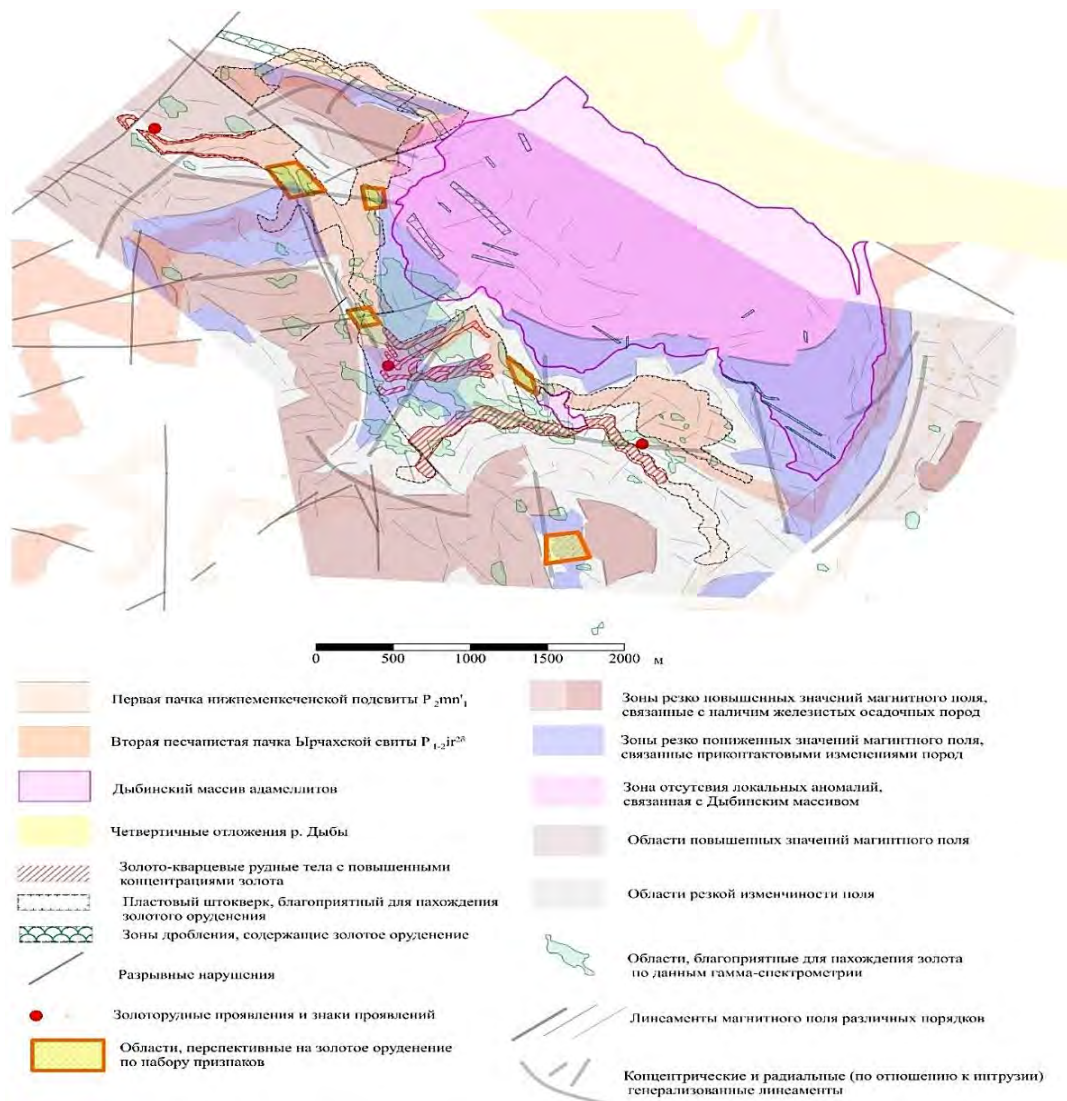


Рис. 3. Сводная структурная схема участка, признаки оруденения и перспективные области

Комплексная интерпретация

На сводной структурной схеме отражены наиболее важные для прогноза золотого оруденения признаки – блоки, разрывные нарушения, трассируемые по данным геологического картирования и магниторазведки, линеаменты, зоны распространения пластового штокерка, известных рудопроявлений, области обогащения калием. Наилучшая комбинация признаков отмечается в пределах четырех локальных зон в пределах штокерка. Представляет интерес также рассмотрение зоны вне закартированного пластового штокерка (по прочим признакам зона также интересна) – на юге участка (рис. 3).

Заключение

Комплекс магниторазведка – гамма-спектрометрия показал работоспособность в условиях поисков золотого оруденения в Якутии (респ. Саха). С использованием беспилотного летательного аппарата за 5 рабочих дней магнитной съемкой была закрыта площадь 13,9 км², а аэрогамма-спектрометрической съемкой – 22,44 км². По результатам обработки построены карты аномального магнитного поля и их трансформаций. По результатам гамма-спектрометрии построены распределения элементов. В результате комплексной интерпретации данных выполнен прогноз и предложены участки для дальнейших детальных геологоразведочных работ.

АНАЛИЗ ДАННЫХ МНОГОУРОВНЕВОЙ МАГНИТОРАЗВЕДКИ

Е.Ю. Ермолин¹, Н.П. Сенчина², Д.А. Келарев², К.Ф. Атаджанова²

1 – ООО «ДЖИ М Сервис», г. Санкт-Петербург

2 – Санкт-Петербургский горный университет, г. Санкт-Петербург, *ermolin_stud@list.ru*

Магнитные измерения все чаще выполняются с помощью беспилотных воздушных судов, что является следствием высокой производительности такого способа съемки, применимостью для решения задач крупномасштабного картирования, удобством развертывания комплекса. Еще одним преимуществом считается возможность многоуровневых измерений, но применимость и польза таких измерений еще недостаточно проработана и остается дискуссионной.

Так, с одной стороны, пересчет потенциального поля вверх является однозначной процедурой, что делает дополнительные измерения на высотах, кроме самой низкой, нецелесообразными. С другой стороны, даже для синтетических моделей результат пересчета вниз и моделирования измерения на иных высотах дает отличающийся, хоть и незначительно, результат, что объясняется несовершенством процедур пересчета (например, использование быстрого преобразования Фурье) и наличием краевых эффектов – неучетом аномалий от тел, расположенных вне участка съемки на низкой высоте, но сопоставимо влияющих на более высоких уровнях. Также, магнитное поле не является в чистом виде потенциальным. Возможна и чисто техническая проблема – ошибочное измерение на низкой высоте даст погрешность и при пересчете вверх, что может быть значимо для интерпретации. Измерение на высотах выше в таком случае будет более достоверным. Однако неизбежна и некоторая ошибка привязки точек измерения по уровню и по латеральным координатам, что приведет к рассогласованию данных. Представленная работа выполнена с целью приблизиться к ответу на вопрос применимости многоуровневой магнитометрии.

На участке, расположенном в Хабаровском крае, выполнены измерения магнитного поля с помощью высокоточного квантового магнитометра Geoscan Geoshark, входящего в Геоскан 401 Геофизика. Измерения выполнены на высотах 3, 6, 12 и 24 м. Частота регистрации магнитного поля составляет 1000 Гц. На выносной буксируемой штанге вместе с магнитометром установлен одночастотный GPS приемник с частотой записи данных позиционирования 10 Гц. Антенна GPS приемника закреплена на штанге на расстоянии около 1 м относительно датчика магнитометра. Данные магнитометра и позиционирование синхронизируются по времени GPS. Погрешность плановой привязки составляет не более 1 м и определяется количеством спутников в момент проведения измерений. Характеристика погрешности – среднеквадратичное отклонение по точкам пересечения текущих и рядовых полётов, вертикальные координаты которых не отличались не более чем на 2 м для уровня съемки 3 м (73 точки) – составила 1,63 нТл. Незначительное (до 1 м) отклонение высот съемки от заданного проектного уровня не учтено. Полевые работы выполняла ГК «Геоскан», обработку данных выполнил ООО «ДЖИ М Сервис».

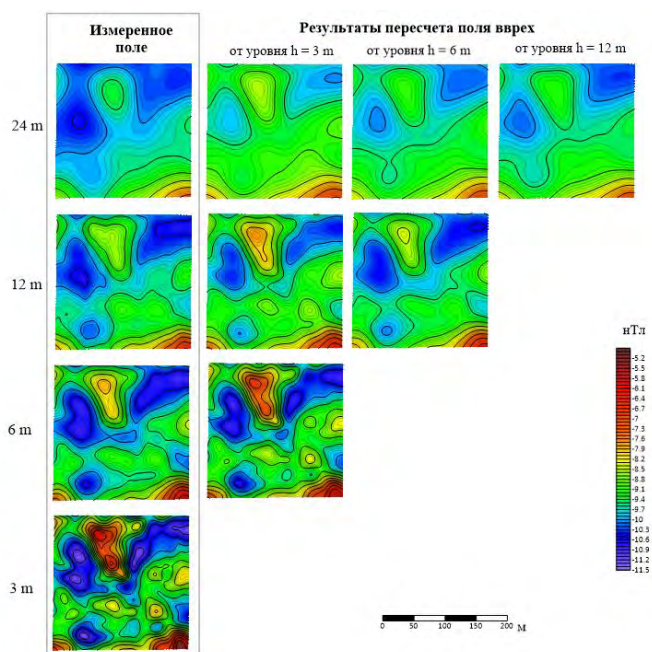


Рис. 1. Результаты измерения магнитного поля на высотах 3, 6, 12, 24 м и результаты пересчета магнитного поля вверх от измерений на низших уровнях

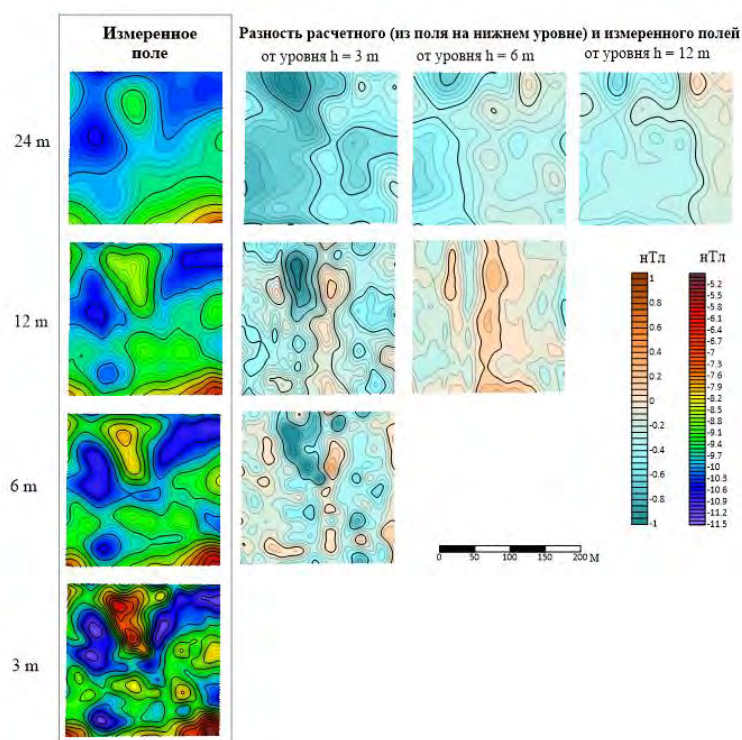


Рис. 2. Результаты измерения магнитного поля на высотах 3, 6, 12, 24 м и разность результатов пересчета магнитного поля вверх и измерений на различных уровнях

Результаты наблюдений на различных высотах для фрагмента территории показаны на рис. 1 в левом столбце. Рядом расположены результаты пересчета поля вверх для соответствующих высот. Некоторая разница измеренных и расчетных полей видна уже в изолиниях, но для подчеркивания различий выполнен расчет, показанный на рис. 2. Разность в измеренном и расчетном значениях лежит в диапазоне от -1 до 1 нТл, что сопоставимо с погрешностью съемки.

Далее выполнен расчет первой вертикальной производной поля: 1) по измеренному на каждом уровне полю в MAGMAP (левый столбец); 2) по разности измерений на различных уровнях, нормированной на разность высот. Результат расчета (2) относится к среднему уровню между уровнями измерений – 4,5 м, 9 м и 18 м, по для иллюстрации привязаны к нижнему из исходных для расчета уровней. Результаты показаны на рис. 3. В результатах расчета для высоты 12 м стали заметны маршрутные аномалии, чего не наблюдается в других случаях.

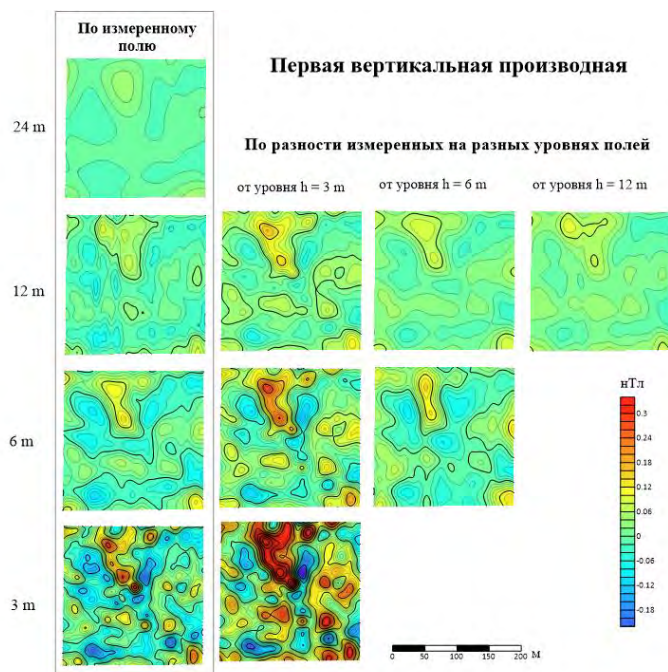


Рис. 3. Результаты расчета первой вертикальной производной поля по измеренным полям на высотах 3, 6, 12, 24 м и по разности измерений на различных уровнях

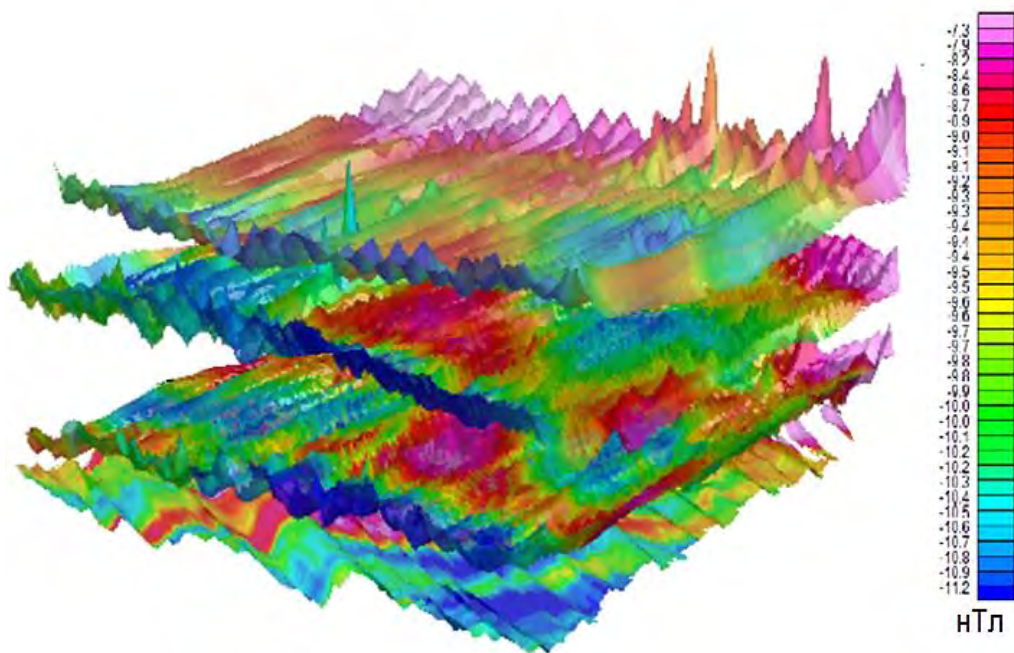


Рис. 4. Объемная модель магнитного поля

Далее выполнен расчет объемной модели поля (рис. 4) и вертикальных его срезов (пример – на рис. 5). Расчетное поле (вверху) соответствует теоретическим представлениям – закономерно меняется, без экстремумов вне области существования источников аномалий. Алгоритм пересчета основан на модификации спектра быстрого преобразования Фурье. Срез по результатам измерения поля на разных уровнях показывает «ложную» аномалию на уровне 6 м (разрез по центру рис. 4), поэтому ниже представлен разрез без результатов этого уровня, с интерполяцией. Можно предположить не совсем качественную относительную привязку результатов съемки по высоте. На разрезах рис. 5 видно, что измеренное поле и расчетное существенно разнятся по скорости убывания поля с высотой – по фактическим данным можно сказать о, вероятно, протяженном по глубине (не изометричном) источнике отрицательной аномалии в западной части профиля.

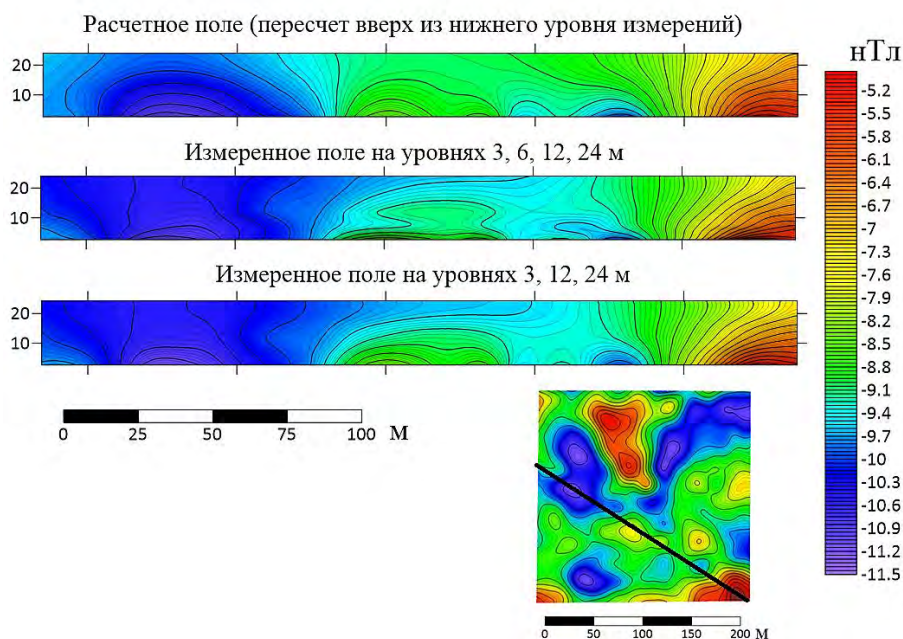


Рис. 5. Вертикальный «срез» полей: расчетного, измеренного на различных уровнях и измеренного на всех тех же уровнях, за исключением 6 м

Результаты анализа данных многоуровневой магнитометрии говорят об их применимости для качественной интерпретации, но на текущий момент неуверенных преимуществах в количественной интерпретации. Так, на качественном уровне можно оценить скорость убывания поля с высотой и сравнить с таковой для различных объектов, что позволяет оценить характер источника аномалии. Разница измеренного на высоте поля и полученного пересчетом из поля на более низком уровне находится в пределах ± 1 нТл. Измеренные на участке аномалии имеют амплитуду около 6 нТл, поэтому такая разница является существенной и сказывается на количественной интерпретации.

Повышение точности количественной интерпретации с учетом многоуровневых данных по сравнению с одноуровневыми, вероятно, возможно при более точной координатной привязке измерений.

1. Балков Е.В., Дядьков П.Г., Позднякова О.А., Кулешов Д.А., Евменов Н.Д., Карин Ю.Г., Гоглев Д.А. Высокоточная магнитная съемка с использованием БПЛА при поиске и исследовании курганов археологического памятника Новая Курья в Западной Сибири // Вестник НГУ. Серия: Информационные технологии. 2019. Т. 17. № 4. С. 5–12.

2. Гоглев Д.А. Маловысотная аэромагнитная съемка с применением беспилотных воздушных систем на базе квадрокоптера в археологии // Геопрофи. 2018. № 6. С. 20–22.

3. Ермолин Е.Ю., Мелешкина Д.А., Погосян Д.О., Сенчина Н.П., Фельдман Д.А. Плюсы и минусы процедуры микролевелинг при обработке данных авиамангнитной съемки, полученных с применением комплекса БПЛА «Геоскан Геофизика» // ГеоЕвразия-2021. Геологоразведка в современных реалиях. Труды IV Международной геолого-геофизической конференции и выставки. – Тверь, 2021. С. 314–320.

4. Трофимова В.А. Применение беспилотных летательных аппаратов при выполнении кадастровых работ. Квалификационная работа. – СПб., 2018. 104 с.
5. Коврижных П.Н., Кожамсугиров Д.О., Кожевников С. Н., Макаров Д.В., Капштан Д. Я., Инновационная аэромагнитная съемка с применением беспилотного летательного аппарата при поиске рудных месторождений в Казахстане // Геология и охрана недр. 2017. № 4. С. 34–42.
6. Коснырева М.В., Кузнецов К.М., Паленов А.Ю., Золотая Л.А., Лыгин И.В., Арутюнян Д.А. Многоуровневая магнитная съемка с использованием БПЛА для поиска линейных техногенных объектов (МГУ им. М.В. Ломоносова). 2020. 10 с.
7. Наурызбаев А.М., Умирова Г.К., Verube Pierre. Перспективы использования инновационных технологий в Казахстане при проведении аэромагниторазведки // E-Scio. 2020. 11 с.
8. Эпов М.И., Злыгостев И.Н. Применение беспилотных летательных аппаратов в аэрогеофизической разведке. 2012.
9. Andriets D.A., Miller A., Ermolin E., Senchina N.P. Methodological and technical aspects of gamma spectrometry using the UAV complex «Geoscan 401 Gamma» // 17th Conference and Exhibition Engineering and Mining Geophysics. 2021.
10. Senchina N., Grigoriev G., Gulín V. The applicability of multilevel magnetometry for reducing the level of geological uncertainties in the data interpretation // International Journal of Applied Engineering Research. 2020. Vol. 15. P. 492.

ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ГРАНИТОИДОВ ДАХОВСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА (СЕВЕРО-ЗАПАДНЫЙ КАВКАЗ) И ИХ СВЯЗЬ С ПЕТРОЛОГИЧЕСКИМИ ОСОБЕННОСТЯМИ

В.И. Жаворонкин, В.В. Ильин

Воронежский государственный университет, г. Воронеж, vzhavoronkin@yandex.ru

Основную часть Даховского кристаллического массива (ДКМ) (рис. 1) составляют гранитоиды двух фаз генерации. На них приходится около 85 % всей площади ДКМ. Общая площадь составляет примерно 35 км². Северо-западная часть массива трансгрессивно перекрывается терригенными отложениями верхней юры, юго-западная и фрагмент юго-восточной осложнены интенсивными разрывными дислокациями. С северо-восточной стороны блок ограничен долгоживущим глубинным разломом сложной кинематики, заложение которого произошло в домезозойское время. В этой части в максимально представительном виде обнажаются вмещающие метаморфизованные породы рамы, которые вместе с гранитоидами образуют ДКМ.

В обрамлении гранитоидов распространены метаморфические породы балканского комплекса, представленные амфиболитами, метапесчаниками, мусковит-биотитовыми гнейсами. Вдоль северной границы развиты серпентинитовые тела, в разной степени меланжированные. Меланж разноэтапный, полимиктовый, на отдельных участках несёт следы термального воздействия гранитоидов [1].

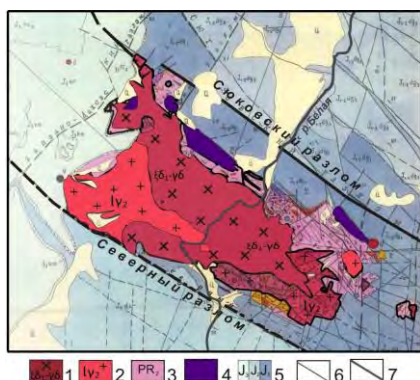


Рис. 1. Схематическая геологическая карта ДКМ [2]

1 – гранитоиды первой фазы; 2 – гранитоиды второй фазы; 3 – породы метаморфического комплекса; 4 – серпентиниты; 5 – юрские отложения; 6 – разрывные нарушения нижних порядков; 7 – региональные разрывные нарушения

На Государственной геологической карте масштаба 1 : 200 000, изданной в 2004 г. [5], гранитоиды Даховского массива расчленены на две фазы и отнесены к малкинскому позд-непалеозойскому комплексу.

Гранитоиды первой фазы серого или розовато-серого цветов, от массивной до директивной текстуры, слагают центральную часть массива, образуя крупное, вытянутое в северо-западном направлении тело, на долю которого приходится около 60 % площади выхода массива.

Гранитоиды второй фазы, в основном слагают юго-восточную и западную части массива. Их более мелкие тела отмечаются в северной и северо-восточной его частях, где прорывают метаморфиты балканского комплекса, а также внутри поля распространения гранитоидов первой фазы. На контакте с диоритами и гранодиоритами отмечаются многочисленные, прорывающие их дайки и жилы гранитов и лейкогранитов, характеризующихся розовым до красного цветом. На долю пород второй фазы приходится около 40 % площади массива [2].

С целью изучения физических свойств гранитоидов, слагающих Даховский кристаллический массив, из обнажений вдоль р. Белая и впадающих в неё притоков было отобрано свыше 120 максимально свежих образцов, и проведены массовые каппаметрические измерения (свыше 150) непосредственно на обнажениях. Определение физических характеристик собранной коллекции выполнено в петрофизической лаборатории кафедры геофизики Воронежского госуниверситета. В ходе работы были изучены плотность, магнитная восприимчивость, скорость прохождения продольных волн и удельное электрическое сопротивление гранитоидов [3, 4]. Плотность образцов изучалась методом гидростатического взвешивания с использованием высокоточных весов «HIGHLAND» HCB – 1502. Магнитная восприимчивость определена каппаметром КМ-7 (Чехия). Им же выполнены полевые каппаметрические наблюдения на обнажениях. Измерение скорости продольных волн проводилось ультразвуковым дефектоскопом УК 10ПМС. Для определения удельного электрического сопротивления в петрофизической лаборатории используется комплекс на базе измерителя иммитанса Е7-20.

Аналитические исследования вещественного состава включали изготовление и описание шлифов (40 штук), рентгенофлуоресцентный (по 30 пробам) и рентгеноструктурный (по 10 пробам) анализы. Для этого из каждой пробы отбирался образец, характеризующий её в наибольшей степени. Материал образца, оставшийся после изготовления шлифа, дробился и истирался до размеров частиц менее 0,01 мм. Из приготовленного таким образом порошка изготавливались препараты для рентгенофлуоресцентного и рентгеноструктурного анализов. Первый из них проводился на приборе 3 TIGER, в центре коллективного пользования научным оборудованием ВГУ, аналитик Е.Х. Кориш. Второй – во ВНИГНИ г. Москва, на дифрактометре ARLX'TRA с использованием базы данных ICDD PDF-2, насчитывающей более 350 тысяч видов кристаллических соединений. Аналитик А.А. Дубков.

Результаты лабораторных измерений плотности, скорости, магнитной восприимчивости и удельного сопротивления сведены в таблицу. Для более полной характеристики магнитной восприимчивости привлечена информация полевой каппаметрии (более 150 измерений). Полученные данные прошли стандартную обработку с построением вариационных кривых распределения параметров, определения их статистических характеристик и корреляционных взаимосвязей.

На рис. 2 приведены вариационные кривые распределения измеренных параметров гранитоидов каждой из двух фаз внедрения. Характер распределения физических свойств пород, слагающих малкинский комплекс, позволяет с уверенностью выделить петрофизические группы, приуроченные к определенному петрологическому типу гранитоидов.

Гранитоиды первой фазы характеризуются средней плотностью 2,72 г/см³. При этом распределение плотности носит ярко выраженный бимодальный характер. Это позволяет предположить наличие в выборке двух петроплотностных подгрупп пород имеющих среднюю плотность 2,70 и 2,76 г/см³. Средняя магнитная восприимчивость гранитоидов первой фазы составляет 0,271 · 10⁻³ ед. СИ. Анализ петрологических особенностей образцов горных по-

род показывает, что выделяемые в рамках первой фазы петрофизические подгруппы представлены соответственно амфибол-биотитовыми гранодиоритами и диоритами – монцодиоритами.

Физические свойства гранитоидов Даховского кристаллического массива

Петротип гранитоидов	Плотность σ , г/см ³		Скорость продольных волн V_p , м/с		Магнитная восприимчивость $\chi \cdot 10^{-3}$ ед. СИ		Удельное сопротивление ρ , Ом·м	
	min max	среднее	min max	среднее	min max	среднее	min max	среднее
Гранитоиды 1 фазы	<u>2,67</u> 2,78	2,72	<u>2212</u> 5208	4300	<u>-0,507</u> 1,581	0,271	<u>98,38</u> 591,25	363,5
Гранитоиды 2 фазы	<u>2,57</u> 2,67	2,61	<u>2158</u> 5545	4342	<u>-0,430</u> 1,743	0,454	<u>71,14</u> 489,72	248,2

Плотность пород, относимых ко второй фазе внедрения (лейкократовые гранит-аплиты) характеризуется распределением близким к нормальному со средним значением 2,61 г/см³, что существенно ниже, чем плотность образований первой фазы. Их магнитная восприимчивость носит отчетливо выраженный бимодальный характер (рис. 2, *b*). Это позволяет выделить в рамках этой группы пород две петрофизические подгруппы: первую со средним значением параметра $0,217 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ и вторую – $1,117 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ. Характерно, что в первой подгруппе весомое представительство имеют диамагнитные разности пород.

Средняя скорость продольных волн для гранитоидов второй фазы составляет 4342 м/с, что идентично гранитоидам первой фазы внедрения. Отметим незначительную левую асимметрию вариационной кривой скорости (рис. 2, *c*), что свидетельствует о возможном влиянии на этот параметр наложенных процессов.

Сведения об удельном электрическом сопротивлении гранитоидов (таблица) предоставлены В.Н. Коробом, в обобщенном виде они приведены в работе [3]. Этот параметр определен для ограниченного количества образцов, увлажненных в лабораторных условиях. Низкие значения сопротивления пород можно объяснить повышенной пористостью образцов, отобранных из обнажений.

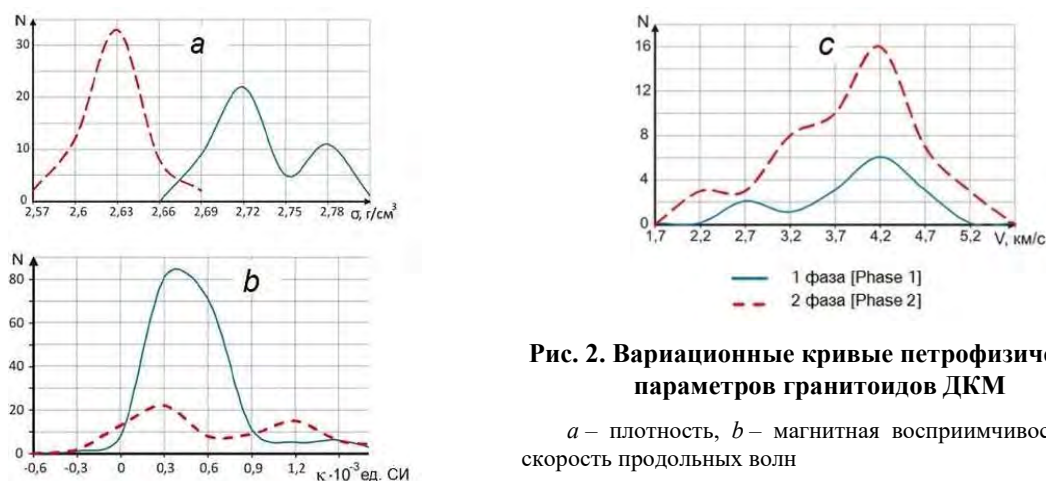


Рис. 2. Вариационные кривые петрофизических параметров гранитоидов ДКМ

a – плотность, *b* – магнитная восприимчивость, *c* – скорость продольных волн

На основе совокупности результатов изучения физических свойств гранитоидов Даховского кристаллического массива составлена его петрофизическая модель [4] (рис. 3). Из нее следует, что различные их типы достаточно четко дифференцируются по петрофизическим параметрам.

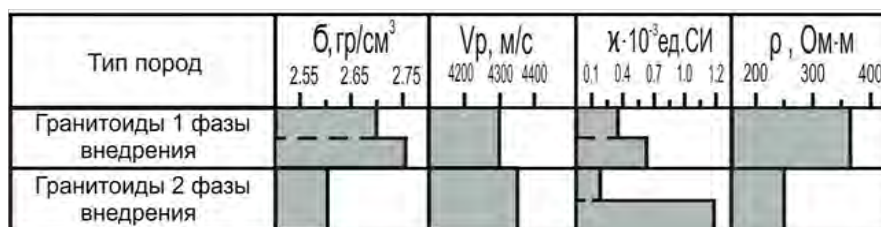


Рис. 3. Петрофизическая модель гранитоидов Даховского кристаллического массива

Характер взаимосвязей изученных петрофизических параметров иллюстрируется рис. 4. Из него следует, что каждая из фаз генерации гранитоидов характеризуется четко выраженным «облаком». В максимальной степени это характерно для соотношений «плотность – магнитная восприимчивость» и «плотность – скорость». В более завуалированной форме обнаруживается взаимосвязь между скоростью продольных волн и магнитной восприимчивостью для каждого из выделяемых типов пород (рис. 4, *b*). В данном случае «облака» существенно перекрываются. В пределах каждой из групп гранитоидов весомых корреляционных связей между изученными параметрами не установлено.

Наиболее показательным в этом отношении является поле взаимосвязи плотности и магнитной восприимчивости (рис. 4, *a*), позволяющее наглядно продемонстрировать дифференциацию пород малкинского плутонического комплекса по выбранным параметрам.

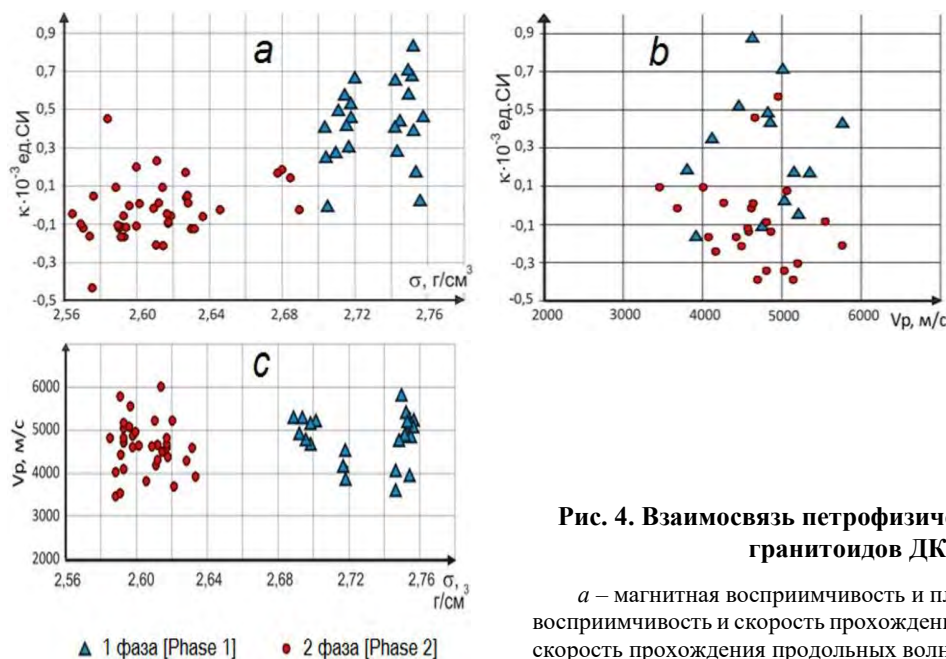


Рис. 4. Взаимосвязь петрофизических параметров гранитоидов ДКМ

a – магнитная восприимчивость и плотность; *b* – магнитная восприимчивость и скорость прохождения продольных волн; *c* – скорость прохождения продольных волн и плотность

Взаимосвязь физических свойств и геохимических особенностей всех типов гранитоидов исследованы для всех образцов, которые изучены рентгенофлуоресцентным и рентгеноструктурным анализами в рамках настоящего исследования. Важно то, что пробы для аналитических исследований готовились из тех же образцов, которые подвергались петрофизическим исследованиям. Это существенно повышает степень достоверности полученных результатов.

По результатам исследования намечается четко выраженный тренд связи физических параметров с вещественными характеристиками гранитоидов. На рис. 5 это иллюстрируется зависимостями плотности от содержания оксидов.

В частности, взаимосвязь плотности и суммарного содержания оксидов железа и магния носит характер прямой линейной зависимости (рис. 5, *a*). Сходный характер относится к зависимостям от оксидов кальция и алюминия (рис. 5, *b, c*). Зависимости, обусловленные содержанием щелочей (рис. 5, *d*) и кварца (рис. 5, *e*), имеют ярко выраженную обратную линейную зависимость.

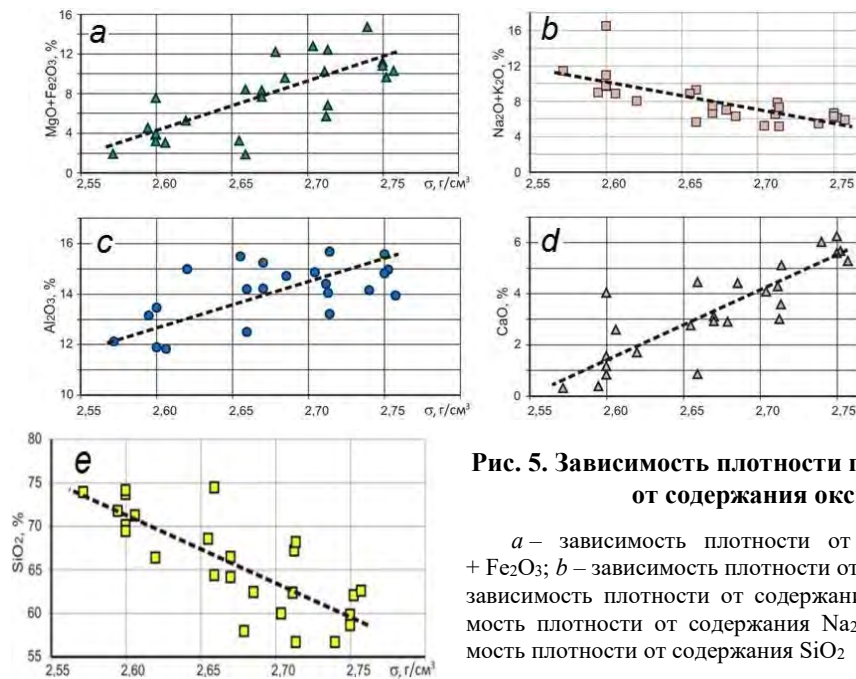


Рис. 5. Зависимость плотности гранитоидов ДКМ от содержания оксидов

a – зависимость плотности от содержания $MgO + Fe_2O_3$; *b* – зависимость плотности от содержания CaO ; *c* – зависимость плотности от содержания Al_2O_3 ; *d* – зависимость плотности от содержания $Na_2O + K_2O$; *e* – зависимость плотности от содержания SiO_2

Предложенная модель в совокупности с петрологическими характеристиками пород может служить основой для применения геофизических методов при глубинных исследованиях, геологическом картировании и поисках полезных ископаемых.

1. Ненахов В.М., Жабин А.В., Никитин А.В., Бондаренко С.В. Внутреннее строение тектонической зоны северного обрамления Даховского кристаллического массива (Западный Кавказ) // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. 2019. № 1. С. 5–14. DOI: <https://doi.org/10.17308/geology.2019.1/1686>

2. Ненахов В.М., Жабин А.В., Жаворонкин В.И., Ильин В.В., Чеботарёва Л.С. Вещественные особенности, петрофизические свойства и геодинамические условия формирования гранитоидов Даховского кристаллического массива (Западный Кавказ) // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. 2021. № 2. С. 4–21. DOI: <https://doi.org/10.17308/geology.2021.2/3484>

3. Короб В.Н., Кузнецова Ю.В., Ляшенко Н.В. Петрофизические свойства магматических пород Даховского кристаллического массива. Инновационные методики геофизических исследований. – Воронеж: Научная книга, 2018. С. 50–54.

4. Жаворонкин В.И., Ильин В.В. Петрофизический облик гранитоидов Даховского кристаллического массива Северо-западный Кавказ) // Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле: Материалы XXI Международной конференции. – М.: ИГЕМ РАН, 2020. С. 83–86.

5. Объяснительная записка к Государственной геологической карте Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Серия кавказская. Лист L-37-XXXV (Майкоп) / Под ред. К.О. Ростовцева. – СПб., 2004. 240 с.

О НЕДОСТОВЕРНОСТИ СПЕЦИФИЧЕСКОГО ГРАВИМЕТРИЧЕСКОГО МЕТОДА ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ ЛИТОСФЕРЫ

А.М. Журнов

Институт комплексного анализа региональных проблем ДВО РАН, г. Биробиджан, zhantmich@yandex.ru

Рассматривается метод решения обратной гравиметрической задачи на основе вертикального градиента плотности, используемый для исследования литосферы Дальнего Востока. Показываются методические ошибки метода, ограниченные возможности его по глубине исследования и достоверности отображения глубинных аномальных тел, недоучет

априорной геологической и геофизической информации по регионам и существенные искажения строения земной коры в сравнении с другими геофизическими методами.

Ключевые слова: ошибочный гравиметрический метод, методические ошибки, искажения строения земной коры.

Введение. Геологическое строение восточной окраины Азиатского материка относится к числу основных тектонических проблем Восточной Азии [4, 20]. Эта территория детально исследована за 70 лет непрерывных геолого-геофизических исследований. К числу характерных особенностей геологического развития территории, уже на начальном этапе ее изучения, была установлена чрезвычайная длительность и устойчивость геологического развития (с докембрия), на одной и той же площади. Были выявлены крупнейшие продольные разломы северо-восточного простирания, контролирующие геологические структуры территории, в том числе глубоководный желоб, отделяющий континентальную сиалическую кору от базальт-перидотитовой коры в дне Тихого океана. По данным многочисленных геофизических исследований, было установлено, что дальневосточная окраина сложена обычной трехслойной континентальной корой, с некоторыми отклонениями, присущими окраинным частям Азии.

В последние годы появилась серия статей, в которых глубинное строение земной коры и литосферы территории рассматривается на основе специфического метода решения обратной гравитационной задачи – метода вертикальных градиентов плотности сферических источников гравитационных аномалий [14–16], одного из многих методов решения обратной гравитационной задачи. В печати уже отмечались существенные недостатки нового метода [6, 7], оставшиеся незамеченными. Выполненные исследования на основе указанного метода привели к существенным искажениям строения земной коры дальневосточной окраины Азии, в сравнении с известными данными по другим геофизическим методам. Поэтому представляется целесообразным рассмотреть методические ошибки нового метода и ошибочные модели строения земной коры и мантии, допускаемые при некритическом использовании метода.

Материалы и методы исследования. Материалами исследования послужили известные данные о строении земной коры Дальнего Востока и ошибочные модели ее строения, изложенные в ряде публикаций.

Строение земной коры дальневосточной окраины Азии. Результаты исследований земной коры дальневосточной окраины Азии обобщены во многих монографиях и в многочисленных статьях [1, 3–10]. Они в существенной мере едины в изображении состава и строения рассматриваемой территории.

Границами рассматриваемой территории являются: на западе – береговая линия Азиатского материка, на востоке – ось глубоководного желоба, расположенного на границе континента с мафической корой дна Тихого океана.

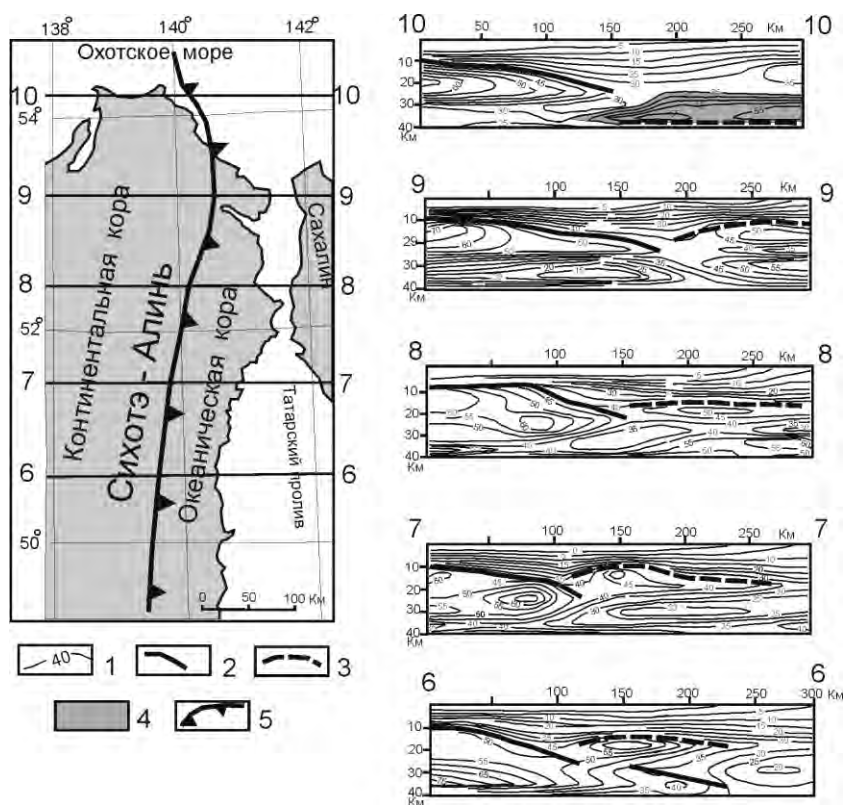
Согласно известным данным, земная кора дальневосточной окраины характеризуется обычным трехслойным строением, присущим континентам. Большую часть разреза этой коры (80–90 %) составляет кристаллический фундамент катархей-архейского возраста. В южной части Дальнего Востока мощность земной коры варьирует от 34 до 42 км. В прибрежной части геологических структур – Охотско-Чукотского и Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенных поясов мощность земной коры находится в пределах 30–34 км, в пределах прилегающего с запада Сихотэ-Алинского орогенного пояса мощность континентальной коры составляет 38–40 км [4, 5].

Внутреннее пространство между материком и глубоководным желобом прикрывают моря – Охотское на севере и Японское на юге. Они соединяются между собой Татарским проливом (рисунок). С запада к глубоководному желобу примыкают полуостров Камчатка, цепочка Курильских островов и острова Японии. Остров Сахалин расположен в непосредственной близости от материка. Острова и дно морей сложены континентальной корой, за исключением глубоководных котловин, в которых отсутствует гранито-гнейсовый слой [4, 18]. Все участки суши и морей рассматриваемого региона пересекаются серией геофизических профилей, достаточно хорошо характеризующих глубинное строение территории.

Ограничения в применении гравиметрического метода для исследования земной коры. Эффективность гравиметрических исследований зависит от многих причин: от наличия контрастных по плотности геологических пород, от глубины залегания аномальных тел, от угла наклона аномальных тел, а также от их размеров и взаимного расположения. Наиболее существенно ограничение применимости гравитационного метода – по глубине.

Глубинные плотностные аномалии достаточно эффективно выявляются на глубинах 3–5 км от поверхности Земли. Это доказано бурением ряда глубоких скважин. Но даже на глубинах 4–5 км устанавливаются, иногда, существенные расхождения в проектных и фактических разрезах земной коры [6].

Поэтому для глубинных исследований земной коры наиболее надежно использование прямой гравиметрической задачи с опорой на сейсмические данные, т.е. применение гравиметрического метода по уже известным сейсмическим профилям. Тогда на основе известной корреляции скоростей продольных сейсмических волн с плотностью горных пород, удается построить удовлетворительные гравиметрические разрезы до глубины 40 км от поверхности [2]. Однако более глубокие горизонты литосферы находятся уже за пределами возможностей гравиметрического метода [10].



**Граница между континентальной и океанической корой в северной части Сихотэ-Алиня (слева).
Справа разрезы Сихотэ-Алиня в изолиниях значений параметра μ_z [14]**

1 – изолинии значений параметра μ_z ; 2 – кровля континентального слоя; 3 – кровля океанического слоя; 4 – жесткая пластина в «охотоморской» верхней мантии; 5 – граница между континентальной и океанической земной корой

Наиболее сложной является обратная гравиметрическая задача, когда по установленным аномальным значениям плотности пород (гравитационного потенциала), изображенных на гравиметрических картах, необходимо определить глубинные возмущающие тела, являющихся источником этих аномалий. В частности, определить количество аномальных тел, условия залегания и взаимное пространственное расположение (они могут быть сближены по горизонтали, располагаться друг над другом по вертикали и тем самым создавать повышенные аномалии и др.). Пока «эта задача не имеет решения... Утверждение о единственности решения тех или иных обратных задач геофизики – это чаще всего миф. Решение

проблемы достигается путем сужений и упрощений, выхолащивающих прикладную значимость задач» [12, с. 76]. Кроме того: «объективные ограничения возможностей гравиметрии связаны с эффектом эквивалентности. Эквивалентность, присущая обратным задачам гравиметрии, имеет проявления не только явные – в виде существования бесконечного числа эквивалентных по гравитационному полю распределений плотности пород. Но приводит и к геологической бессодержательности попыток построения распределений плотности, что называется «на потоке», по некоторым фиксированным приемам и алгоритмам, даже если сами такие приемы в вычислительном отношении совершенны» [11, с. 33].

Весьма важным фактором является выбор типичной формы глубинных геологических тел. В качестве таковых предпочтение отдается телам крутой и наклонной формы, наиболее распространенных в природе. При знании типичной формы геологических тел и преобладающего угла наклона их на конкретной территории, решение обратной гравиметрической задачи существенно облегчается и в ряде случаев удается получить удовлетворительное решение задачи [2].

Таким образом, при использовании обратной гравиметрической задачи крайне важно максимально полное знание геологической и геофизической информации по району необходимых исследований и тщательное сопоставление геологических и гравиметрических карт [5, 9, 17].

Методические ошибки гравиметрического метода вертикального градиента плотности

1. Отсутствие в заголовках опубликованных статей – названия использованного метода решения гравитационной задачи. Существует много вариантов решения обратной гравиметрической задачи [2]. Однако метод вертикального градиента плотности, на основе использования μ_z – параметра, никем не используется, кроме автора этого метода.

2. Неправильный выбор модельного класса природных геологических тел в виде шаровых, сферических образований. Наиболее часто в природе встречаются удлиненные геологические тела вертикального и наклонного залегания. Геологические тела шаровой формы практически неизвестны и могут встречаться лишь как весьма редкое исключение.

Поэтому метод аппроксимации природных геологических тел шарами в геофизической практике не употребляется и считается ошибочным: «аппроксимация источников аномалий шарами уже давно признана столь абстрактной и малополезной операцией, что ныне редко используется даже в качестве упражнений для студентов... это существенный и неисправимый недостаток предложенной методики» [1, с. 95].

3. В статьях по различным регионам Дальнего Востока [14–16], как правило, нет раздела об исходных фактических данных и не приводятся исходные данные, послужившие основой для последующих расчетов. На профилях, по которым велись исследования, не приведены пункты замера плотности пород и численные значения плотности пород в этих пунктах.

4. На профилях не показаны на глубине шаровые аномалии плотности, соответствующие числовым значениям гравитационного поля в пунктах замеров на исследуемых профилях. Исходные числовые данные о гравитационных аномалиях и шаровые аномалии используются затем для вычисления параметра μ_z – для каждого конкретного среза литосферы и для построения объемной фигуры значений μ_z в целом. Поскольку в статьях нет исходных числовых значений аномалий и самих аномалий, то все последующие вычисления автора по построению объемных моделей μ_z , а также по построению планов и разрезов литосферы, становятся непроверяемыми и невоспроизводимыми для любого исследователя.

Таким образом, нарушено первое условие научного исследования – изложение конкретных исходных данных, послуживших основанием для последующих расчетов.

5. Все глубинные аномальные источники искусственно приводятся к типу изометричного (шарового) источника путем введения поправочного коэффициента ($0,76 < k < 1$) [15], что существенно искажает реальные формы геологических тел.

6. Сущность метода вертикального градиента плотности означает, что аномальное значение плотности для конкретной шаровой аномалии распространяется на какую-то высоту

по вертикали (на поверхность сферы) и из одного горизонтального слоя в другой, вышележащий. Следовательно, шаровая аномалия преобразуется в какое-то вертикальное тело. Однако формы этих вертикальных тел, как и промежуточных шаровых тел, не показаны на разрезах.

7. На авторских разрезах земной коры изображены сугубо горизонтальные изолинии μ_z -параметра и резко уплощенные горизонтальные аномалии. Как получились такие горизонтальные тела после преобразования аномальных шаров в вертикальные тела, а затем – в горизонтальные тела, автором не объясняется. Для читателей это обстоятельство представляется большой загадкой.

8. Отсутствие обоснования глубины исследования до 120–150 км от поверхности.

Авторские модели строения земной коры и литосферы охватывают диапазон глубин от 40 до 150 км, хотя оптимальный интервал для эффективного применения гравиметрического метода соответствует глубинам 3–5 км, допускающим проверку их бурением скважин [18]. Для глубин более 5 км гравиметрический метод используется обычно в сочетании с сейсмическими разрезами.

Никакого обоснования возможности применения метода μ_z -параметра для больших глубин (40–150 км) не сделано. Поэтому все выводы о якобы установленных особенностях в строении литосферы, представляются не обоснованными.

10. Игнорирование априорной геологической и геофизической информации по районам исследований – существенная ошибка рассматриваемого метода μ_z -параметра, не позволяющая соотнести сходство полученных моделей с уже установленными фактами и приводящая к искажениям строения земной коры в исследованных регионах.

Выводы

1. В статьях с использованием специфического гравиметрического метода на основе μ_z -параметра отсутствует исходный фактический материал в части величин гравитационного поля на исследованных площадях и в конкретных исследуемых профилях земной коры. На разрезах земной коры не показаны шаровые аномалии, соответствующие числовым значениям гравитационного поля на поверхности. Нет данных о региональном гравитационном поле.

Соответственно, все вычислительные операции параметров расчетных моделей, и сами модели, не проверяемы и не воспроизводимы для любого другого исследователя.

2. Выбор модельной формы источника гравитационного поля – в виде шара (сферы), сделан неправильно. Такая форма не соответствует реальным формам геологических тел в литосфере и в практике геофизических работ не применяется.

3. Методика решения обратной задачи гравиметрии – методом вертикальных градиентов поверхностной плотности μ_2 сферических источников гравитационных аномалий ошибочна. В ней дважды совершаются ошибки. Вначале глубинная аномалия плотности приводится искусственно к форме шара, а затем этот шар трансформируется по методу вертикального градиента в какой-то «цилиндр». Но на модельных разрезах показаны почему-то не «цилиндры», а уплощенно-горизонтальные тела, соответствующие расчетным значениям μ_z -параметра. Каким образом получены уплощенно-горизонтальные тела не объясняется.

4. Геологические модели строения земной коры Дальнего Востока на основе результатов моделирования по методу μ_z -параметра не соответствуют данным сейсмического и гравитационно-сейсмического методов [13] и существенно искажают реальную геологическую картину (рисунок).

1. Абрамов В.А. К вопросу о глубинном строении дна окраинных морей и прилегающих континентов по геофизическим данным // Тихоокеанская геология. 1989. № 1. С. 86–95.

2. Балк П.И., Долгаль А.С. Трехмерные монтажные технологии интерпретации гравиметрических данных // Докл. РАН. 2009. Т. 427. № 3. С. 380–383.

3. Васильев Б.И. Геологическое строение и происхождение Тихого океана. – Владивосток: Дальнаука, 2009. 560 с.

4. Глубинное строение и особенности металлогении юга Дальнего Востока. – М.: Наука, 1984. 168 с.

5. Глубинное строение и металлогения Восточной Азии / А.Н. Диденко, В.Б. Каплун, Ю.Ф. Мальшев и др. – Владивосток: Дальнаука, 2010. 332 с.
6. Жирнов А.М. О недостоверности метода вертикального гравитационного градиента μz при исследовании глубинного строения литосферы // Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей: Материалы 36-й сессии Межд. семинара им. Д.Г. Успенского. Казань, 26–31 января 2009 г. – Казань: Казанский гос. ун-т, 2009. С. 122–124.
7. Жирнов А.М. Глубинное строение Южной Камчатки по данным разных гравиметрических методов // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Материалы 37-й сессии Межд. семинара им. Д.Г. Успенского. Москва, 27–30 января 2010 г. – М.: ИФЗ РАН, 2010. С. 142–146.
8. Злобин Т.К., Сафонов Д.А., Злобина Л.М. Очаги землетрясений и глубинное строение земной коры и верхней мантии по профилю Южный Сахалин – Охотское море – Камчатка // Тихоокеанская геология. 2007. Т. 26. № 3. С. 46–55.
9. Злобин Т.К., Поплавская Л.Н., Полец А.Ю. О возможности реконструкции реальной динамики земной коры на примере южных районов Сахалина и Курильских островов // ДАН РАН. 2009. Т. 427. № 6. С. 829–831.
10. Косыгин Ю.А. Тектоника. – М.: Недра, 1988. 462 с.
11. Кобрунов А. И. Геодинамические принципы постановки обратных задач гравиметрии // Геофизика. 2005. № 3. С. 33–45.
12. Кобрунов А.И. Критерии оптимальности и свойства решений обратных задач // Геофизический журнал. 2008. Т. 30. № 3. С. 75–86.
13. Ломтев В.Л., Веселов О.В., Козлов Д.Н. и др. Особенности строения и геодинамики тектоносферы северо-западной части Тихого океана и дальневосточных морей. – Владивосток: Дальнаука, 2016. 148 с.
14. Петрищевский А.М. Гравитационная модель сочленения континентальной и океанической коры в Сихотэ-Алине // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2011. № 1. Вып. 17. С. 11–21.
15. Петрищевский А.М. Гравитационные модели двухъярусной коллизии литосферных плит на Северо-Востоке Азии // Геотектоника. 2013. № 6. С. 60–83.
16. Петрищевский А.М. Общие черты глубинного строения тектоносферы Западно-Тихоокеанских континентальных окраин (Северо-Восточная Азия и Австралия) // Геотектоника. 2016. № 6. С. 87–104.
17. Справочник геофизика. Гравиразведка. Т. 5. – М.: Недра, 1968. 512 с.
18. Шило Н.А., Туезов И.К. Тектоника и геологическая природа Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода // Тихоокеанская геология. 1985. № 3. С. 3–15.

РИТМИЧНОЕ ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАССЛОЕНИЕ ГОРНЫХ ПОРОД В ОБНАЖЕНИЯХ ХИБИНСКОГО МАССИВА

В.Л. Ильченко

Геологический институт Кольского НЦ РАН, г. Апатиты, vadim@geoksc.apatity.ru

Более ранними исследованиями разработана методика, которая даёт возможность построения моделей ритмичного тектонического расслоения пород корово-мантийной оболочки путём анализа результатов скважинной геофизики – по графикам, отражающим динамические свойства пройденных скважиной пород [1].

Рабочая версия «подготовки» пород к тектоническому расслоению состоит в том, что колебание в породах внешней земной оболочки вызывается лунной гравитацией (волна твёрдого лунного прилива) – на квантовом уровне. С уходом источника возмущения (Луны) с «зенита», на месте возмущения возникает стоячая волна, сразу же вынужденная перейти в режим затухания с развитием в колеблющейся среде системы из множества точечных узлов стоячей волны – концентраторов избыточно высоких напряжений (к которым, по-видимому, «отжимается» часть напряжений из колеблющихся пучностей стоячей волны), что и создаёт условия для последующего расслоения [1].

Механизм тектонического расслоения земной оболочки как колебательной системы описывается формулой: $M_n = M_0 \cdot 2^{-n}$, M_n – мощность элемента (моды) расслоения, n – номер моды (0, 1, 2, ..., все целые числа), M_0 – мощность Главной колебательной системы (ГКС) –

глубина воздействия лунной гравитации, зависит от плотности пород вдоль радиуса области приливно-волнового возмущения, проведённого из каждой конкретной точки на земной поверхности к центру Земли; среднее значение $M_0 \approx 1600$ км [2]. Данный механизм позволяет вычислять пространственное положение вероятностных границ тектонического расслоения с достаточно высокой точностью.

Размер M_0 можно получить обратным пересчётом из длины «конечной моды» M_n : $M_0 = M_n \cdot 2^n$. Длину конечной моды можно измерить на графиках каротажных работ (это – расстояние между соседними пиками, породными вывалами, на кавернограмме или любой другой каротажной кривой, отражающей динамическое состояние пород в разрезе) даже из неглубоких скважин. Мощности земной коры (глубине границы Мохо), в расчётах от M_0 отвечает мода расслоения M_5 . Номер моды n определяется по специальной таблице [1, 2].

Механизм тектонического расслоения можно использовать для решения различных инженерно-геологических и прочих задач. На Земле пробурено много скважин, где давно уже проведены геофизические исследования, что можно использовать в моделировании тектонического расслоения, но по земной поверхности эти скважины распределены крайне неравномерно: их много в хорошо освоенных горнопромышленных районах и почти нет на новых, м. б. весьма перспективных для поиска полезных ископаемых, площадях.

Хибинский (самый крупный в мире) щелочной массив, расположен в центральной части Кольского полуострова на контакте AR и PR метаморфических комплексов. Это типичная интрузия центрального типа с зонально-концентрическим развитием породных комплексов (рисунок). В тектоническом плане – это структура, образованная «вложенными друг в друга» разномасштабными блоками [3]. В настоящее время Хибинский массив непрерывно воздымается со скоростью 1,0–1,5 мм/год относительно окружающих территорий, поставляя к поверхности не успевающие релаксировать блоки горных пород [4]. Вблизи действующих рудников этот процесс усугублен изъятием вскрышных пород, от чего процессы разгрузки внутренних напряжений получили здесь широкое развитие в форме частых горных ударов и землетрясений с магнитудой до 3–4 баллов [5] – эффект «тектонической самоорганизации» [3]. Хибинский массив хорошо изучен [6], но о субгоризонтальном тектоническом расслоении этого массива почему-то нигде не упоминается.

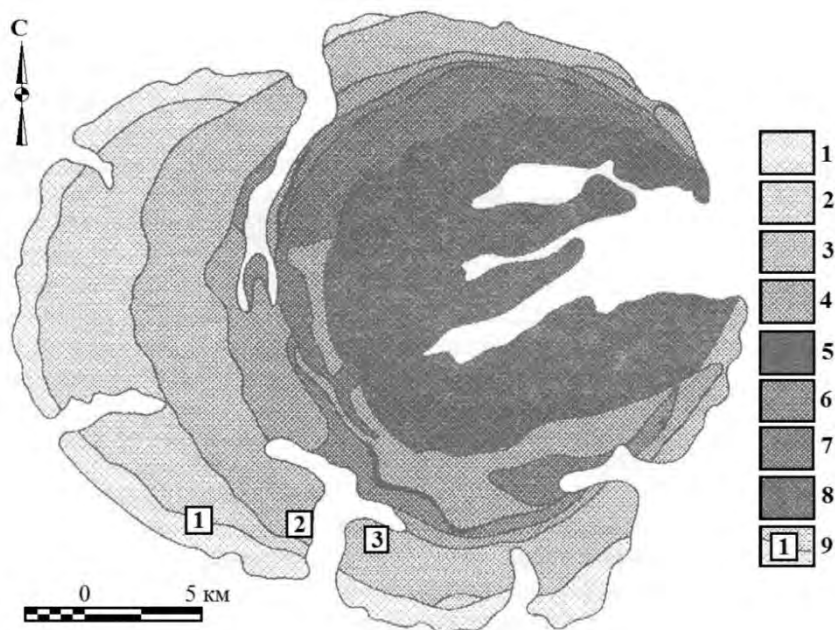


Схема геологического строения Хибинского массива

1 – фенизированные гнейсы, 2 – массивные хибиниты, 3 – трахитоидные хибиниты, 4 – ричесорриты, 5 – апатит-нефелиновые породы, 6 – ийолит-уртиты, 7 – среднезернистые нефелиновые сиениты, 8 – фойяиты, 9 – точки наблюдения [3]

Ниже представлены факты, указывающие на реальное тектоническое расслоение горных пород Хибинского массива, причём, с выделением «конечных» мод (M_n) и их применением в вычислении мощности земной коры и не только.

При изучении ряда обнажений (>20) в южной части Хибинского массива сделан вывод, что субгоризонтальное ритмичное тектоническое расслоение горных пород для Хибин – явление обычное, после чего было выбрано три участка для измерения длины M_n (рисунок). Повсеместно установлены элементы расслоения с вариациями от первых десятков метров до первых сантиметров, т. е. представлено сразу несколько мод расслоения (от $\approx M_{15}$ до $\approx M_{25}$). Для этого диапазона мод и для определения номера n каждой «конечной» моды составлена табл. 1, рассчитанная по формуле $M_n = M_0 \cdot 2^{-n}$ от $M_0=1600$ км.

Таблица 1

M_0 км	M_{17} м	M_{18} м	M_{19} м	M_{20} м	M_{21} см	M_{22} см	M_{23} см	M_{24} см	M_{25} см
1600	12,16	6,08	3,04	1.52	76	38	19	9,5	4,75

Измерения проводились с помощью двухметровой стальной рулетки с натяжением ленты поперёк обнажения и подсчётом количества тектонических «границ» (слоёв) в этом интервале. Деление 2-метрового интервала на количество границ даёт длину конечной моды M_n . В каждой точке наблюдения сделано ≥ 15 замеров в близко расположенных обнажениях, из них вычислялось среднее арифметическое значение M_n для каждой точки. Номер моды n определялся сравнением M_n с данными в столбцах Таблицы 1. По результатам измерений, для каждой точки наблюдения, вычислены мощности ГКС = M_0 , по формуле: $M_0 = M_n \cdot 2^n$ и земной коры, по формуле: $M_{ЗК} = M_5 = M_0 \cdot 2^{-5}$ (табл. 2).

Таблица 2

№ т. н.	Длина M_n (см)	n	Мощность M_0 (км)	Мощность $M_{ЗК}$ (км)
1	10	24	1677.72	52.12
2	39	22	1635.78	51.12
3	18	23	1509.95	47.18

Уже по трём точкам (табл. 2), хотя их мало, можно сделать предварительный вывод о тенденции сокращения мощности земной коры под южными Хибинами с Запада на Восток, соответственно – с возрастанием средней плотности слоя ГКС (M_0) в этом же направлении. По сейсмологическим данным («кольский» участок профиля Quartz [7]), мощность земной коры в районе Хибин – $M_{ЗК} \approx 50$ км, что подтверждает правильность приведённых выше вычислений по измеренной в обнажениях хибинских горных пород длине конечной моды M_n = видимой мощности тектонического расслоения в обнажениях на поверхности (табл. 2).

Заключение

Проведённая работа показала наличие прямой связи размера элемента ритмичного субгоризонтального тектонического расслоения приповерхностных пород M_n с мощностью земной коры и слоя ГКС, что подтверждает верность более ранних догадок о механизме тектонического расслоения и принципе эквивалентности гравитирующих масс [1, 2]. Таким образом, видимые в обнажениях коренных горных пород признаки такого субгоризонтального тектонического расслоения можно вполне обоснованно применять в полевых условиях для построения рабочих геолого-геофизических моделей (в отсутствие более технологичных методик).

Работа выполнена в рамках темы НИР ГИ КНЦ РАН № FMEZ-2022-0025.

1. Ильченко В.Л. Тектоностратиграфическое моделирование земной коры по данным геофизического исследования скважин на шельфе Баренцева моря // Вестник Кольского научного центра РАН. – 2018. – № 2 (10). – С. 53–62.
2. Ильченко В.Л. Оценка глубины проникновения энергии лунного прилива во внешнюю оболочку земли // Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле: Материалы XIII Международной конференции / Ред.: Лебедев Е.Б., Салтыковский А.Я. и др. Москва, 1–3 октября, Борок, 4 октября 2011 г. – М. 2012. С.109–112.
3. Иванюк Г.Ю., Горяинов П.М., Егоров Д.Г. Введение в нелинейную геологию (опыт адаптации теории структур к геологической практике). – Апатиты: КНЦ РАН, 1996. 188 с.
4. Кузьмин И.А., Кременецкая Е.О., Тряпицын В.М. и др. Землетрясения в Хибинах в ноябре-декабре 1993 года. – Апатиты: КНЦ РАН, 1994. 9 с.
5. Kremenetskaya E.O., Ringdal F., Kuzmin I.A., Asming V.E. Seismological aspects of mining activity in Khibini. A brief overview. Preprint of the Kola Regional Seismological Centre of the RAS. – Apatity, 1995. 23 p.
6. Арзамасцев А.А., Глазнев В.Н. Глубинное строение и модель формирования Хибинского и Ловозерского рудоносных комплексов по геолого-геофизическим данным // Крупные и суперкрупные месторождения: закономерности размещения и условия образования / Под ред. Д.В. Рундквиста. – М.: ИГЕМ РАН, 2004. С. 345–359.
7. Павленкова Н.И., Павленкова Г.А. Строение земной коры и верхней мантии Северной Евразии по данным сейсмического профилирования с ядерными взрывами. – М.: ГЕОКАРТ, ГЕОС, 2014. – 192 с.

ИНФОРМАЦИОННО-СТАТИСТИЧЕСКИЙ ПРОГНОЗ СТРУКТУРНЫХ ПРЕДПОСЫЛОК НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ПЛОЩАДНОЙ ЭМПИРИЧЕСКОЙ МОДОВОЙ ДЕКОМПОЗИЦИИ ПОТЕНЦИАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ

Д.Ф. Калинин¹, А.С. Долгаль²

1 – Санкт-Петербургский горный университет, г. Санкт-Петербург
2 – Горный институт Уро РАН, Пермь, *kalinin_df@pers.spmi.ru*

Создание прогнозно-геофизических схем, отражающих предпосылки нефтегазоносности, предусматривает вероятностные построения на базе информационно-статистической теории [4]. Построения осуществляются в два этапа: обучение на альтернативных групповых эталонах и распознавание целевых объектов (предпосылок нефтегазоносности на апробируемой территории), сходных с эталонами по комплексу геоданных. Необходимость объединения эталонных месторождений в альтернативные группы обусловлена пространственной изменчивостью положения кровли фундамента, приуроченностью месторождений УВ к соответствующим структурно-тектоническим и геоморфологическим обстановкам, территориальной удаленностью от зоны прогноза, наличием сложно расчлененного рельефа дневной поверхности и др. В пределах апробируемой территории региональные и локальные предпосылки, подобные групповым эталонам, могут проявляться в разночастотных «структурных» трансформантах.

В настоящее время известно, что большинство измеряемых геофизических полей в силу естественных причин (в первую очередь – из-за сложности геолого-структурной организации среды) являются пространственно нестационарными по статистическим характеристикам [6]. В этой связи в последние годы все чаще используется метод эмпирической модовой декомпозиции (EMD), предложенный Н.Хуангом [8] и применяемый, в частности, при обработке геофизических данных [3, 5].

Анализируемое поле $U(x)$ итерационно раскладывается на серию компонент, называемых внутренними модовыми функциями (intrinsic mode functions – IMF). В отличие от гармоник с фиксированными амплитудами и частотами, получаемых при представлении дискретного сигнала рядом Фурье, каждая IMF-компонента может иметь переменную амплитуду

и частоту в разные моменты времени t (или в разных точках пространства x). Значения $U(x)$ исходного геофизического поля, полученные в k точках наблюдений можно представить в виде суммы нескольких разночастотных IMF-компонент $\psi(x)$ и остаточной компоненты $r(x)$, уже не подлежащей дальнейшему разложению. Во многих случаях IMF-компоненты и/или их комбинации успешно выявляют структурные особенности среды.

На основании проверок на модельных и экспериментальных данных можно утверждать, что используемый при разложении адаптивный вычислительный базис является:

- законченным и сходящимся (сумма всех IMF-компонент $\psi(x)$ и остатка $r(x)$ равна исходному полю и не зависит от критериев останова итераций);
- ортогональным (все IMF-компоненты и остаток ортогональны друг другу);
- единственным.

Адаптивность базиса проявляется в том, что он получен непосредственно из анализируемых данных посредством эмпирической процедуры. Вычисления включают многократный расчет огибающих функций $p(x)$ и $q(x)$, а также их средних $\varphi(x)=[p(x)+q(x)]/2$ по соответствующему числу автоматически фиксируемых экстремумов. Вычисление новых IMF-компонент с постепенно увеличивающимися номерами производится во внешнем итерационном цикле разложения на основе последовательного исключения из сигнала предыдущих IMF-компонент, многократно уточняющихся во внутренних циклах отсеивания. Критерием остановки разложения является наличие в остатке $r(x)$ менее 2-х минимумов и 2-х максимумов.

Огибающие $p(x)$ и $q(x)$ могут быть построены посредством сплайнов (например, кубических). С целью уменьшения искажений поля в краевых частях профиля вместо сплайнов можно использовать процедуры аналитической (истокообразной) аппроксимации. В последнем случае обусловленность при численном решении системы линейных алгебраических уравнений (СЛАУ) определяется расстояниями между экстремумами огибающих функций. Эти расстояния могут сильно варьировать, что приводит к существенному накоплению погрешностей для систем с плохо обусловленными матрицами. В ходе проведенных вычислительных экспериментов был опробован усовершенствованный алгоритм разложения наблюдаемых геопотенциальных полей MMD, использующий априорные ограничения на спектральный состав компонент $\psi(x)$ [2]. Такие компоненты получили наименование «модифицированные модовые функции» (modified mode functions – MMF). В основе усовершенствованного алгоритма лежит кусочно-постоянное представление огибающих $p(x)$ и $q(x)$, рассчитываемых в ходе разложения исходного поля $U(x)$ для серии последовательно расширяющихся скользящих окон. Процесс разложения становится более управляемым и устойчивым, с некоторым уменьшением точности результатов, получаемых для высокочастотных компонент. При этом числа обусловленности, характеризующие влияние погрешностей исходных данных на результаты решения СЛАУ, оказываются на 2–3 порядка ниже.

Следует отметить, что усовершенствованный алгоритм MMD реализует попытку объединить использование адаптивного базиса (EMD) и вейвлет-преобразований вида «масштаб-время» (FWT) за счет использования дополнительных ограничений на частоты квазиортогональных компонент разложения исходного поля. Эти ограничения являются препятствием для смешивания мод. Кусочно-постоянное представление огибающих $p(x)$ и $q(x)$ несколько загроубляет результаты разложения, но исключает возможность пересечения как самих огибающих, так и их средних $\varphi(x)$. Использование в циклах отсеивания истокообразной аппроксимации обеспечивает практически полное отсутствие краевых эффектов. Кроме того, становится возможным управлять процессом за счет изменения числа точек скользящего окна и масштабного коэффициента.

Основные идеи и элементы алгоритма MMD нашли свое отражение в его 3D-версии, которая была использована при подготовке экспериментального материала с целью площадной оценки перспектив нефтегазоносности на одной из апробируемых территорий Западной Якутии. Усовершенствованный алгоритм трехмерного MMD-разложения учитывает изменения стационарности обрабатываемого геопотенциального поля путем перемещения

последовательно расширяющихся площадных скользящих окон для соответствующих ММФ-компонент в двух ортогональных направлениях.

В настоящее время накоплено много данных, указывающих на сложное региональное структурно-тектоническое строение апробируемой территории. Об этом свидетельствует серия площадных построений, а также геолого-геофизических разрезов, подготовленных в результате комплексного анализа потенциальных полей и их трансформант для ряда интерпретационных профилей. Результаты EMD потенциальных полей наряду с глубинными разрезами, отражающими распределения эффективных магнитных и плотностных параметров среды, позволяют предположить наличие элементов разломной тектоники и выявить серию структурных элементов (впадин, прогибов, сводов фундамента и др.), прямо или косвенно связываемых с предпосылками нефтегазоносности [5].

В пределах анализируемого фрагмента территории Западной Якутии, а также в зонах сосредоточения известных нефтегазоконденсатных месторождений, относящихся к Лено-Виллюйской и Лено-Тунгусской нефтегазоносным провинциям (НГП), необходимо было проследить сходство структурно-тектонических обстановок. На основе сходства обстановок далее производился отбор и группирование месторождений УВ, используемых в качестве натуральных эталонов при проведении прогнозных работ. По анализу типа флюида, типа структуры и возраста продуктивных отложений были сформированы две альтернативные эталонные группы, расположенные в пределах существенно различных региональных тектонических структур Лено-Виллюйской НГП и Лено-Тунгусской НГП.

Следует подчеркнуть, что в районах сосредоточения альтернативных эталонных групп 1 («А») и 2 («В») предпосылки нефтегазоносности предположительно связываются с наличием рифтовых зон и вулканических поясов. Из сопоставления данных сейсмических исследований и результатов комплексного анализа потенциальных полей установлено, что на анализируемой территории Западной Якутии предпосылки нефтегазоносности могут быть связаны с антиклинальными сводовыми поднятиями кристаллического фундамента, в кровле которого не исключается наличие древней коры выветривания. Подобным характерным поднятием в пределах Лено-Тунгусской НГП является Непский свод, ассоциируемый с погребённой вулкано-тектонической структурой. Вокруг погребённого вулканического конуса кольцеобразно расположены крупные месторождения УВ (Чаяндинское, Талаканское, Восточно-Алинское и др.).

Альтернативные групповые эталоны «А» – «Лено-Виллюйский» и «В» – «Лено-Тунгусский» использовались при вероятностном прогнозе целевых объектов (предпосылок нефтегазоносности), сходных с эталонами. Общность структурно-тектонических обстановок, прослеживаемых в пределах апробируемой территории и на эталонных участках, подчеркивается наличием крупных комплексов терригенных, карбонатных и карбонатно-галогенных отложений в осадочном чехле, наличием ряда крупных сводов, приуроченностью эталонных месторождений к локальным положительным структурам – антиклиналям и брахи-антиклиналям. Прогноз осуществлялся по совокупностям признаков, включающим исходные геопотенциальные поля, отдельные ММФ-компоненты, образованные в результате их декомпозиции, а также комбинации ММФ-компонент, суммируемых в каждой точке обрабатываемой площади. ММФ-компоненты были рассчитаны на фрагментах территорий, включающих «Лено-Виллюйский» и «Лено-Тунгусский» групповые эталоны, а также в пределах рассматриваемой площади.

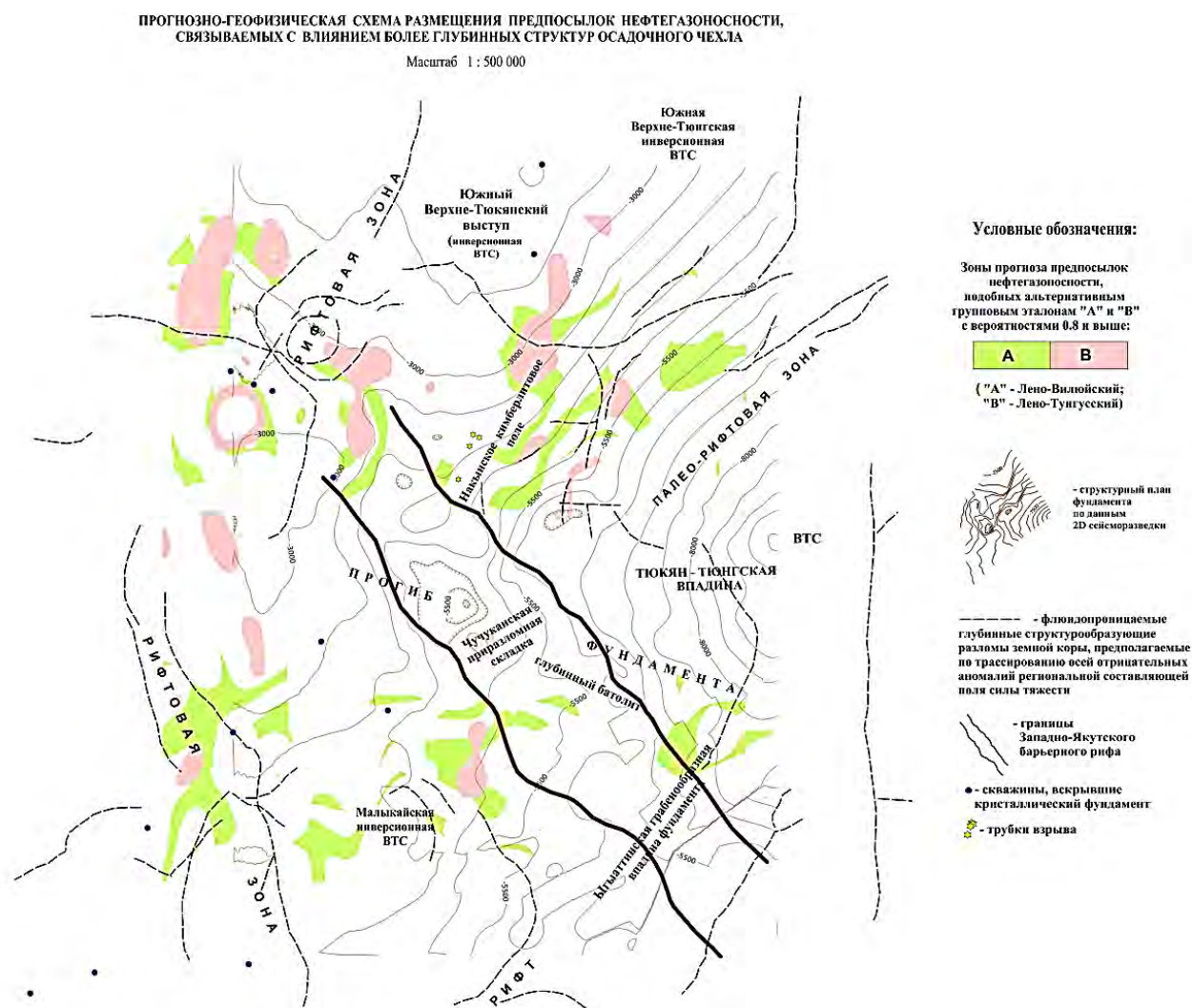
Исследования показали, что использованные при прогнозе комбинации модифицированных модовых функций наряду с остаточными компонентами разложений геопотенциальных полей обладают незначительной взаимной корреляцией, как в пределах апробируемой территории, так и в пределах участков размещения групповых эталонов. Данное условие является необходимым для правомерного использования информационно-статистических алгоритмов комплексной интерпретации геоданных.

Значения наблюдаемых полей и компонентов их разложений вырезались из соответствующих гридов в пределах контуров известных нефтегазоконденсатных месторождений

Вилуйской НГО и Непско-Ботуобинской НГО, а затем группировались в «обучающие» эталонные выборки. Далее проводилось исследование информативности и надежности признаков, участвующих в формализованном прогнозе структурных предпосылок нефтегазоносности. С этой целью посредством компьютерной технологии MultAlt для каждого признака были построены решающие правила [1], использующие группированные эталонные выборки типа 1 (целевая альтернатива «А») и 2 (целевая альтернатива «В»), а также выборки, состоящие из значений признака в пределах всего апробируемого фрагмента (фоновая альтернатива «С»).

Анализ решающих правил показал, что максимальной прогнозной эффективностью обладают остаточные компоненты разложения наблюдаемых потенциальных полей. В то же время комплексирование суммарных «шумовых» (наиболее высокочастотных) компонент разложения было признано нецелесообразным в силу их низкой информативности и надежности.

На заключительном этапе обработки посредством компьютерной технологии MultAlt на основе группированных эталонов было проведено распознавание целевых объектов (структурных предпосылок нефтегазоносности) в пределах апробируемой территории. В результате были построены вероятностные прогнозно-геофизические схемы предполагаемого размещения предпосылок нефтегазоносности, связываемых:



Прогнозно-геофизическая схема пространственного размещения предпосылок нефтегазоносности, связываемых с влиянием глубинных структур в нижней части осадочного чехла (в том числе – наследуемых от фундамента). Прогноз осуществлен по комплексу комбинированных MMF-компонент $\{\Delta g_{(MMF3+MMF4+MMF5)}, \Delta T_{(MMF3+MMF4+MMF5)}\}$

- а) с совокупным влиянием разноглубинных (региональных и локальных) структур среды;
- б) с влиянием локальных структур в верхней части осадочного чехла;
- в) с влиянием глубинных структур в нижней части осадочного чехла (в том числе – наследуемых от фундамента, см. рисунок);
- г) с влиянием региональных, наиболее глубинных структур (возможно – мантийного заложения).

Указанные прогнозно-геофизические схемы включают результаты комплексного анализа различных площадных компонент, рассчитанных путем трехмерной (эмпирической) ММД-декомпозиции потенциальных полей. Используемые ММФ-компоненты и их комбинации сопрягаются с различными глубинами, однако в сложных геолого-структурных условиях оценить истинную глубинность выделяемых структур можно лишь условно. Анализ схем показывает, что наиболее глубинные (региональные) предпосылки нефтегазоносности, подобные групповому эталону «А» («Лено-Вилуйский») и обширно фиксируемые в пределах исследуемого фрагмента Западной Якутии, сопряжены как с зоной палеорифта, так и с прогибом фундамента. По данным плотностной томографии, зона палеорифта выделяется в виде обширного разуплотнения с эпицентром залегания на глубине порядка 50 км и связана с проявлениями кимберлитового магматизма. Прогнозируемые региональные предпосылки нефтегазоносности, подобные групповому эталону «В» («Лено-Тунгусский»), сопряжены с более молодыми рифтовыми зонами и их грабенообразными впадинами, связанными в свою очередь с щелевым вулканизмом – внедрением штоков, интрузий по зонам глубинных разломов фундамента, а также вулканизмом центрального типа (Малькайская и Верхне-Тюкянская инверсионные вулканотектонические структуры). Можно констатировать, что пространственное распределение зон, связываемых с предпосылками нефтегазоносности, не противоречит предположениям о глубинном строении и этапах формирования региональных структур в пределах апробируемой территории (в первую очередь – фундамента и его кровли).

Особо следует выделить сосредоточения предполагаемых глубинных структурообразующих разломов земной коры в рифтовых и палео-рифтовой зонах, частично прослеживаемых на исследуемой территории. Разломы выделены путем трассирования осей линейных аномалий региональной составляющей поля силы тяжести (компьютерная технология COSCAD-3D [7]).

В целом прогнозно-геофизические схемы свидетельствуют о существенной корреляции региональных предпосылок нефтегазоносности обоих типов «А» и «В» с многочисленными тектоническими нарушениями рифтовой и вулканогенной природы. Использование модифицированного алгоритма трехмерной декомпозиции геопотенциальных полей в сочетании с алгоритмами вероятностно-статистического прогноза позволяет локализовать как глубинные структуры, так и наиболее поднятые блоки фундамента, наследуемые в осадочном чехле. Прогнозируемые с высокими вероятностями зоны сопрягаются с участками повышенной и длительной магматической активности, характерной для глубинного строения Якутской кимберлитовой провинции, а также с пересечениями глубинных разломов разных направлений и порядков. Тем самым, они отражают наиболее благоприятные предпосылки для проникновения восходящих флюидов углеводородов в осадочный чехол. Ряд прогнозируемых участков указывает на наличие грабенообразных впадин рифтовых зон, которые в сочетании с мощными вулканогенно-осадочными толщами интерпретируются как наиболее перспективные предпосылки нефтегазоносности. К бортам впадин могут быть приурочены месторождения УВ, связанные с локальными структурными поднятиями и крупными зонами выклинивания.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ 19-05-00654-А.

1. Гольцман Ф.М., Калинин Д.Ф., Калинина Т.Б. Компьютерная технология MULTALT многоальтернативной классификации и прогноза по комплексу геоданных // Российский геофизический журнал. 2000. № 17–18. С. 64–70.

2. Долгаль А.С., Ворошилов В.А. Адаптивный алгоритм разложения геофизических полей на составляющие // Геология и полезные ископаемые Западного Урала: сб. науч. статей. – Пермь: Пермский государственный научно-исследовательский университет, 2020. Вып. 3 (40). С. 173–180.
3. Долгаль А.С., Христенко Л.А. Применение эмпирической модовой декомпозиции при обработке геофизических данных // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2017. Т. 328. № 1. С. 100–108.
4. Калинин Д.Ф. Информационно-статистический прогноз полезных ископаемых / Министерство природных ресурсов и экологии РФ, ФГУНПП «Геологоразведка». – 2011. 164 с.
5. Калинин Д.Ф., Яновская Ю.А., Долгаль А.С. Использование статистических методов интерпретации потенциальных полей для изучения структурно-тектонического строения нефтегазоперспективных территорий // Геология нефти и газа. 2021. № 2. С. 27–36
6. Никитин А.А., Петров А.В. Теоретические основы обработки геофизической информации: учебное пособие. – М.: Издательство МГГРУ, 2008. 112 с.
7. Петров А.В., Трусов А.Н. Компьютерная технология статистического и спектрально-корреляционного анализа трёхмерной геоинформации «COSCAD-3D» // Геофизика. 2000. № 4. С. 29–33.
8. Huang N.E., Shen Z., Long S.R., Wu M.C., Shih H.H., Zheng Q., Yen N.-C., Tung C.C. and Liu H.H. The empirical mode decomposition and the Hilbert spectrum for nonlinear and non-stationary time series analysis // Proc. R. Soc. Lond. A. 1998. Vol. 454. P. 903–995.

ВОЗМОЖНОСТИ ОПРЕДЕЛЕНИЯ УДЕЛЬНЫХ СОПРОТИВЛЕНИЙ В ШИРОКОМ ДИАПАЗОНЕ ЗНАЧЕНИЙ ПО ДАННЫМ АЭРОЭЛЕКТРОРАЗВЕДКИ

Е.В. Каршаков¹, В.М. Керцман², Е.В. Мойланен¹, Ю.Г. Подмогов³

1 – ИПУ РАН

2 – МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва

3 – ООО «Геотехнологии», Московская обл., natagm@bk.ru

Аннотация. Рассматриваются технические особенности электромагнитной системы комплекса ЭКВАТОР, которые позволяют с хорошей точностью выполнить оценку удельных сопротивлений в диапазоне от первых долей до нескольких тысяч Ом·м. Приводятся убедительные результаты измерений в прибрежно-морской зоне (Хорватия) и на золоторудных участках Восточной Сибири, содержащие контрастные проводники и изоляторы. Очень важно, что многие результаты получены в условиях промышленных помех и сложного рельефа местности.

Ключевые слова: аэрогеофизика, комплекс ЭКВАТОР, электроразведка, удельные сопротивления.

Отличительные особенности современной аэроэлектроразведки

Основные технические особенности аэроэлектроразведочной системы ЭКВАТОР заключаются в возможности одновременно выполнять зондирования во временной и частотной областях. При измерениях контролируется реальная форма импульса и геометрия измерительной установки. Это позволяет выполнять кондиционные измерения удельных сопротивлений среды в диапазоне 0.1–10 000 Ом·м в интервале глубин 0–400 м. Важной особенностью комплекса является его высокая производительность и возможность кондиционных измерений в горной местности.

Практические результаты работ

Республика Хорватия. В 2021 г. была произведена аэроэлектроразведочная съемка в Хорватии. Целью работ было получить гидрогеологическую модель дельты реки Неретва. На основе данной модели разрабатывается стратегия борьбы с поступлением соленой морской воды в имеющиеся источники пресных грунтовых вод. Измерения выполнялись над акваторией Адриатического моря, в пределах речной долины, абсолютные отметки которой на 2 м ниже уровня моря (отгорожена дамбой), а также в прибрежных горах, где обнажаются породы скального основания. На площади работ присутствовали многочисленные

источники промышленных помех (железная дорога на переменном токе, ЛЭП). На рис. 1 и 2 приводятся схема высот и геоэлектрический разрез по результатам 1D-инверсии электромагнитных данных [2]. Измеренные значения удельных сопротивлений составляют: для морской воды – 0,1–0,5 Ом · м, для донных отложений 1–3 Ом · м, для отложений речной долины – 2–60 Ом · м, для скальных пород характерны сопротивления 1000–4000 Ом · м. С помощью аэроэлектроразведки удалось определить глубину дна в заливе с отметками глубин порядка 30 м.

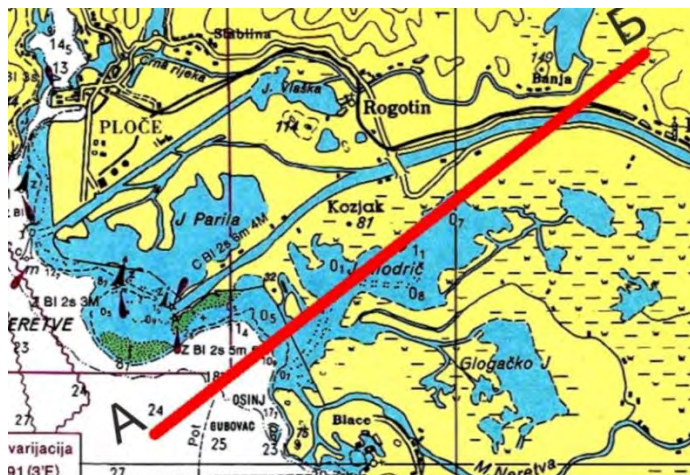


Рис. 1. Картографическая схема с указанием абсолютных высот и глубин

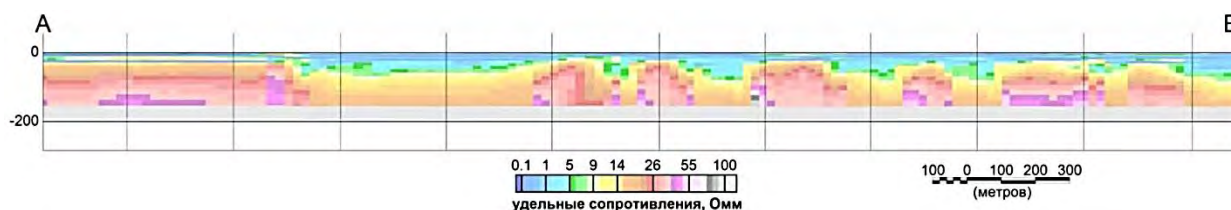


Рис. 2. Геоэлектрический разрез по результатам одномерной инверсии данных

Золоторудные участки Восточной Сибири. Приводятся примеры детального картирования известных и перспективных золотоносных зон по участку Урях и Сухой Лог. Для обоих участков характерно наличие контрастных проводников 10–90 Ом · м и весьма контрастных изоляторов 1000–10 000 и более Ом · м. Результаты измерений иллюстрируются картами кажущихся сопротивлений и геоэлектрическими разрезами, полученными на основе 1D-инверсии данных аэроэлектроразведочной системы ЭКВАТОР.

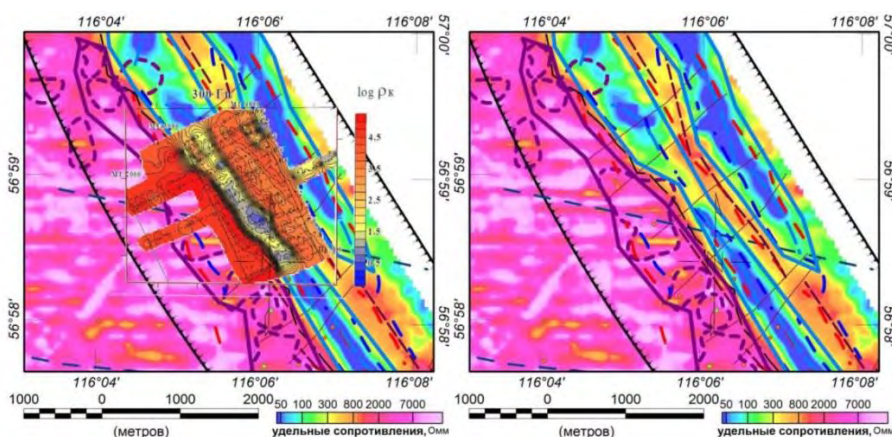


Рис. 3. Сопоставление карт кажущихся сопротивлений канала 300 Гц наземных работ АМТЗ [1] (слева) и для частотного канала 230 Гц аэроэлектроразведочной системы

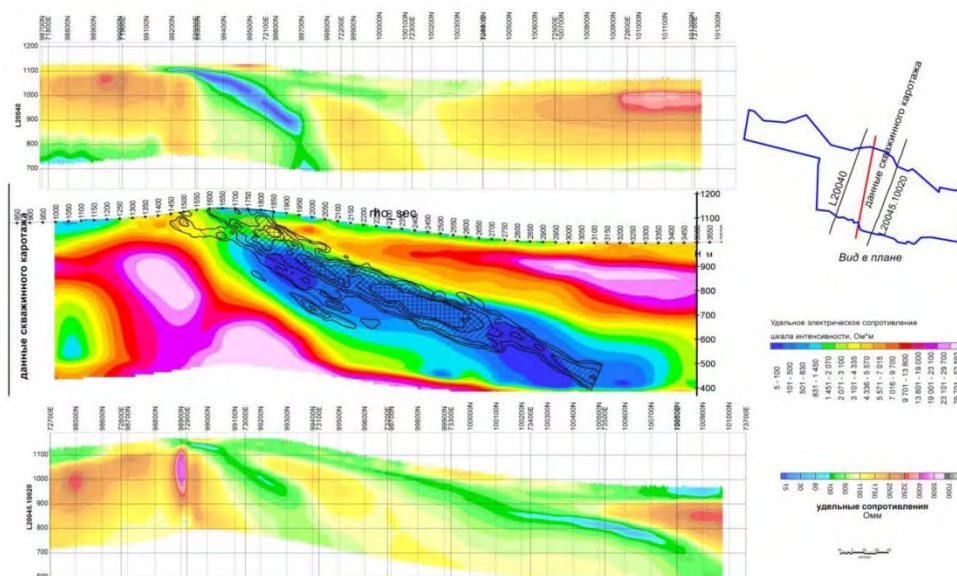


Рис. 4. Геоэлектрические разрезы, построенные по данным скважинного каротажа (в центре) и аэроэлектроразведки (совместное использование и частотных, и временных данных)

1. Кузьмицкая Л.Ю. Применение метода аудиоманнителлурического зондирования при поисках коренных месторождений золота в черносланцевых толщах (Сухоложское, Уряхское и Олбот-Верхне-Хатыннахское рудные поля). Выпускная работа. – СПбГУ, 2018. 97 с.

2. Karshakov E., Iterated extended Kalman filter for airborne electromagnetic data inversion // Exploration Geophysics 51(1). 66–73. 2020. DOI: 10.1080/08123985.2019.1593790

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ СОВМЕСТНОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ СЕЙСМО- И ГРАВИМЕТРИЧЕСКИХ ДАННЫХ ПРИ ПОИСКАХ ЗАЛЕЖЕЙ УГЛЕВОДОРОДОВ

Т.Н. Кишман-Лаванова

Институт геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины, г. Киев, kltam@ukr.net

Введение. Гравиметрическая съемка есть наиболее эффективным и экономичным методом выявления глубоко залегающих структур, определения границ нефтегазоносных осадочных бассейнов, а также открытия перспективных участков и обнаружения локальных структур в виде потенциальных нефтегазовых ловушек [2].

Традиционная концепция нефтегазовой геологии и соответствующие геофизические технологии и методики поиска полезных ископаемых ориентированы в основном на крупные по площади размеры структурных и неструктурных залежей в верхней части осадочных комплексов. Тем не менее освоение малых по площади, но больших по объемным запасам, сложно построенных залежей в осадочных, метаморфизованных, вулканогенных и изверженных комплексах представляет один из главных резервов долговременного обеспечения энергетическими ресурсами [1, 6].

Очевидно, что эффективность нефтепоисковых работ в различных регионах зависит как от инструментов моделирования сложных геологических структур в рамках используемого метода, так и от интерпретационных возможностей самого метода. Эффективность гравиразведки основывается на широко известных работах В.И. Старостенко, Е.Г. Булаха, В.М. Страхова, А.И. Кобрунова и многих других.

Ввиду того, что нефтегазоносные структуры представляют собой сложно построенную слоистую геологическую среду, для их выявления недостаточно использования одного метода.

При изучении глубокозалегающих структурных месторождений нефти и газа средствами сейсморазведки основное значение имеет метод отраженных волн. Высокая разрешающая способность, обеспечивающая отдельное изучение разреза по большому числу отражающих горизонтов, делает метод отраженных волн незаменимым при поисках небольших по размеру структурных объектов, залегающих на большой глубине.

На сегодняшний день очевидным становится то, что совершенного метода интерпретации геофизических данных не существует. Каждый метод имеет свои сильные и слабые стороны, и в лучшем случае использует данные других методов как конечный результат их интерпретации. Поэтому логичным было возникновение идеи совместной интерпретации геофизических данных, начало развития которой было положено в работах [3, 4, 9].

На данный момент существует достаточная теоретическая база применения численных методов многоцелевой оптимизации для инверсии геофизических данных различных типов.

В настоящей работе рассмотрены теоретические аспекты постановки и решения задачи совместной инверсии в применении к сейсмо- и гравиметрическим данным, основываясь на успешном опыте такого подхода для инверсии одного типа данных. В рамках вероятностного подхода стандартная постановка совместной инверсии геофизических данных формулируется как задача максимизации апостериори условных функций плотности вектора модельных параметров. В силу сложности определения этих функций целесообразным представляется трансформация задачи максимизации в задачу минимизации вектора многоцелевой функции. При этом априорная информация формализуется посредством нечетких множеств. Решение задачи минимизации осуществляется с помощью алгоритма поиска Парето-оптимальных решений.

Совместная интерпретация гравиметрических и сейсмических данных позволяет использовать полезную информацию каждого метода. Существует два возможных пути комбинирования данных полученных от двух методов:

- данные каждого метода инвертируются независимо, а конечное решение строится с использованием всех независимых моделей;
- множества нескольких типов данных комбинируется в одно, которое впоследствии подлежит инверсии. Такая процедура, называемая совместной инверсией нескольких типов данных, обеспечивает непосредственно конечную модель.

Задача совместной инверсии часто формулируется как скалярная. Операторы прямой задачи линеаризуются, а ошибки данных считаются случайными и подчиняются Гауссовому распределению. Такой подход можно найти у некоторых авторов [11–13]. Но большинство геофизических обратных задач нелинейны, их решения неединственные, и погрешности данных не всегда вызваны случайными помехами.

Такие задачи целесообразно решать в рамках методов прямого поиска, когда конечное решение выбирается из множества альтернативных решений, смоделированных в параметрическом пространстве под контролем некоторых правил [8, 15].

Рассмотрим задачу совместной инверсии данных двух методов сейсмо- и гравиметрического.

Формулировка обратной задачи гравиметрии с использованием отношения скорости и плотности

В случае линейной задачи имеет место попытка использовать плотностно-скоростное взаимоотношение как случай статистической зависимости. Идея метода была предложена в книге Г.И. Каратаева и И.К. Пашкевич [4] и далее развита в работе [7]. Метод основан на концепции геофизического тела, для которого установлены все отношения между физическими параметрами, в данном случае зависимость между скоростью сейсмических волн и

плотностью. Если известна только скорость продольной волны, плотность породы $\rho(x, y, z)$ в некоторой точке может быть оценена уравнением:

$$\rho(x, y, z) = a(x, y, z) + b(x, y, z) V_p(x, y, z), \quad (x, y, z) \in T, \square$$

где $a(x, y, z), b(x, y, z)$ – неизвестные нелинейные функции, зависящие от давления и температуры, состава горных пород и тектонических различий внутри тела T , $V_p(x, y, z)$ – скорость продольной волны.

Предложенный подход дает возможность сформулировать обратную задачу как линейную с фиксированным и относительно небольшим числом модельных параметров вектора \mathbf{m} :

$$\mathbf{G}\mathbf{m} = \mathbf{d},$$

где \mathbf{G} – матрица, составленная из значений линейного оператора прямой задачи в точках наблюдения, \mathbf{d} – вектор наблюдаемых гравитационных данных. Метод наименьших квадратов дает хорошие результаты, при этом не требуется априорная информация о зависимости плотности и скорости.

Стандартная формулировка задачи совместной инверсии на основе вероятностного подхода

Вероятностный подход к инверсии геофизических данных предполагает следующую формулировку.

Пусть T – геологический объект физические свойства которого и форма могут быть описаны вектором параметров $\mathbf{m} = [m_1, m_2, \dots, m_n] \in M$, где M – множество возможных комбинаций параметров, определенных в параметрическом пространстве R^n . Примем, что независимая априорная информация об объекте T может быть выражена посредством функции плотности вероятности (PDF) $p(\mathbf{m})$. Тогда вектор \mathbf{m} может быть получен в результате инверсии вектора наблюдаемых данных $\mathbf{d}_{obs} = (d_1, d_2, \dots, d_q)$, где $d_i, i = \overline{1, q}$ – отдельные измерения. Процедура инверсии максимизирует апостериори условную плотность вероятности вектора \mathbf{m} [13]:

$$p(\mathbf{m} | \mathbf{d}_{obs}) = p(\mathbf{m})p(\mathbf{d}_{obs} | \mathbf{m})/p(\mathbf{d}_{obs}), \mathbf{m} \in M, \quad (1)$$

где $p(\mathbf{m})$ – априори PDF вектора \mathbf{m} , $p(\mathbf{d}_{obs} | \mathbf{m})$ – условная плотность вероятности экспериментальных данных, $p(\mathbf{d}_{obs})$ – предельная плотность вероятности экспериментальных данных. Поскольку $p(\mathbf{d}_{obs})$ не зависит от \mathbf{m} , можем принять его в качестве некоторой постоянной b . Тогда максимум условной PDF (1) дает оценку параметров вектора \mathbf{m} .

Предположим, что выполнено k геофизических эксперимента, чтобы получить информацию об объекте T . Результаты этих экспериментов формируют вектор

$$\mathbf{d}_{obs} = \{\mathbf{d}_{obs}^1, \mathbf{d}_{obs}^2, \dots, \mathbf{d}_{obs}^k\}. \quad (2)$$

Если все эксперименты были выполнены независимо, то ошибки в отдельных наборах данных не коррелируют и все $\mathbf{d}_{obs}^i, i = 1, \dots, k$ могут рассматриваться независимыми случайными величинами. Тогда апостериори PDF вектора параметров \mathbf{m} можно записать [3]:

$$(p(\mathbf{m} | \mathbf{d}_{obs}^1, \mathbf{d}_{obs}^2, \dots, \mathbf{d}_{obs}^k) = bp(\mathbf{m})p_1(\mathbf{d}_{obs}^1 | \mathbf{m})p_2(\mathbf{d}_{obs}^2 | \mathbf{m}) \dots p_k(\mathbf{d}_{obs}^k | \mathbf{m}), \mathbf{m} \in M. \quad (3)$$

Все PDF в (3) зависят от одного вектора \mathbf{m} . Максимизация (3) дает оценку \mathbf{m}^* вектора параметров \mathbf{m} , которая принимается как решение задачи совместной инверсии нескольких типов данных.

Во многих реальных задачах можно предположить, что все PDF $p(\mathbf{m})$ и $p_i(\mathbf{d}_{obs}^i | \mathbf{m}), i = \overline{1, k}$ есть гауссовыми, тогда максимизация функции (3) эквивалентна минимизации следующей функции

$$L(\mathbf{m}) = \sum_{i=1}^k \left\| \mathbf{g}_i(\mathbf{m}) - \mathbf{d}_{obs}^i \right\|_{l_{Q_i}} + \left\| \mathbf{m} - \mathbf{m}_0 \right\|_{l_n}, \mathbf{m} \in M, \quad (4)$$

где $\|g_i(\mathbf{m}) - \mathbf{d}_{obs}^i\|_{l_{Q_i}}$ обозначает разницу между теоретически вычисленными и наблюдаемыми значениями во взвешенной норме l_{Q_i} и $\|\mathbf{m} - \mathbf{m}_0\|_{l_n}$ – разность искомым моделью \mathbf{m} и априорной \mathbf{m}_0 во взвешенной норме l_n . Если все операторы прямых задач линейны и используется норма l_2 , то задача (4) может быть решена хорошо известными методами матричной инверсии. В противном случае методы линейной инверсии неприменимы, и необходимо анализировать многомерную апостериорную PDF (3) для поиска решения.

Описание неопределенной априорной информации

Поскольку модельное пространство обычно многомерное, то и соответствующее априорное распределение, как правило, достаточно сложно. Если известно явное выражение плотности вероятности $p(\mathbf{m})$, то оно может быть использовано в аналитическом решении, хотя это не всегда необходимо. Например, при использовании методов Монте Карло достаточно только иметь набор вероятностных правил, которые позволяют генерировать образцы моделей, распределенные согласно функции плотности вероятности $p(\mathbf{m})$ в модельном пространстве [10].

С другой стороны неопределенная априорная информация может иметь невероятностный характер, она часто связана с неточными знаниями об исследуемом объекте. Тогда целесообразно описывать ее формально с использованием невероятностной меры неопределенности, а именно посредством нечетких множеств [16, 17]. Теория нечетких множеств сейчас хорошо развитая область математики. Приведем только определение нечеткого множества:

Пусть U – так называемое универсальное множество, из элементов которого образованы все остальные множества, рассматриваемые в данном классе задач. Нечетким множеством A называется совокупность пар:

$$A = \{ \langle x, \mu_A(x) \rangle \mid x \in U \},$$

где μ_A – функция принадлежности, т.е. $\mu_A : U \rightarrow [0, 1]$. Функция принадлежности есть аналогом характеристической бинарной функции в обычных множествах.

Важное преимущество в том, что основные операции нечетких множеств обеспечивают достаточно удобное комбинирование различных четких и нечетких ограничений на модельные параметры. Однако необходимо помнить, что функция принадлежности не может быть использована вместо априори PDF в классической формулировке обратной задачи, так как они не только выражают два разных типа неопределенной информации, но также соответствуют разным мерам неопределенности, которые должны удовлетворять разным аксиомам. Чтобы комбинировать разные типы неопределенности в одной схеме инверсии, необходимо изменить формулировку обратной задачи.

Совместная инверсия нескольких типов данных как задача многоцелевой оптимизации

Пусть X – нечеткое множество возможных решений определенное в параметрическом пространстве с функцией принадлежности $\mu_M(\mathbf{m})$ и $p_i(\mathbf{d}_{obs}^i \mid \mathbf{m})$, $i = 1, \dots, k$ – условные функции плотности вероятности экспериментальных данных. Функция $\mu_M(\mathbf{m})$ определяет степень принадлежности вектора параметров \mathbf{m} множеству возможных решений, которое зависит не только от экспериментальных данных, но и от априорных ограничений.

Тогда задача совместной инверсии нескольких типов данных может рассматриваться как задача одновременной максимизации всех условных апостериори PDF вектора параметров \mathbf{m} в уравнении (3) и функции принадлежности нечеткого множества возможных решений $\mu_M(\mathbf{m})$, где $\mu_M(\mathbf{m}) = \max(\mu_M(m_i))$, $i = 1, \dots, n$.

Это значит, что вместо скалярной функции (3) максимизации подлежит вектор целевой функции:

$$F(\mathbf{m}) = [\mu_M(\mathbf{m}), p_1(d_{obs}^1|\mathbf{m}), p_2(d_{obs}^2|\mathbf{m}), \dots, p_k(d_{obs}^k|\mathbf{m})], \mathbf{m} \in M \quad (5)$$

Это формулировка многоцелевой оптимизационной задачи (МОЗ). Такая задача может быть определена как минимизация вектора целевой функции $\mathbf{f}(\mathbf{x}) = [f_1(\mathbf{x}), f_2(\mathbf{x}), \dots, f_k(\mathbf{x})]$, которая принимает значения в целевом пространстве R^k при условии $\mathbf{x} = (x_1, x_2, \dots, x_n) \in X \subseteq R^n$, где X – множество возможных решений МОЗ:

$$\min_{\mathbf{x} \in X} \mathbf{f}(\mathbf{x}) = [f_1(\mathbf{x}), f_2(\mathbf{x}), \dots, f_k(\mathbf{x})], \quad (6)$$

а множество возможных решений ограничивается системой ограничений (Sakawa 1993).

Для эффективного поиска в многомерном параметрическом пространстве в работе [8] был предложен алгоритм глобальной оптимизации результатом которого есть множество Парето-оптимальных решений. В основе алгоритма лежит идея аппроксимации параметрического пространства диаграммами Вороного, предложенная М. Самбриджем [15]. Предложенный подход показал эффективность для инверсии сейсмических [9] и гравиметрических [5] данных.

При совместной интерпретации нескольких типов данных могут быть случаи, когда множество полных оптимальных решений не существует. Но всегда существует множество Парето-оптимальных решений и слабо Парето-оптимальных решений. Однако любое Парето-оптимальное решение это всегда компромисс решений. Другими словами, невозможно улучшить любое решение из Парето-множества, уменьшив одну целевую функцию без увеличения других. Возможности реальной МОЗ могут быть довольно большими, множество Парето-оптимальных решений может содержать множество решений с различными компромиссами между разными целями. Следовательно, анализ компромисса между различными компонентами векторной целевой функции представляет собой необходимый этап в выборе окончательных решений из Парето-множества

Заключение. Задача совместной интерпретации геофизических данных однозначно расширяет возможности интерпретационных методов при поисках нефтегазовых месторождений. В этой работе затронут достаточно узкий теоретический вопрос. Кроме изложенного, в каждой конкретной задаче требуется тщательный анализ влияния погрешностей на качество множества возможных решений. Погрешности в экспериментальных данных и неточная параметризация модели разрушают полное оптимальное решение, которое обычно существует для данных без погрешностей. В результате полное оптимальное решение расширяется до большого Парето-множества и неоднозначность в задаче совместной инверсии увеличивается.

1. Бембель Р.М., Мегеря В.М., Бембель С.Р. Геосолитоны: функциональная система Земли, концепция разведки и разработки месторождений углеводородов. – Тюмень: Вектор Бук, 2003. 224 с.

2. Березкин В.М. Применение гравиразведки для поиска месторождений нефти и газа. – М: Недра, 1973. 264 с.

3. Гольцман Ф. М., Калинина Т. Б. Статистическая интерпретация магнитных и гравитационных аномалий. – Л.: Недра, 1983. 248 с.

4. Каратаев Г.И., Пашкевич И.К. Геолого-математический анализ комплекса геофизических полей. – Киев. 1986.168 с.

5. Кишман-Лаванова Т.Н. Парето-оптимальные решения обратной задачи гравиметрии с неопределенной априорной информацией // Геофизический журнал. 2015. Т. 37. № 5. С. 93–103.

6. Мегеря В.М., Филатов В.Г., Старостенко В.И., Корчагин И.Н., Лобанов А.М., Гласко Ю.В., Волоцков М.Ю., Скачков С.А. Возможности и перспективы применения несейсмических методов для поисков скоплений углеводородов и геосолитонная концепция их образования // Геофизический журнал. 2012. Т. 34. № 3. С. 4–21.

7. Karatayev G.I., Kozlovskaya E. Method of integrated computer interpretation of DSS, gravity and magnetic data and its application to density modeling of the Earth's crust and upper mantle // *Lithosphere*. 1997. 6. 117–128.

8. Kozlovskaya E. An algorithm of geophysical data inversion based on non-probabilistic presentation of a priori information and definition of Pareto-optimality // *Inverse problem*. 2000. 16. P. 839–861.

9. Kozlovskaya E., Vecsey L., Plomerova J. and Raita T. Joint inversion of multiple data types with the use of multiobjective optimization: problem formulation and application to the seismic anisotropy investigations // *GJI*. 2007. 171. P. 761–779.

10. Mosegaard K., Tarantola A. Monte Carlo sampling of solutions to inverse problems // J. Geoph. Research. 1995. 100 (B7). P. 12431–12447.
11. Plomerova J., Sileny J., Babuska V. Joint interpretation of uppermantle anisotropy based on teleseismic P-travel-time delays and inversion of shear-wave splitting parameters // PEPI. 1996. 95. P. 293–309.
12. Roy L., Sen M.K., Stoffa K., McIntosh K. & Nakamura Y. Joint inversion of first arrival travel time and gravity data // J. Geophys. Eng. 2005. 2. P. 277–289.
13. Tarantola A. Inverse Problem Theory. – Amsterdam; New York: Elsevier, 1987.
14. Sakawa M. Fuzzy Sets and Interactive Multiobjective Optimization. – New York: Plenum Press, 1993.
15. Sambridge M. Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm I: searching a parameter space // Geophys. J. Int. 1999. 138. P. 479–494.
16. Zadeh L.A. Fuzzy sets as a basis of a theory of possibility // Fussy Sets Syst. 1978. 1. P. 3–28.
17. Zimmermann Hans-Jürgen. Fuzzy set theory – and its applications (4th ed.). – Dordrecht: Kluwer, 2001. 544 p.

КОМПЛЕКСНАЯ ОБРАБОТКА И ИНТЕРПРЕТАЦИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ И ГРАВИМЕТРИЧЕСКИХ ДАННЫХ В ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ С ПРИМЕНЕНИЕМ СГ-ТЕХНОЛОГИИ

В.А. Кочнев, В.И Вальчак

Институт вычислительного моделирования СО РАН, г. Красноярск, kochnev@icm.krasn.ru

На геологическую эффективность сейсморазведки при нефтегазопоисковых работах в Восточной Сибири отрицательно влияют ряд факторов разреза платформенного чехла, главным из которых является неоднородная по строению толща верхней части разреза (ВЧР), которая искажает волновое поле отраженных волн и, как следствие, морфологию целевых отражающих горизонтов в подстилающих перспективных отложениях. ВЧР сложена осадочными и туфогенными образованиями нижнего – верхнего палеозоя и нижнего триаса, пронизанными пластовыми и секущими интрузиями долеритов (сибирских траппов). Мощность ВЧР составляет от первых десятков до 1500 м, а скорость продольных волн, как по вертикали, так и по латерали изменяется от 1500 до 6000 м/с.

Поэтому на любом этапе сейсморазведочных работ (региональном, поисково-оценочном, разведочном) от правильности вычисления статических поправок за неоднородности ВЧР зависело получение максимально достоверной структуры перспективных объектов, рекомендованных под глубокое бурение. Буквально первые годы проведения сейсморазведки на перспективных площадях Сибирской платформы (1970-е годы) и последующее бурение на выделенных объектах показали недостаточность применения только первых вступлений для оценки скоростных неоднородностей ВЧР. Подтверждаемость структурных построений, в целом была (и остается) довольно низкая (около 20 %) как по глубинам залегания целевых горизонтов, так и по их морфологии. Уже тогда назрела необходимость комплексирования сейсморазведки с другими геофизическими методами, изучающими распределение плотности (скорости) в неоднородной по физическим свойствам толще ВЧР.

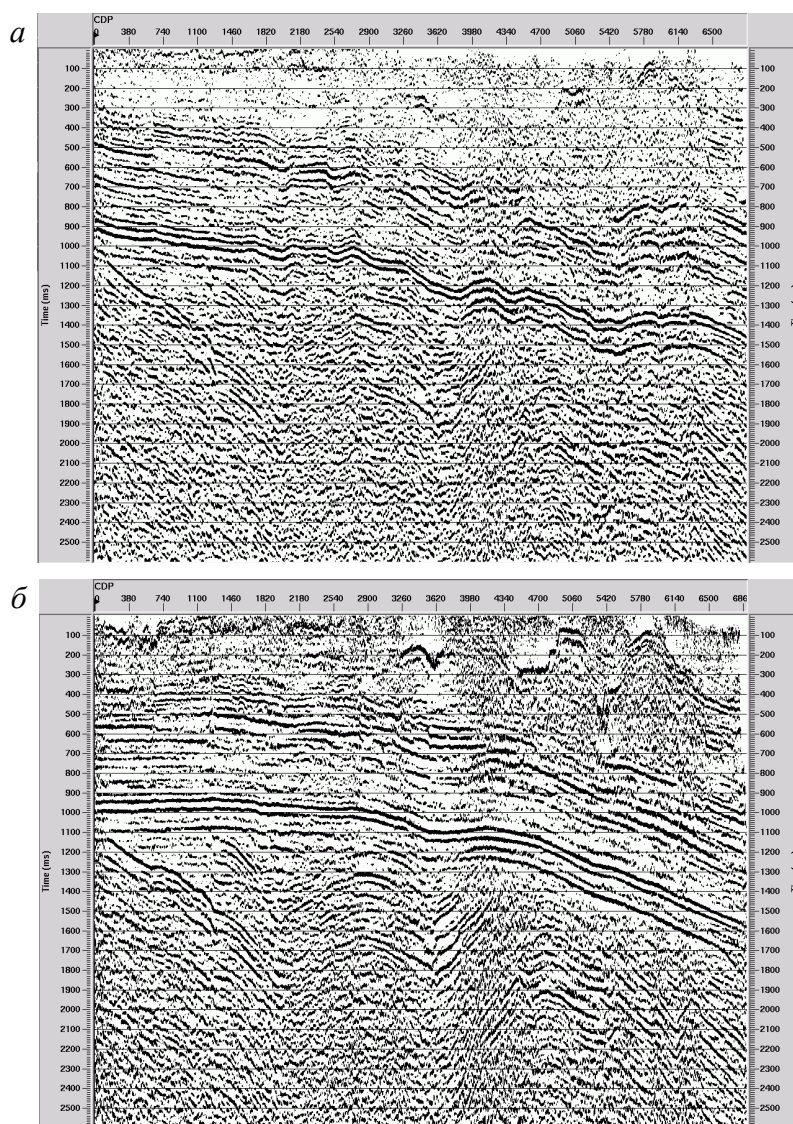
Для условий Восточной Сибири полезность использования детальных гравиметрических данных для расчёта статических поправок установлена Б.И. Музыченко [4].

Но для превращения идеи в технологию нужно было сформулировать сопутствующие задачи, создать устойчивые методы их решения и обосновать алгоритмы перехода от плотностной модели к скоростной и обратно.

Реализация такой технологии основана на решении прямых и обратных 2D- и 3D-задач гравиметрии для многослойных сред адаптивным методом [2], позволяющим устойчиво решать обратные задачи, учитывая достоверность априорных и наблюдаемых данных. По результатам решения модельных и реальных задач составлены рекомендации о применимости и эффективности технологии.

Таким образом, сформировавшаяся к настоящему времени сейсмогравитационная технология (СГ-технология) предназначена для обработки и интерпретации сейсмических данных в районах с неоднородной по физическим свойствам ВЧР [3]. Применение СГ-технологии позволяет выявлять крупные и средние неоднородности ВЧР, достигающие мощности 1000–1500 м, выделить которые только по сейсмическим данным в режиме производственной обработки, в большинстве случаев, затруднительно.

Первый важный результат был получен при экспериментальной обработке субмеридионального фрагмента опорного профиля «Алтай–Северная Земля» (региональный этап изучения территории) с участием специалистов ЗАО «Красноярскгеофизика» [2]. Здесь впервые для расчёта сейсмических статических поправок была принята модель ВЧР мощностью 1200 м, распределение плотности и скорости в которой определялись решением обратной задачи по детальным гравиметрическим наблюдениям (шаг по профилю 100 м). Как выяснилось, поправки по СГ-технологии значительно отличаются от поправок, рассчитанных другими методами, в том числе, с учетом гравиметрических данных. Как следствие, отличаются и разрезы как по степени прослеживаемости отражающих горизонтов (информативности), так и по их геометрии (рис. 1, а, б).



**Рис. 1. Временные разрезы по субмеридиональному фрагменту регионального профиля Алтай – Северная Земля длиной около 170 км, расположенному на южном склоне Курейской синеклизы (Сибирская платформа), полученные при статических поправках, рассчитанных стандартным способом – ОАО «Енисейгеофизика» (а) и по СГ-технологии (б).
Обработка Ю.А. Кульчинского, ЗАО «Красноярскгеофизика»**

При получении обоих разрезов применялись стандартные процедуры коррекции статики, кинематики и деконволюции. Если на временном разрезе по стандартной технологии (рис. 1, *а*) присутствуют несколько локальных перегибов, прослеживающихся по вертикали по всем отражающим горизонтам (возможно обусловленных недоучетом статики), то с учетом результатов СГ-технологии на разрезе (рис. 1, *б*) выделяется один локальный перегиб на фоне плавного и более крутого (на величину 120 мс) погружения отражающих горизонтов в направлении Курейской синеклизы.

На рис. 1, *б* по особенностям волновой картины более отчетливо, чем на рис. 1, *а* можно выделить три сейсмокомплекса. Верхний комплекс характеризуется хаотичной нерегулярной записью в интервале времен 0–400 мс в южной части профиля и до 0–1000 мс в северной. Он соответствует неоднородной по строению и физическим свойствам толще ВЧР. Суммарная мощность комплекса существенно нарастает на север в направлении Курейской синеклизы.

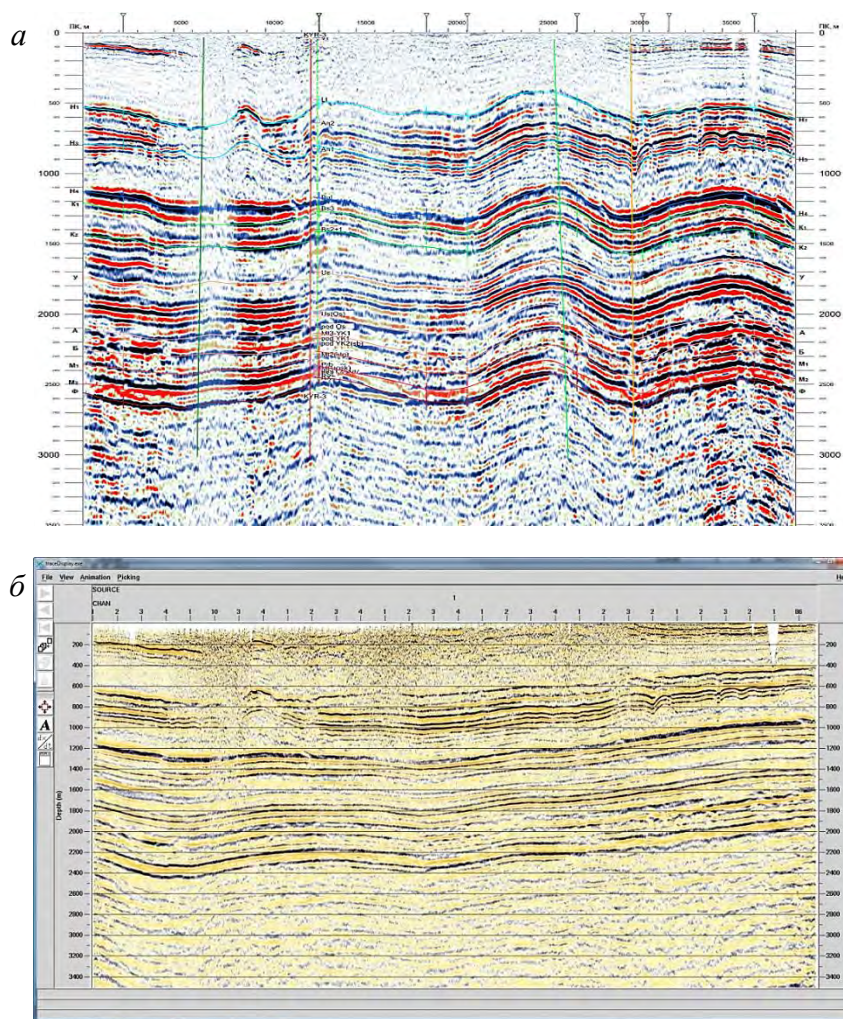


Рис. 2. Глубинные разрезы по результатам: производственной обработки (*а*), по СГ-технологии (*б*). Обработка И.П. Бархатова, АО «ЕнисейГеофизика»

Отражающий горизонт, расположенный на временах 1100 мс (юг профиля) и 1800 мс (северная часть), является границей раздела двух нижних сейсмокомплексов: венд – среднекембрийского и подстилающего его рифейского. Рифейский комплекс дислоцирован и несогласно перекрывается субгоризонтально залегающими вендскими терригенно-карбонатными отложениями. Статические поправки по СГ-технологии позволили получить более информативный временной разрез (рис. 1, *б*), особенно по рифейскому нефтегазос-

ному комплексу пород (НГК). Морфология опорных внутририфейских отражающих горизонтов показывает блоковое строение комплекса и позволяет оценить амплитуду довендских тектонических движений, что имеет определяющее значение при районировании территории профиля на зоны развития каверно-трещинного коллектора в карбонатах рифейского НГК и степени их перспективности на поиски залежей углеводородов [1].

Опробование СГ-технологии на больших объемах сейсморазведки поисково-оценочного этапа работ выполнено на двух перспективных площадях – Наканновской и Чулайской (Иркутская область), где по сейсмическим профилям проведена гравиразведка с шагом равным сейсмическим наблюдениям (50 м). Эффективность СГ-технологии иллюстрирует разрез Чулайской площади (рис. 2, а, б).

В модели с СГ-статическими поправками временной разрез довольно существенно отличается (рис. 2, б) от разреза с примененными статпоправками за первые вступления (рис. 2, а). Во-первых, появились отражающие горизонты в верхней части разреза, отсутствующие в результатах полученных только по сейсмическим данным. Во-вторых, вместо временной аномалии (рис. 2, а) наблюдается пологое моноклинальное воздымание отражающего горизонта N_4 , соответствующего подошве ВЧР, и более глубоких горизонтов, в восточном направлении. Особенности региональной геологии района и данные бурения редких глубоких скважин вблизи анализируемых профилей, позволяют отдать предпочтение модели моноклинального строения западного склона Непско-Ботуобинской антеклизы без наличия осложняющих его контрастных локальных поднятий (рис. 2, б).

Полученные результаты, с определенной долей уверенности свидетельствуют, что основная часть гравитационных аномалий, используемых для расчета статических поправок, создается плотностными (скоростными) неоднородностями мощной ВЧР (1000 м и более), недоучет которых часто приводит к ошибкам при структурных построениях целевых уровней осадочного чехла по материалам сейсморазведки. Применение СГ-технологии на различных этапах сейсморазведочных работ (включая сейсморазведку 3D) существенно сокращает время на обработку качественных первичных данных, улучшает прослеживаемость (информативность) временных разрезов, и, как следствие, повышает достоверность геологических моделей осадочного чехла и прогноза нефтегазоперспективных зон и объектов.

1. Вальчак В.И., Евграфов А.А., Горюнов Н.А., Бабинцев А.Ф. Особенности геологического строения и перспективы нефтегазоносности рифейского комплекса пород юго-западной части Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2011. Т. 52 (2). № 2. С. 289–298.

2. Кочнев В.А., Гоз И.В., Карху Э.А., Кульчинский Ю.В. Опыт расчёта статических поправок в условиях Тунгусской синеклизы с использованием пакета ADG-3D // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Материалы 34-й сессии Межд. семинара. им. Д.Г. Успенского (Москва, 29 января – 3 февраля 2007 г.). – М., 2007. С. 150–153.

3. Кочнев В.А. Применение сейсмогравитационной технологии при изучении структуры осадочного чехла Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2021. Т. 62. № 7. С. 967–975.

4. Музыченко Б.И., Ефимов А.С. Метод динамического анализа вертикального годографа – эффективный способ изучения строения верхней части разреза при проведении нефтегазопроисковых сейсморазведочных работ в траппонасыщенных районах Сибирской платформы // Пути повышения эффективности геологоразведочных работ на нефть и газ в Восточной Сибири и Республике Саха (Якутия): Сб. тр. научно-практ. конф. – Новосибирск, 2006. С. 227–230.

ГРАВИТАЦИОННЫЙ МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ ПРЕДУРАЛЬСКОГО ПРОГИБА

А.В. Кузин

Уральский государственный горный университет, Свердловская обл., г. Арамиль, *kuzin-av@mail.ru*

Вдоль всего Северного и Среднего Урала на западном его склоне располагается зона складчатости морских осадков (известняки, песчаники, глинистые сланцы) девон-карбонного возраста видимой мощностью 30–100 км (рис. 1). Ближе к осевой зоне – такая же зона складчатости морских метаморфизованных осадков Центрально-Уральского антиклинория (аргиллиты, алевролиты, кварцевые песчаники, слюдисто-кварцевые сланцы) протерозойского возраста видимой мощностью 20–100 км. Породы обоих комплексов залегают в субвертикальном положении, часто в запрокинутом на запад [2, 4, 5]. В то же время, мощность этих образований на недислоцированной части ВЕП не превышает 0,5–2 км. Из этого можно сделать вывод, что увеличение видимой мощности образований обоих комплексов произошло из-за их тектонического сжатия при субдукции коры ВЕП под новообразованные структуры Урала. Мощность дислоцированных субвертикально залегающих пород может быть мерой горизонтального перемещения коры ВЕП под Урал. Она на различных отрезках Северного и Среднего Урала достигает 100–200 км.



Рис. 1. Схема динамического сочленения геологических комплексов Восточно-Европейской платформы с Уралом на широте Верхней Туры. Образования зоны складчатости и антиклинория – это дислоцированные запрокинутые на запад сгруженные осадочные и метаморфические породы рифейско-каменноугольного возраста, собственная мощность которых в морских осадочных бассейнах ВЕП не превышала 0,5–2 км

При дислокации верхних слоёв коры нижний слой должен пластически изгибаться вниз, перерабатываясь в глубинных магматических очагах. Состав коры к востоку от зоны субдукции, судя по данным глубинных сейсмических зондирований, характеру повышенного гравитационного поля [2], становится иным, чем под платформой, более «основным», плотным, мощность «базальтового» слоя увеличивается на 15–20 км.

Время интенсивных дислокаций Урала, субдукции продолжалось до пермского периода. На это указывает проявление глобального геологического процесса в Приуралье. В верхней перми здесь произошло плавное реологическое прогибание коры восточной части ВЕП на 2–6 км. Ширина зон интенсивного прогибания – порядка 100–150 км. Это сопровождалось отложением глинистых осадков уфимского яруса в Уфимско-Соликамской впадине и подобных ей в южном и северном продолжении Приуралья. Интенсивное прогибание происходило 270–260 млн лет назад. Режим прогибания – спокойный, на дне морского бассейна. Каков механизм прогибания? На самом горном Урале, в его восточной части, в это время был орогенез с формированием гигантских гранитоидных массивов.

Для объяснения реологического прогибания коры в Предуралье можно предположить аномальное гравитационное притяжение коры в приуральской части ВЕП глубинными массами, как, например, изометричное прогибание коры в течение последних 500 млн лет в Прикаспийской низменности. Других сил, кроме силы гравитационного притяжения, заставляющих земную кору прогибаться вниз, представить невозможно. Наблюдаемые в настоящее время отрицательные гравитационные аномалии Приуралья и Прикаспийской низменности объясняются недостатком масс относительно лёгких осадков, заполняющих впадины на поверхности фундамента. При среднем недостатке плотности карбонатных, глинистых и галоидных пермских отложений в сравнении с карбонатными и терригенными осадками толщи коры ВЕП в 0,3 г/см³ и мощности отложений перми в 3000 м интенсивность отрицательных аномалий над ними должна быть порядка минус 30 мГал. Они и есть таковые порядка минус 20–30 мГал. Это локальные аномалии на фоне интенсивной гравитационной ступени.

Массивный источник притяжения коры вниз должен залегать на глубине в первые десятки километров. Этим источником могут быть избыточные массы верхней мантии под Восточно-Европейской платформой. Весь Урал и Прикаспийская низменность располагаются на восточном склоне интенсивной (более 100 мГал) региональной Урало-Африканской гравитационной ступени [3, 4]. В момент, когда прекратилось взаимное сближение ВЕП и Урала, тангенциальные напряжения на восточном фланге ВЕП снизились, и придвинутые на сотню километров массы вызвали гравитационное притяжение и прогибание коры в Приуральском прогибе (рис. 2).

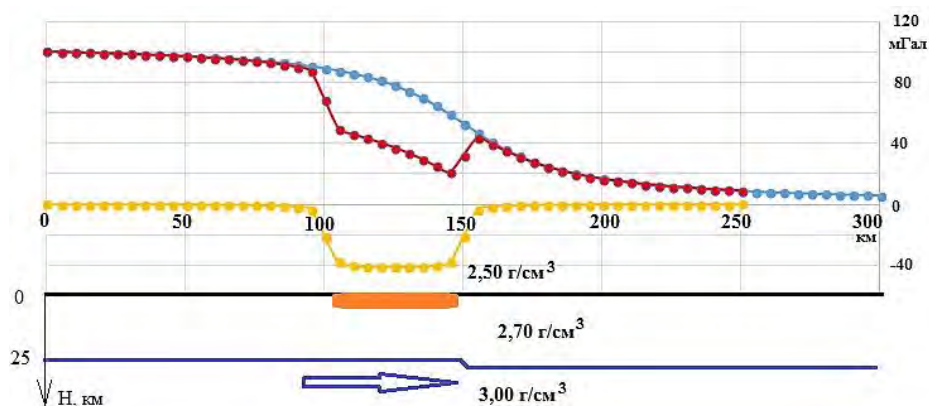


Рис. 2. Схема образования локальной отрицательной аномалии на гравитационной ступени по причине недостатка масс рыхлых пород в зоне прогиба, возникшего из-за гравитационного притяжения коры передвинутым при субдукции блоком

Таким образом, спокойный характер прогибания земной коры в Приуралье в пермский период можно объяснить действием гравитирующих астеносферных масс в тылу затихших субдукционных процессов на контакте ВЕП и Урала.

Зная силу, действующую на массу горных пород и скорость движения этой массы, можно рассчитать величину вязкости μ прогибающейся коры под Предуральским прогибом [1]. Для этого преобразуем физическую величину вязкости (сопротивление пластическому течению) в произведение силы давления P (в килограммах на метр квадратный) на скорость движения V :

$$\mu = \text{Па} \cdot \text{с} = \frac{\text{Н} \cdot \text{с}}{\text{м}^2} = \frac{\text{кг} \cdot \text{м} \cdot \text{с}}{\text{с}^2 \cdot \text{м}^2} = \frac{\text{кг} \cdot \text{м}}{\text{м}^2 \cdot \text{с}} = P \cdot V.$$

В качестве силы выступает давление P (веса) вертикального столба горных пород земной коры, а скорость V – это погружение, прогибание (пластическое течение) коры. Столб горных пород земной коры мощностью 40 км со средней плотностью 3000 кг/м³ при избыточном гравитационном воздействии подкорových плотных масс в 100 мГал (дополнительное

ускорение $0,001 \text{ м/с}^2$) создаст силу давления $12 \cdot 10^4 \text{ кг/м}^2$. Прогибание земной коры на 3 км в Предуральском прогибе в течение 10 млн лет в верхнем отделе пермского периода проходило со средней скоростью порядка $0,8 \cdot 10^{-11} \text{ м/с}$ ($0,03 \text{ см/год}$). Произведение этих величин дает чрезвычайно низкое значение вязкости $0,96 \cdot 10^{-7} \text{ Па} \cdot \text{с}$. То есть при длительных дополнительных локальных нагрузках кора ведет себя как жидкость.

1. Кузин А.В. Гравитационные аномалии и реологические свойства земной коры // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Тезисы докладов Международного семинара им. Д.Г. Успенского. – Екатеринбург: УГГГА, 1999. С. 234–235.

2. Нечеухин В.М., Берлянд Н.Г., Пучков В.Н. Глубинное строение, тектоника, металлогения Урала. – Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. – 106 с.

3. Сейсмичность и сейсмическое районирование Уральского региона / С.Н. Кашубин, В.С. Дружинин, А.Н. Гуляев и др. – Екатеринбург: УрО РАН, 2001. 125 с.

4. Строение и динамика литосферы Восточной Европы. Результаты исследований по программе EUROPROBE. – М.: ГЕОКАРТ, ГЕОС, 2006. 736 с.

5. Чувашов Б.И., Дюпина Г.В., Мизенс Г.А. и др. Опорные разрезы верхнего карбона и нижней перми западного склона Урала и Предуралья. – Свердловск: УрО АН СССР, 1990. 369 с.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ПОТЕНЦИАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ НА ПРИМЕРЕ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ БАЛЫГЫЧАНО-СУГОЙСКОГО ПРОГИБА

Р.А. Леденгский

Норильский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», Красноярский край, г. Норильск, ledengskiyra@yandex.ru

В настоящее время существует достаточное количество компьютерных технологий по решению обратных задач для потенциальных полей, которые применяются для аналитического продолжения полей с поверхности Земли вглубь с целью изучения глубинного геологического строения территорий. Основные подходы при моделировании потенциальных полей определяются оценками глубин залегания источников аномалий путем построения энергетических спектров и корреляционных функций полей.

В данной работе выполнено моделирование потенциальных полей по методике Норильского филиала ФГБУ «ВСЕГЕИ» с помощью послойного разделения гравитационного и магнитного полей на основе анализа величины и направления векторов их горизонтальных градиентов. При этом методически обоснованным является приведение магнитного поля к функциональному виду гравитационного поля путем его пересчета в магнитный потенциал, что позволяет для трансформации обоих полей использовать одинаковые частотные интервалы. Вычисленные значения горизонтальных градиентов для гравитационного поля и магнитного потенциала раскладывались на серию разночастотных составляющих. Из каждой составляющей, методом интегрирования по горизонтальным осям вычислялись значения поля. После выполнения данной процедуры был получен набор остаточных полей, отражающих изменения эффективных магнитных и гравитационных параметров аномалеобразующих объектов в горизонтальных слоях постоянной мощности на различных интервалах глубин. Структура поля каждой составляющей позволяет смоделировать положение магнитных и плотностных контактных поверхностей, отождествляемых с границами геологических объектов. Построение контактных поверхностей произведено путем вычисления пространственных координат сингулярных источников с помощью «деконволюции Эйлера» – алгоритма, позволяющего вычислять координаты и глубину положения особой точки поля через значения частных производных по координатным осям. Анализ расположения особых точек потенциальных полей позволил распределить магнитно-плотностные

неоднородности в слоях переменной мощности и глубины залегания, а также оценить нижнюю границу их распространения [1].

В качестве объекта для моделирования потенциальных полей в данной работе использовались материалы комплексной аэрогеофизической съемки масштаба 1 : 50 000 и гравиметрическая карта в редукции Буге с плотностью промежуточного слоя 2.67 г/см^3 (уровень условный) северной части Балыгычано-Сугойского прогиба (Балыгычанская площадь, Магаданская область) (рис. 1).



Рис. 1. Обзорная схема Балыгычанской площади

Балыгычано-Сугойский орогенный прогиб представлен нижнемеловыми вулканогенно-осадочными отложениями и заложен по Омсукчанскому глубинному разлому фундамента складчатой системы. На юге прогиб тесно смыкается с Охотско-Чукотским вулканогенным поясом и рассматривается в качестве его ответвления. В пределах прогиба размещаются золото-серебряное, оловянное и медно-молибденовое оруденения.

Геологическое строение северной части Балыгычано-Сугойского прогиба в пределах Балыгычанской площади представлено стратифицированными осадочными и магматическими образованиями от перми до современной эпохи. Пермские, триасовые и юрские отложения составляют верхоянский терригенный комплекс, меловые образования сформированы интрузивными породами, вулканогенными и вулканогенно-осадочными отложениями. Согласно государственной геологической карте масштаба 1 : 200 000 (ГГК-200) первого поколения интрузивные образования площади представлены ранне-позднемеловым *быстринским* плутоническим диорит-гранодиоритовым и позднемеловым *омсукчанским* плутоническим лейкогранитовым комплексами (рис. 2, А) [2–5].

Омсукчанский комплекс объединяет массивы Егорлыкский и Марат. Представленные на площади коренные и россыпные малые промышленные месторождения олова обнаруживают тесную пространственную и, вероятно, парагенетическую связь с массивом (рис. 2, А) [2, 3].

К быстринскому комплексу отнесены небольшие массивы Нягаинский, Кобзарь, Светлинский, Громадинский и Нижненский. В их составе преобладают гранодиориты, диориты, менее распространены габбро и граниты. К северо-восточной части Громадинского массива приурочено малое золото-серебряное месторождение Громада, расположенное на соседнем с запада листе (P-56-IV) [4].

Важно отметить, что Светлинский массив имеет продолжение на сопредельном с юга листе (Р-56-ХII) и согласно ГГК-200 второго поколения относится к наяханскому габбро-лейкогранитовому комплексу. С гранитоидами наяханского комплекса в 15 километрах южнее Балыгычанской площади (Р-56-ХII) связаны жилы с золото-серебряной минерализацией месторождения Арылах [5].

В пределах Балыгычанской площади в экзоконтактах и среди роговиков массивов быстринского комплекса широко распространены кварцевые, сульфидно-кварцевые жилы и прожилки, содержащие повышенные концентрации золота, серебра, свинца, цинка, сурьмы, олова, мышьяка и вольфрама [2, 3].

В целом, Балыгычанская площадь согласно минерагеническому районированию ГГК-1000/3 включена в Балыгычано-Сугойскую (Ag, Au, Sn) и Сеймчанскую (Sn, Au, Ag, Co) минерагенические зоны и характеризуется наличием месторождений олова, рудопроявлений золота и серебра, которые приурочены к экзоконтактовым и апикальным частям интрузивных массивов различных комплексов. Поэтому можно предположить, что интрузивы в зависимости от принадлежности к тому или иному комплексу могут быть рудовмещающими для соответствующего типа рудной минерализации, например, быстринский и наяханский – к золото-серебряной, а омсукчанский – к оловянной [6].

Комплексная интерпретация геофизических полей и их трансформант позволила достаточно уверенно картировать интрузивные породы (рис. 2). Так, например, в гравитационном поле площадными отрицательными аномалиями отчётливо выделяются массивы Егорлыкский, Марат (омсукчанский комплекс) и массивы Громадинский, Нижненский (быстринский комплекс) (рис. 2, Б).

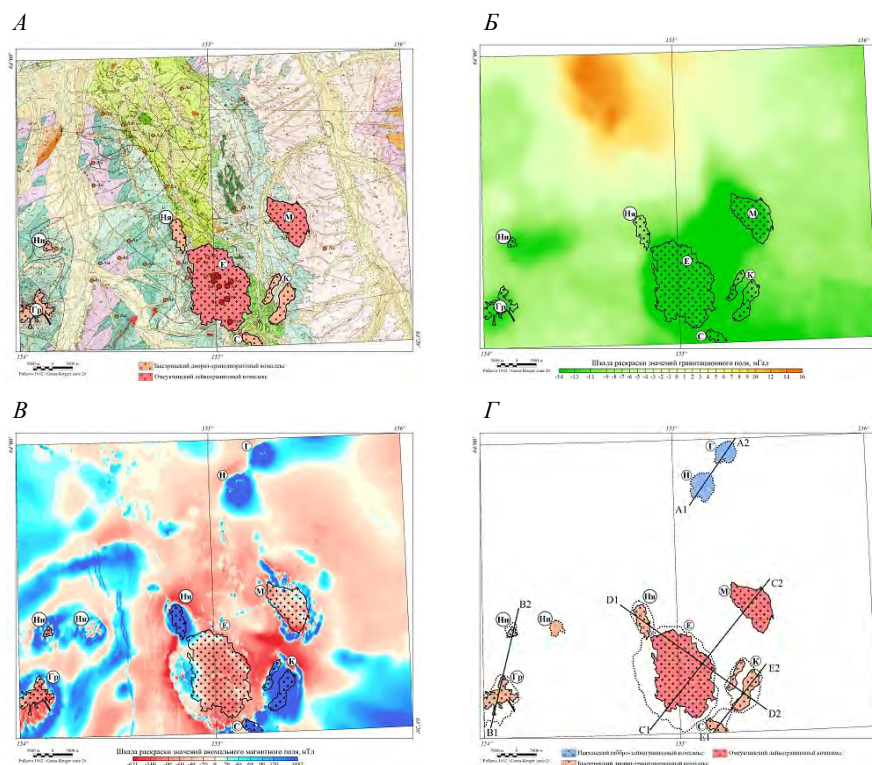


Рис. 2. Геолого-геофизическая характеристика Балыгычанской площади

А – ГГК-200/1 Р-56-V, VI; Б – карта поля силы тяжести; В – карта аномального магнитного поля; Г – уточненные контуры интрузивных образований с линиями разрезов.

Обозначения интрузивных образований: Г – Гурзуф, Н – Нарзан, Ни – Нижненский, Ня – Нягаинский, М – Марат, Гр – Громадинский, Е – Егорлыкский, К – Кобзарь, С – Светлинский. Пунктиром выделены уточненные границы интрузивных массивов

В магнитном поле плутонам Егорлыкский и Марат свойственны площадные слабоинтенсивные отрицательные аномалии до -150 нТл в обрамлении высокоинтенсивных магнитных аномалий экзоконтактовых изменений (рис. 2, В).

Громадинский и Нижненский массивы маркируются областями слабоинтенсивного отрицательного магнитного поля до -300 нТл, в обрамлении высокоинтенсивных положительных аномалий до 500 нТл, совпадающих с зоной ороговикования (рис. 2, В).

Сопряженная с небольшим выходом гранодиорит-порфиров Нижненского штока локальная отрицательная аномалия поля силы тяжести вытянута в широтном направлении и простирается к востоку за пределы массива (рис. 2, В). В восточной части контура данной гравиметрической аномалии и в магнитном поле выделяется аналогичная структура, которая интерпретируется как апофиз общего интрузивного тела [2] (рис. 2, В).

По ярко выраженным площадным высокоинтенсивным положительным аномалиям магнитного поля до 1400 нТл выделяются интрузивные массивы Нягаинский, Кобзарь и Светлинский (рис. 2, В). Массивы обрамляются контрастными субкольцевыми положительными магнитными аномалиями контактовых роговиков (рис. 2, В), которые могут иметь рудоконтролирующую роль для золото-серебряного оруденения [7, 8].

На основании представленных геологических и геофизических характеристик пород массивы Нягаинский, Кобзарь и Светлинский вероятно могут быть отнесены к наяханскому габбро-лейкогранитовому комплексу [2, 3, 5].

Подобно высокомагнитным массивам наяханского комплекса, в северной части Балыгычанской площади выделяются две похожие высокоинтенсивные концентрически-зональные магнитные аномалии до 1000 нТл (рис. 2, В). Они интерпретируются как зоны надинтрузивных изменений (контактные роговики) нескрытых флангов интрузивных массивов – Гурзуф и Нарзан. Массивы сопряжены с локальными положительными аномалиями силы тяжести.

На ГГК-200 первого поколения в пределах указанных аномалий локализуются выходы позднемеловых малых интрузий и даек среднего состава. В пределах северо-восточной магнитной аномалии расположены дайки кварцевых диоритов, диоритовых порфиритов и гранодиорит-порфиров, служащие индикатором интрузивного процесса [3]. Повышенные значения магнитного поля по всей видимости свидетельствуют о наличии диоритового интрузива Гурзуф на глубине около 100 м по результатам моделирования (программный модуль PotenQ, Geosoft).

Согласно геологической карте в пределах юго-западной магнитной аномалии диоритовые порфириты слагают дайки, а кварцевые диориты – 2 небольших штока [3]. Штоки имеют значительные контактовые изменения и представляют собой, по-видимому, апикальные выступы более крупного интрузива Нарзан, залегающего на глубине до 50 м. В экзоконтакте интрузива располагается жильное рудопроявление золота до $0,8$ г/т.

За пределами листа, на северо-восточном продолжении по линии этих массивов, в контуре локальной положительной гравиметрической аномалии и в непосредственной близости от границы листа выделяются аналогичные массивы Рок и Флагман, относящиеся к наяханскому комплексу (Q-56 ГГК-1000/3). Массивы характеризуются аномалиями магнитного поля схожими по форме и амплитуде с магнитными аномалиями, маркирующими как интрузивы Гурзуф и Нарзан, так и Нягаинский, Кобзарь и Светлинский [6, 9]. Вследствие чего можно предположительно отнести интрузивы Гурзуф и Нарзан к наяханскому комплексу.

Таким образом, геофизические материалы позволили картировать интрузивные породы с выделением нескрытых образований. Также выдвинуты предположения о возможной принадлежности интрузивов к разным комплексам, правомерность которых необходимо подтвердить (рис. 2, Г).

Для характеристики глубинного строения интрузивных массивов Балыгычанской площади выполнено объемное моделирование потенциальных полей по описанной выше методике. Разрезы были заложены через все интрузивные массивы площади (рис. 2, Г).

В результате, образован трехмерный массив данных, позволяющий получить представление о распределении плотностных и магнитных неоднородностей в нижнем полупространстве и провести моделирование по заданным линиям разрезов. Латеральные и верти-

кальные вариации магнитных и плотностных свойств среды можно отождествлять со структурными и вещественными изменениями глубинного геологического строения изучаемой территории (рис. 3, 4).

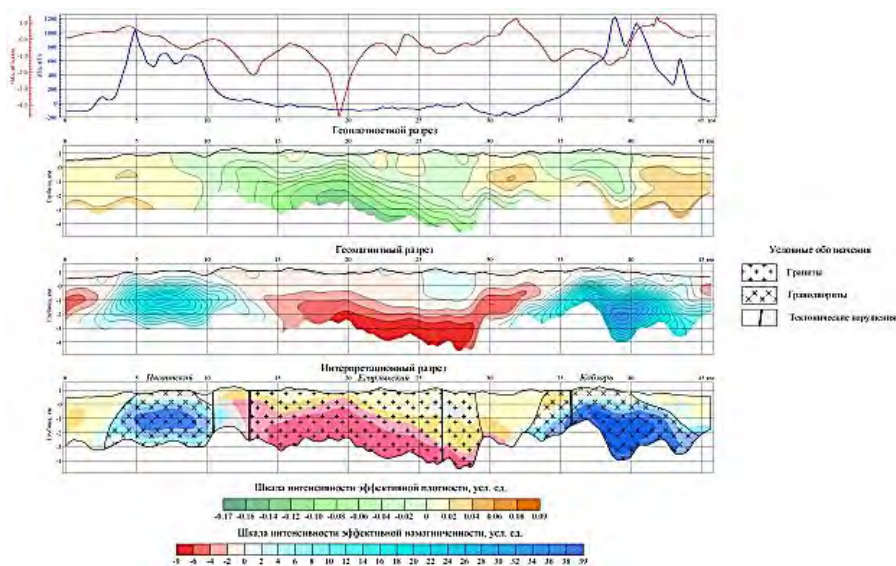


Рис. 3. Петрофизический разрез по линии D1–D2 (положение указано на рис. 2, Г)

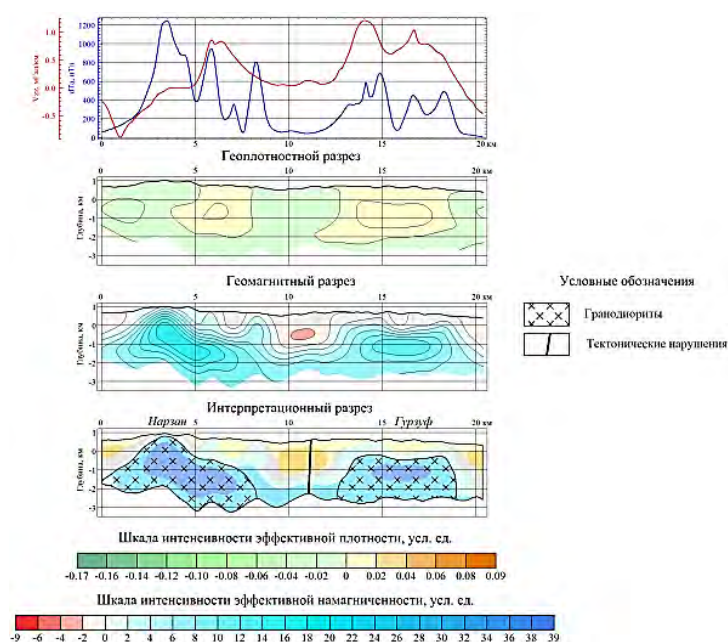


Рис. 4. Петрофизический разрез по линии A1–A2 (положение указано на рис. 2, Г)

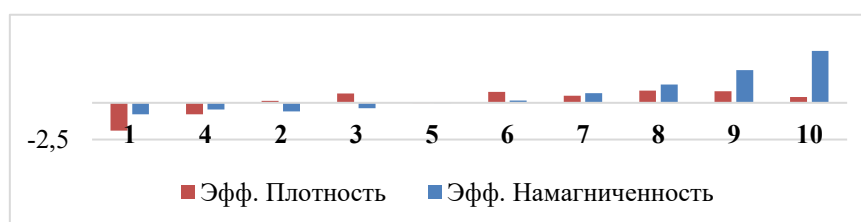
Дальнейшее преобразование разрезов заключалось в классифицировании магнитно-плотностных неоднородностей и определении наиболее вероятной геологической характеристики выделяемых объектов. Классификация проведена с применением комплекса спектрально-корреляционного анализа КОСКАД 3D-методом К-средних на базе двух признаков – эффективных намагниченности и плотности [10, 11].

В результате классификации получены 10 классов, отражающих распределение зон, характеризующихся различными петрофизическими свойствами (табл. 1). Сопоставление результатов классификации с геологической информацией позволяет идентифицировать отдельные классы (или группы классов) с конкретными геологическими образованиями. Раскраска интерпретационных разрезов на рисунках 3 и 4 соответствует цветам в таблице.

Класс 1 характеризуется аномально низкими магнито-плотностными свойствами и маркирует гранитоиды Егорлыкский и Марат (омсукчанский комплекс), Громадинский и Нижненский (быстринский комплекс). 4 и 5 классы обладают низкими значениями плотностных и средней величиной магнитных свойств и отождествляются с зонами контактово-измененных пород, связанными с массивами как омсукчанского, так и быстринского комплексов (рис. 5).

Распределение эффективных плотности и намагниченности по классам

№ класса	Кол-во точек	Эфф. плотность		Эфф. намагниченность		Геологическая характеристика
		среднее	ст. откл.	среднее	ст. откл.	
1	36511	-0,0990	0,0213	-3,876	3,314	Гранитоиды, К1-2
4	29832	-0,0501	0,0133	-1,208	2,437	Контактово-измененные породы (зоны контактового ороговикования)
2	32279	-0,0110	0,0105	-2,290	2,315	Осадочные породы, J, T
3	67892	0,0112	0,0181	-0,582	1,300	Вулканогенно-осадочные породы, К1-2; Терригенные отложения (KZ)
5	346808	-0,0166	0,0022	2,292	0,340	Фоновые значения; внешние части контактово-ороговикованных пород
6	13737	0,0159	0,0192	3,570	1,248	Контактово-измененные породы (зоны контактового ороговикования)
7	18172	0,0044	0,0160	7,585	1,280	Гранодиорит-порфиры, кварцевые диоритовые порфириты, К2
8	17963	0,0193	0,0225	12,211	1,812	Гранодиориты, К2
9	10364	0,0179	0,0186	20,047	2,495	Кварцевые диориты, К2
10	7582	0,0010	0,0189	30,330	3,763	Диориты, К2



Классы 7, 8, 9 и 10 отличаются аномально высокими магнито-плотностными свойствами и интерпретируются как гранодиориты массивов Нягаинский, Кобзарь и Светлинский (наяханский комплекс), так и нескрытые гранодиориты интрузивов Гурзуф и Нарзан (рис. 5, 6).

Класс 6 имеет высокие значения плотностных и низкие значения магнитных свойств и сопоставляется с зонами контактово-измененных пород, связанными с массивами 7, 8, 9 и 10 классов наяханского комплекса.

Классы 2 и 3 отмечаются повышенными плотностными свойствами, низкими величинами магнитных свойств. Они отвечают полям распространения мезозойских осадочных и карбонатных пород, меловых и современных терригенных отложений.

Петрофизические разрезы по другим линиям также соответствуют предложенной методике разделения интрузивных массивов. Так в рамках одних классов находятся интрузив-

ные массивы *быстринского* и *омсукчанского* комплексов. Другая группа классов представлена гранодиоритовыми массивами Нягаинский, Кобзарь, Светлинский, Гурзуф, Нарзан, представляющие, предположительно, один *наяханский* комплекс.

Таким образом, можно заключить, что представленная методика моделирования и классификации потенциальных полей позволила изучить глубинное строение интрузивных массивов и разделить их по комплексам, каждый из которых является перспективным на определённый тип оруденения.

1. Лазарев Ф.Д., Кирплюк П.В., Онищенко А.Н. Современная геофизическая основа Норильского промышленного района // Геофизические методы при разведке недр. Всероссийская научно-практическая конференция. – Томск: Изд-во ТПУ, 2016. С. 228–233.

2. Государственная геологическая карта СССР первого поколения. Масштаб 1 : 200 000. Серия Верхнеколымская. Лист Р-56-V / Кузнецов В.М. – М.: Мингео СССР, 1982.

3. Геологическая карта СССР первого поколения. Масштаб 1 : 200 000. Серия Верхнеколымская. Лист Р-56-VI / Львов К.Л. – М.: Мингео СССР, 1985.

4. Государственная геологическая карта СССР первого поколения. Масштаб 1 : 200 000. Серия Среднеколымская. Лист Р-56-IV / Гусаров Б.М. – М.: Мингео СССР, 1983.

5. Государственная геологическая карта РФ второго поколения. Масштаб 1 : 200 000. Серия Сугойская. Лист Р-56-XII / Ливач А.Э. – СПб.: ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2000.

6. Государственная геологическая карта РФ третьего поколения. Масштаб 1 : 1 000 000. Лист Q-56, Среднеколымск / Шпикерман В.И., Гавриш А.В. – СПб.: ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2019.

7. Логачев А. А., Захаров В. П. Магниторазведка. 5-е изд. – Л.: Недра, 1979. – 351 с.

8. Стружков С.Ф., Константинов М.М. Металлогения золота и серебра Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. – М.: Научный мир, 2005. – 320 с.

9. Государственная геологическая карта СССР первого поколения. Масштаб 1 : 200 000. Серия Среднеколымская. Лист Q-56-XXXV, XXXVI / Кузнецов В.М. – М.: Мингео СССР, 1978.

10. Никитин А.А., Петров А.В. Теоретические основы обработки геофизической информации. – М., 2009. – 112 с.

11. Петров А.В., Трусов А.А. Компьютерная технология статистического и спектрально-корреляционного анализа трехмерной геоинформации КОСКАД 3D // Геофизика. – 2000. – № 4. – С. 29–33.

ИНСТРУМЕНТЫ УЧЕТА АПРИОРНОЙ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ ПРИ ИНТЕРАКТИВНОМ ПЛОТНОСТНОМ МОДЕЛИРОВАНИИ

И.В. Лыгин, Л.С. Чепиго, К.М. Кузнецов, А.А. Булычев

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва, *chepigos@yandex.ru*

Современное развитие вычислительных технологий позволяет разрабатывать и применять дополнительные интерактивные инструменты к построению плотностных (магнитных) разрезов, в полной мере использующие обычно трудно формализуемую геологическую информацию. Традиционно применяются два подхода к моделированию – автоматизированный и интерактивный. Оба подхода обладают своими преимуществами и недостатками.

В автоматизированном подходе при построении моделей обычно используются формальные математические алгоритмы, настройка параметров которых осуществляется перед запуском процесса моделирования и часто не предполагает вмешательства интерпретатора, что ограничивает возможности учета именно геологической информации или требует перерасчет плотностной модели целиком.

Интерактивное моделирование обычно ограничивается построением двумерных блоковых моделей, редко со сложным распределением свойств внутри них [6].

Авторами разработан ряд инструментов, который позволяет более полно вовлечь априорную информацию при интерактивном двумерном и трехмерном моделировании и фактиче-

ски объединить подходы автоматизированного и интерактивного подбора в едином программном комплексе, выполняя коррекцию модели в заданных областях разреза [2, 3, 5, 7, 9].

Технологические решения для учета априорной информации строятся на основе использования весовой корректирующей функции («веса коррекции»), которая определяется в объеме подбираемого разреза (2D или 3D) и своими значениями определяет области коррекции плотностного разреза. Большим значениям весов соответствуют области разреза, требующие значительной коррекции, малым значениям – области, требующие малой коррекции или не требующие вовсе. Для упрощения веса коррекции приводятся к интервалу от 0 до 1 включительно.

Области коррекции и распределение «весов коррекции» в них определяются, исходя из геологической обстановки [1, 8] и характера априорной информации, и задаются либо в интерактивном, либо в автоматическом режиме. Поскольку основные изменения в подбираемой плотностной модели должны вноситься в области известных плотностных неоднородностей, можно выделить следующие решения, предполагающие благоприятные условия для наличия петроплотностной неоднородности в зависимости от полноты априорной информации:

а. Наличие только оценок глубин и форм источника по особым точкам:

– интерактивное или автоматическое редактирование плотностной модели в окрестности особых точек.

б. Наличие структурного каркаса в виде структурных поверхностей (горизонты) и тектонических нарушений:

– учет морфологии границ – в областях с наибольшим изменением глубины границ (на крыльях складок, вблизи перегибов горизонтов),

– учет геодинамических особенностей – подбор в ядрах складок;

– учет тектонических особенностей – подбор в областях наибольшей концентрации тектонических нарушений и в окрестности тектонических нарушений;

– учет изменения мощности слоя – подбор в областях с наибольшим изменением мощности слоя (по градиенту формы слоя);

– учет условий формирования слоя (выбор части слоя для локализации плотностных изменений) – подбор у кровли (наличие эрозионной поверхности), у подошвы (над зеркалом скольжения, в основании моренных отложений), вдоль срединной линии (нерасчлененная толща).

в. Наличие сейсмического разреза:

– по характеристике волновой записи – аномалии волновой картины.

г. Наличие глубинно-скоростной модели (ГСМ):

– приоритетный подбор в областях с большими отклонениями ГСМ от среднего/минимального значения;

– приоритетный подбор в областях с высокими градиентами ГСМ;

– учет знака аномалий в начальной / априорной модели.

Пример весовой корректирующей функции для случая изгибающейся плотностной границы приведен на рис. 1. На каждой глубине рассчитывается среднее значение плотности, которое вычитается из каждой ячейки на данной глубине. Далее для каждой ячейки вычисляется модуль избыточной плотности, и в конце происходит нормировка полученных значений. В результате ячейкам разреза, которым соответствуют наибольшие по модулю значения избыточной плотности, соответствуют наибольшие значения «весов коррекции». В областях разреза с нулевыми избыточными плотностями будут располагаться нулевые веса коррекции, и плотностная модель не будет изменяться в процессе подбора.

Пример весовой корректирующей функции, учитывающей форму слоя и предположение наличия плотностных неоднородностей у кровли и подошвы слоя, приведен на рис. 2. Наибольшие значения корректирующих весов приурочены к областям, в которых кровля и подошва слоя наиболее резко изменяют глубину. Распределение весов по вертикали может подчиняться, например, Гауссовой функции с минимумом в середине слоя (рис. 2).

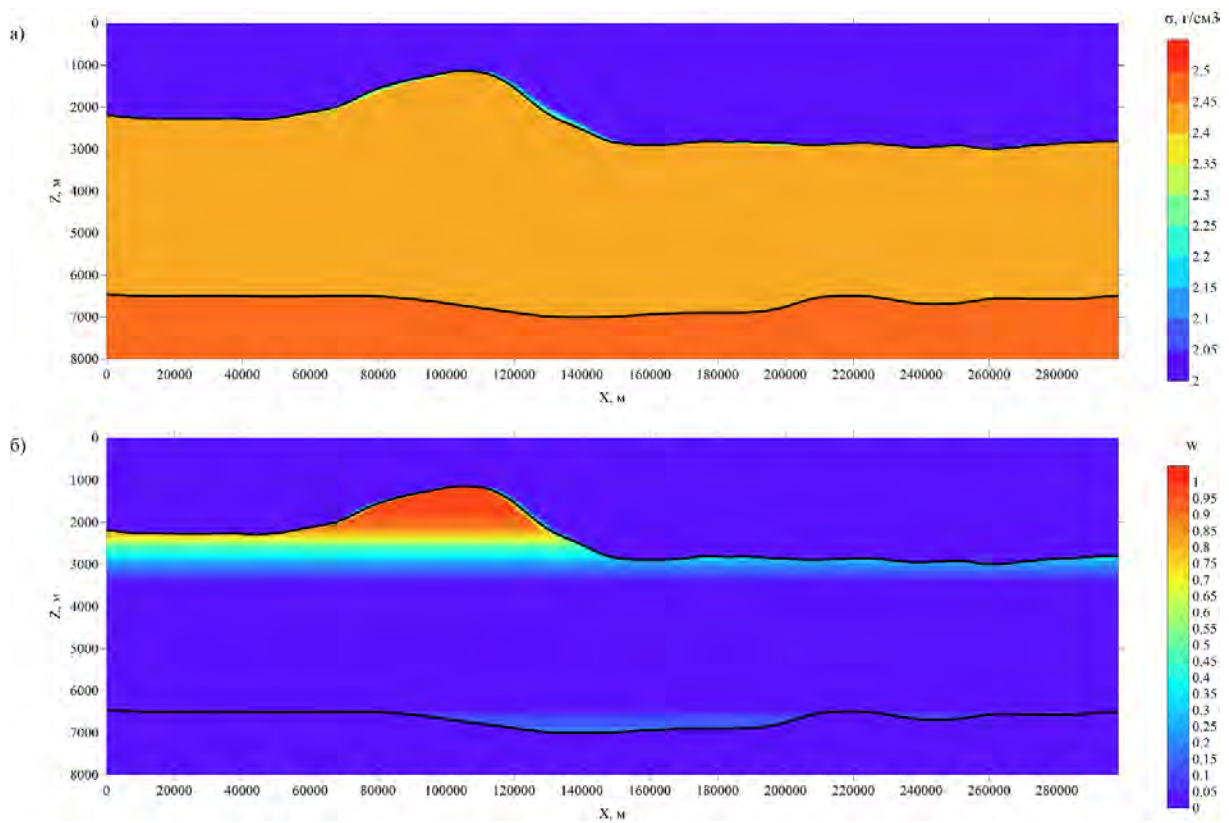


Рис. 1. Пример построения весов коррекции на основе начальной плотностной модели
a – начальная модель; *б* – распределение весов коррекции

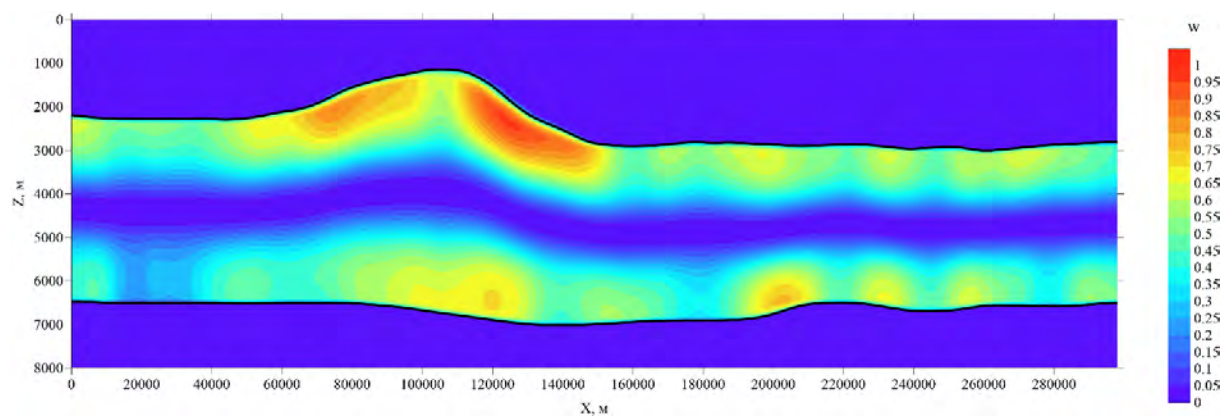


Рис. 2. Пример распределения весов коррекции на основе формы границ

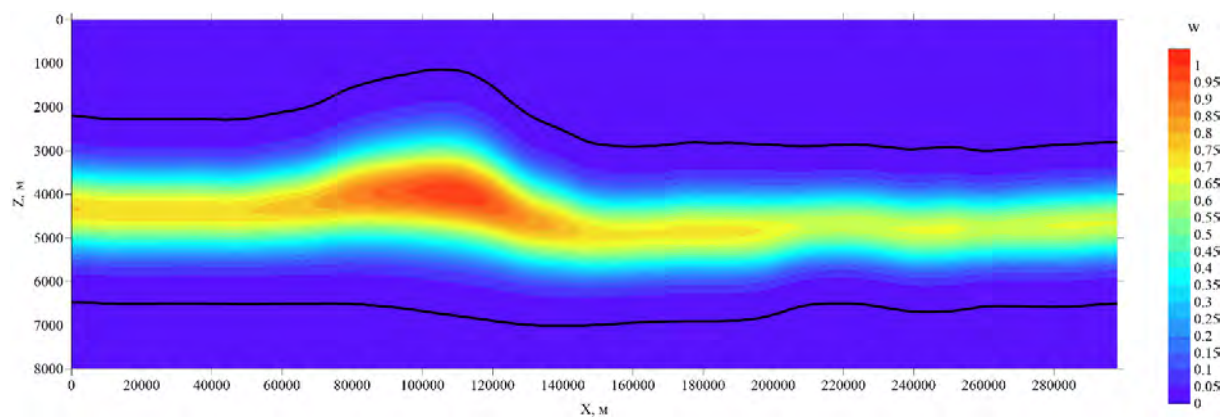


Рис. 3. Пример построения распределения весов коррекции на основе удаления от середины слоя

Пример весовой корректирующей функции на основе оценки удаления точки от заданной поверхности приведен на рис. 3. В этом случае весовая функция имеет максимальные значения вдоль срединной линии слоя и убывает к кровле и подошве до нуля. Значение веса при удалении от заданной поверхности может определяться исходя из вертикального удаления, либо на основе расстояния до ближайшей точки поверхности (рис. 3).

В приведенных выше примерах весовые корректирующие функции рассчитываются относительно субгоризонтальных границ раздела. Нет технических проблем для применения подобных алгоритмов для субвертикальных и наклонных границ раздела, обусловленных тектоническими нарушениями.

В случае построения распределения «весов коррекции» на основе сейсмических атрибутов их экстремальные значения устанавливаются в областях особенностей распределения сейсмического атрибута, исходя из предположения их связи с плотностными аномалиями [4].

Важно отметить, что оптимальный подход к учету априорных данных при плотностном моделировании может отличаться для различных территорий и геологических обстановок. При этом его выбор может и должен осуществляться итерационно. Описанные инструменты реализованы в оригинальном ПО GravInv2D [2] и GravInv3D [3] и протестированы на реальных примерах.

1. Лыгин И.В., Соколова Т.Б., Широкова Т.П., Золотая Л.А. Опыт сейсмогравитационного моделирования в разных физико-геологических ситуациях // Сборник тезисов Международной геолого-геофизической конференции и выставки «ГеоЕвразия-2019. Современные технологии изучения и освоения недр Евразии». 2019. С. 246–252.

2. Чепиго Л.С. Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ № 2019662512 GravInv2D. 2019.

3. Чепиго Л.С. Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ № 2020615095 GravInv3D. 2020.

4. Чепиго Л.С., Лыгин И.В. Коррекция глубинно-скоростной модели на основе сейсмогравитационного моделирования // Труды IV Международной геолого-геофизической конференции и выставки «ГеоЕвразия-2021. Геологоразведка в современных реалиях». 2021. Т. 2. С. 156–158.

5. Чепиго Л.С., Лыгин И.В. Формальная и неформальная регуляризация при решении обратной задачи гравиразведки // Ломоносовские чтения 2021 года. Секция «Геология» (МГУ им. М.В. Ломоносова, Россия, 20–29 апреля 2021). 2021.

6. Чепиго Л.С., Лыгин И.В., Булычев А.А. Прямая двумерная задача гравиразведки от многоугольника с параболической плотностью // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. – М., 2019. № 4. С. 89–93.

7. Чепиго Л.С., Лыгин И.В., Булычев А.А. Решение обратной задачи гравиразведки для плотностного грида // Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей: Материалы 47-й сессии Международного научного семинара Д.Г. Успенского – В.Н. Страхова. 2020. С. 294–297.

8. Широкова Т. П., Лыгин И. В., Соколова Т. Б. Геологические факторы, определяющие ограничения эффективности сейсмогравитационного моделирования // Труды III Международной геолого-геофизической конференции и выставки «ГеоЕвразия-2020. Современные технологии изучения и освоения недр Евразии». – М., 2020. С. 153–155.

9. Chepigo L., Lygin I., Bulychev A. Gravity inversion with depth normalization // EGU General Assembly 2020, Online, 4–8 May 2020, EGU2020-430, <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu2020-430>.

ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫЕ ЗОНДИРОВАНИЯ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ЮЖНОЙ ОКРАИНЫ БАРЕНЦЕВОМОРСКОЙ ПЛИТЫ НА ПРИМЕРЕ ПОЛУОСТРОВОВ РЫБАЧИЙ И СРЕДНИЙ

В.А. Любчик

Федеральное государственное бюджетное научное учреждение «Полярный геофизический институт» (ФГБНУ «ПГИ»), г. Апатиты, *lubchich@yandex.ru*

Доклад посвящен результатам экспериментальных работ по электромагнитному зондированию (ЭМЗ) земной коры на полуостровах Рыбачий и Средний в Мурманской области, проводившихся в рамках проекта FENICS-2019. Целью проекта являлось исследование строения литосферы Балтийского щита электромагнитными методами с использованием промышленных линий электропередач (ЛЭП). Район полуостровов Рыбачий и Средний расположен в зоне перехода от пород кристаллического Балтийского щита к породам осадочного чехла южной окраины Баренцевоморской плиты и характеризуется наличием мощных зон тектонических нарушений, таких как, например, система сдвига-надвигов Троллефьорд-Рыбачий-Кильдин (ТРК) и сброс Карпинского. До сих пор геологическое строение земной коры данной области остается малоизученным. Здесь проводилось сейсмическое профилирование по отдельным профилям методом отраженных волн с общей глубинной точкой (МОВ ОГТ) [2] и были выполнены площадные работы методом аудиоманнитотеллурических зондирований (АМТЗ) [3]. На полуострове Средний и на перешейке между полуостровами Рыбачий и Средний были пробурены две скважины. Поэтому выполненные сотрудниками Полярного геофизического института (ПГИ) на полуостровах впервые электромагнитные зондирования земной коры с использованием мощного контролируемого источника имеют большое значение для получения новых знаний о глубинном строении литосферы изучаемого района. Проведенные исследования позволили построить геоэлектрический разрез земной коры до глубин порядка 20 км, а также оценить влияние зон тектонических разломов, обладающих повышенной электропроводностью, на результаты измерений.

ЭМЗ земной коры были выполнены в двух пунктах, первая точка находилась в южной части полуострова Рыбачий, другая точка – на полуострове Средний в окрестности буровой скважины «Пограничная-1». На земной поверхности регистрировались взаимно ортогональные горизонтальные магнитные и электрические компоненты электромагнитного поля. Для измерения составляющих электромагнитного поля использовался индукционный магнитометр, разработанный в ПГИ. Широкая полоса пропускания индукционного магнитометра, от 0,1 Гц до 500 Гц, и цифровая система сбора данных позволили зарегистрировать не только активные сигналы от контролируемого источника электромагнитного поля, но и записать электромагнитный шум от естественных источников поля. Таким образом, в пунктах измерения поля одновременно были выполнены как ЭМЗ с контролируемым источником, так и магнитотеллурические зондирования (МТЗ) земной коры. В качестве контролируемого источника электромагнитного поля использовался экспериментальный образец генератора с номинальной мощностью 200 кВт, разработанный в ПГИ. Излучающей антенной передатчика служила промышленная ЛЭП Л-403 длиной 130 км, расположенная в северо-западной части Кольского полуострова и имеющая ориентацию с северо-запада на юго-восток. В данной линии генерировались гармонические электромагнитные поля крайне низкочастотного (КНЧ) диапазона в интервале частот 0,194–94,22 Гц. Сила действующего тока в линии была в пределах 20–230 А в зависимости от частоты электромагнитного поля.

Экспериментально измеренные в ходе ЭМЗ с контролируемым источником амплитуды электрического и магнитного полей были пересчитаны в значения кажущегося сопротивления среды через кривые нормального поля. Полученные графики зависимости кажущегося сопротивления ρ_k от частоты f представлены на рис. 1 (кривые 1). По результатам МТЗ были рассчитаны значения импеданса Бердичевского [1], которые также были пересчитаны в значения кажущегося сопротивления среды по формуле:

$$\rho_k = \frac{|Z_{berd}|^2}{\omega\mu}$$

где Z_{berd} – значения импеданса Бердичевского, ω – круговая частота электромагнитного поля, μ – магнитная проницаемость среды. Графики кажущегося сопротивления ρ_k , полученные по данным МТЗ, также представлены на рис. 1 (кривые 2).

Для построения геоэлектрических разрезов земной коры графики зависимости кажущегося сопротивления ρ_k от частоты электромагнитного поля f были преобразованы в кривые зависимости действующего сопротивления среды ρ' от действующей глубины z' с помощью дифференциальной трансформации Молочного – Ле Вьета. Результаты трансформации представлены на рис. 2, кривые 1 относятся к данным ЭМЗ с контролируемым источником, а кривые 2 – к данным МТЗ.

Основываясь на результатах дифференциальной трансформации Молочного – Ле Вьета данных ЭМЗ с контролируемым источником были подобраны одномерные модели геоэлектрических разрезов земной коры отдельно для полуостровов Рыбачий и Средний. Для полуострова Рыбачий модель состояла из проводящего верхнего слоя до глубины 600 м с сопротивлением порядка 7–300 Ом·м, относительно высокоомного слоя с сопротивлением 5000 Ом·м в пределах глубин 600–1000 м, слоя с относительно пониженным сопротивлением 1000 Ом·м в пределах глубин 1000–2000 м, слоя с сопротивлением 5000 Ом·м в пределах глубин 2000–6000 м и высокоомного основания с сопротивлением 50 000 Ом·м. На полуострове Средний геоэлектрическая модель земной коры более соответствует двухслойной среде. Она состоит из низкоомного верхнего слоя до глубины 1200 м с сопротивлением порядка 5–400 Ом·м и относительно высокоомного основания с сопротивлением 3500 Ом·м. Полученные модели показаны на рис. 2 (кривые 3). Теоретические графики кажущегося сопротивления, рассчитанные для подобранных моделей среды, представлены на рис. 1 (кривые 3), хорошо совпадают с экспериментальными графиками кажущегося сопротивления (кривые 1) для данных ЭМЗ с контролируемым источником.

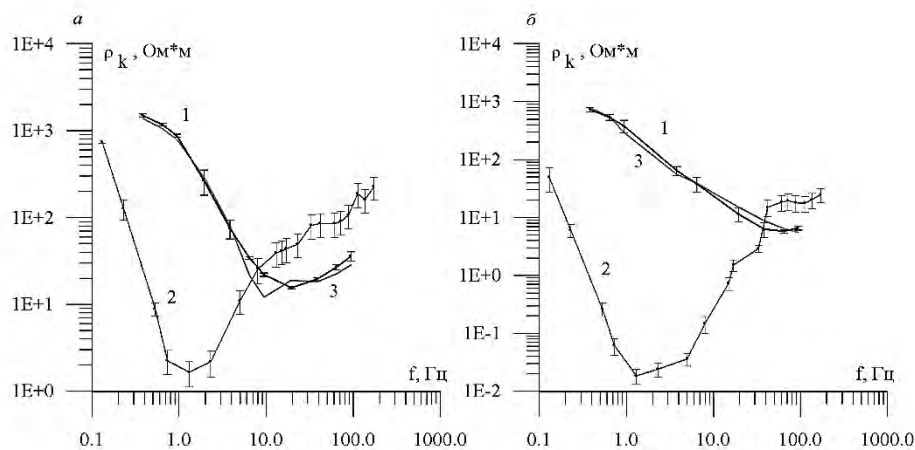


Рис. 1. Графики зависимости кажущегося сопротивления ρ_k от частоты электромагнитного поля f

a – для точки наблюдения на полуострове Рыбачий, *б* – для точки наблюдения на полуострове Средний (1 – графики для данных ЭМЗ с контролируемым источником, 2 – для данных МТЗ, 3 – теоретические значения, рассчитанные для одномерных горизонтально-слоистых моделей земной коры)

Результаты проведенных экспериментальных работ согласуются с имеющейся геолого-геофизической информацией по строению литосферы в районе полуостровов Рыбачий и Средний. Так для точки измерения электромагнитного поля на полуострове Средний главный максимум графика действующего сопротивления среды отмечается на глубине 1120 м. Скважина «Пограничная-1» вскрыла верхнюю границу кристаллического фундамента как раз на глубине 1175 м [3]. Второй максимум графика на глубине 8580 м соответствует

некоторой границе в земной коре, установленной по данным сейсмоки, на этих глубинах ранее предполагалась граница фундамента [2].

Для точки на полуострове Рыбачий первый максимум на графике трансформации данных ЭМЗ с контролируемым источником наблюдается на глубине 670 м, что соответствует приповерхностным породам осадочного чехла с повышенным удельным сопротивлением. Если судить по разрезу пробуренной на перешейке между полуостровами Средний и Рыбачий скважины Р-1 [3], то верхний слой до 600 м составляют относительно высокоомные песчаники и гравеллиты. Далее происходит понижение действующего сопротивления среды с глубиной, обусловленное, вероятно, более низкоомными осадочными породами алевролитов и алевропесчаников. Второе широкое повышение действующего сопротивления соответствует глубинам 5700–10 000 м. На глубинах порядка 6000 м по результатам двухмерной инверсии данных АМТЗ для южной части полуострова Рыбачий предполагается граница фундамента [3]. Также по данным сейсмоки на глубинах порядка 6000 и 10 000 м отбиваются некоторые границы [2].

Далее на глубинах порядка 14 300 м наблюдается слабо выраженный минимум графика, но в целом кривая демонстрирует высокое действующее сопротивление среды, характерное для пород кристаллического фундамента.

Для данных МТЗ в полном объеме провести дифференциальную трансформацию Молочного – Ле Вьета не удастся, так как в результате получаются самопересекающиеся кривые зависимости действующего сопротивления среды ρ' от действующей глубины z' . Данное обстоятельство свидетельствует о сильных искажениях кривых МТЗ, обусловленных, вероятно, влиянием зон мощных тектонических разломов. Поэтому дифференциальная трансформация была выполнена только для низкочастотных ветвей кривых кажущегося сопротивления МТЗ, результаты которой представлены на рис. 2 (кривые 2). Из рисунка видно, что графики смещены в область аномально низких значений действующего сопротивления среды ρ' .

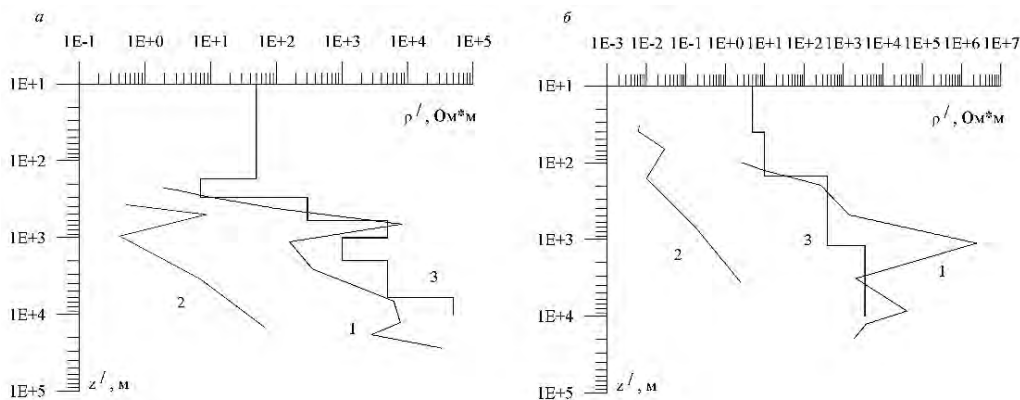


Рис. 2. Графики зависимости действующего сопротивления среды ρ' от действующей глубины z' , построенные по результатам дифференциальной трансформации Молочного – Ле Вьета

a – для точки наблюдения на полуострове Рыбачий, *б* – для точки наблюдения на полуострове Средний (1 – графики для данных ЭМЗ с контролируемым источником, 2 – для данных МТЗ, 3 – подобранные одномерные модели геоэлектрического разреза среды)

Однако подобранные одномерные модели геоэлектрических разрезов земной коры в районах полуостровов Рыбачий и Средний обеспечивают хорошие совпадения модельных значений с экспериментальными данными только для отношений полного электрического поля к полному магнитному полю. Но если рассматривать амплитуды отдельных компонент электромагнитного поля, то для частот выше 5 Гц модельные значения почти на порядок меньше, чем экспериментально измеренные амплитуды, как показано в таблице. Поэтому с целью изучения влияния крупных зон тектонических разломов было выполнено трехмерное моделирование процесса распространения электромагнитных волн КНЧ-диапазона в исследуемом районе.

**Модельные и экспериментально измеренные значения амплитуд компонент
электромагнитного поля в точках наблюдения на полуостровах Рыбачий и Средний**

	Точка наблюдения на полуострове Рыбачий			Точка наблюдения на полуострове Средний		
	f, Гц			f, Гц		
	0.642	6.422	64.22	0.642	6.422	64.22
H _x экспериментальные значения, А/м	6.21E-07 ± 1.84E-07	7.35E-08 ± 1.3E-08	1.27E-08 ± 2.11E-09	3.35E-07 ± 1.64E-07	1.05E-07 ± 5.91E-08	9.48E-09 ± 2.72E-09
H _{mx} 1D-модельные значения, А/м	2.78E-07	2.16E-08	5.58E-09	3.53E-07	2.83E-08	3.69E-09
H _{mx} 3D-модельные значения, А/м	5.12E-07	1.42E-07	2.65E-08	4.22E-07	1.91E-07	3.32E-08
H _y экспериментальные значения, А/м	1.06E-06 ± 6.1E-07	3.74E-07 ± 2.64E-08	1.13E-07 ± 6.29E-09	1.54E-06 ± 1.07E-07	5.45E-07 ± 1.02E-07	1.54E-07 ± 2.61E-09
H _{my} 1D-модельные значения, А/м	6.29E-07	5.07E-08	1.31E-08	7.87E-07	6.74E-08	8.76E-09
H _{my} 3D-модельные значения, А/м	2.34E-06	8.62E-07	1.77E-07	3.18E-06	1.17E-06	2.30E-07
E _x экспериментальные значения, В/м	6.07E-09 ± 1.95E-11	1.09E-08 ± 6.86E-11	1.31E-08 ± 7.36E-10	6.79E-08 ± 2.46E-10	2.08E-08 ± 1.65E-10	8.14E-09 ± 1.32E-10
E _{mx} 1D-модельные значения, В/м	4.75E-08	1.66E-09	1.39E-09	4.05E-08	3.01E-09	5.00E-10
E _{mx} 3D-модельные значения, В/м	2.91E-08	1.26E-08	6.16E-09	3.41E-08	1.71E-08	8.01E-09
E _y экспериментальные значения, В/м	7.23E-08 ± 3.28E-10	1.10E-08 ± 6.53E-11	9.85E-10 ± 3.36E-10	4.36E-08 ± 1.6E-10	1.25E-08 ± 1.03E-10	1.89E-09 ± 1.37E-10
E _{my} 1D-модельные значения, В/м	2.08E-08	7.22E-10	5.93E-10	1.88E-08	1.26E-09	2.10E-10
E _{my} 3D-модельные значения, В/м	1.20E-08	1.68E-09	9.23E-10	2.15E-08	2.77E-09	1.15E-09

Опираясь на одномерные модели геоэлектрических разрезов осадочного чехла полуостровов Рыбачий и Средний и на результаты бурения скважин, была построена следующая модель литосферы данного района. Для осадочного чехла севернее системы тектонических разломов ТРК модель состояла из верхнего слоя, соответствующего породам собственно полуострова Рыбачий, мощностью 200 м с сопротивлением 2 Ом · м, относительно высокоомного слоя мощностью 1000 м с сопротивлением 5000 Ом · м и слоя с относительно пониженным сопротивлением 1000 Ом · м мощностью 6000 м. Сопротивление кристаллического фундамента составляло 10 000 Ом · м. Для области между сбросом Карпинского и системой разломов ТРК модель земной коры состояла также из верхнего слоя мощностью 200 м с сопротивлением 2 Ом · м, соответствующего породам собственно полуострова Средний, второго слоя осадочных пород мощностью 1000 м с сопротивлением 500 Ом · м и третьего слоя мощностью 6000 м с сопротивлением 1000 Ом · м, относящегося к верхней части кристаллического фундамента, нижняя часть фундамента имела сопротивление 10 000 Ом · м.

Удельное электрическое сопротивление пород Балтийского щита южнее сброса Карпинского составляло $10\,000\ \text{Ом} \cdot \text{м}$. Удельная электропроводность моря в модели была принята $2\ \text{См/м}$, глубина слоя морской воды – $200\ \text{м}$. Тектонические зоны системы ТРК и сброса Карпинского, разделяющие Балтийский щит, полуострова Рыбачий и Средний, моделировались узкими линейными элементами шириной $1000\ \text{м}$ с удельным сопротивлением $1\ \text{Ом} \cdot \text{м}$, глубина погружения разломов была принята $10\,000\ \text{м}$.

При моделировании использовался метод сеточной аппроксимации дифференциальных уравнений для векторного и скалярного потенциалов электромагнитного поля, описанный в работе [4]. Моделирование проводилось для трех частот электромагнитного поля $f = 0,642, 6,422, 64,22\ \text{Гц}$. Результаты проведенного моделирования для точек измерения поля на полуостровах Средний и Рыбачий представлены в таблице. Как видно из таблицы, модельные значения амплитуд компонент электромагнитного поля, в целом, согласуются с экспериментально измеренными величинами. При этом для частот $6,422$ и $64,22\ \text{Гц}$ модельные значения амплитуд компонент электромагнитного поля, рассчитанные для трехмерной модели, почти на порядок выше, чем модельные значения, рассчитанные для одномерных моделей. Наблюдаемые некоторые расхождения между модельными значениями и экспериментально измеренными величинами можно объяснить грубостью представленной модели, не учитывающей в полной мере сложную тектонику исследуемого района.

Таким образом, по результатам экспериментальных работ и выполненных модельных вычислений можно сделать следующие выводы. В сложных геологических условиях переходной зоны от кристаллического Балтийского щита к породам осадочного чехла южной окраины Баренцевоморской плиты, характеризующейся наличием мощных зон тектонических нарушений, предпочтительнее использовать метод электромагнитных зондирований с контролируемым источником, так как кривые МТЗ подвергаются сильным искажениям. Результаты ЭМЗ с контролируемым источником указывают на слоистую структуру осадочного чехла полуостровов Средний и Рыбачий и хорошо согласуются с имеющейся геолого-геофизической информацией о строении литосферы исследуемого района.

Трехмерное моделирование процесса распространения электромагнитных волн КНЧ-диапазона показало, что наличие мощных зон тектонических разломов, обладающих повышенной электропроводностью, и присутствие морской воды приводят к возникновению замкнутых макромасштабных электропроводящих контуров, в которых генерируются вторичные аномальные электромагнитные поля, направленные противоположно первичному полю от контролируемого источника. Данное обстоятельство оказывает существенное влияние на результаты измерений амплитуд компонент электромагнитного поля в районе полуостровов Средний и Рыбачий.

1. Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И. Модели и методы магнитотеллурики. – М.: Научный мир, 2009. 680 с.
2. Заможная Н.Г. Регионально-зональные сейсморазведочные работы МОВ ОГТ на полуострове Рыбачий с целью изучения геологического строения и перспектив нефтегазоносности рифейских отложений. – М.: Министерство природных ресурсов РФ ФГУ ГНПП «Спецгеофизика», 2001. 120 с.
3. Сараев А.К., Никифоров А.Б., Романова Н.Е., Еремин И.С. Изучение геоэлектрического строения п-ова Рыбачий (Мурманская обл.) по данным аудиоманнитотеллурических зондирований с бесконтактными электрическими антеннами // Вопросы геофизики. – СПб., 2011. Вып. 44. С. 133–147. (Ученые записки СПбГУ, № 444).
4. Aruliah D.A., Ascher U.M., Haber E., Oldenburg D. A method for the forward modelling of 3D electromagnetic quasi-static problems // Mathematical Models in Applied Sciences (M3AS). 2001. Vol. 11. P. 1–21.

ДЕФОРМАЦИОННО-СДВИГОВЫЙ КОНЦЕПТ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ

С.М. Макеев

ЦГИ «Прогноз», г. Красноярск, smmakeev@mail.ru

Деформационно-сдвиговый концепт интерпретации геофизических полей предлагается рассматривать как дополнительный к общепринятому структурно-вещественному концепту и привносящий в интерпретацию геофизических полей *элементы движения геосреды* – сдвиговые поля разной кинематики, области междвигового сжатия (зоны транспрессии), растяжения (зоны транстенсии) и вращения. Принципиальным основанием для такого дополнения является то малозаметное обстоятельство, что в формулы ключевых физических свойств горных пород – плотности, электропроводности, намагниченности, являющихся источниками соответствующих геофизических полей, в качестве знаменателя входит *объем* горной породы. В лабораторных условиях объем испытываемого образца, как правило, делается константой, выполняя нормирующую функцию при определении того или иного физического свойства. Однако, в естественном залегании при тектонических деформациях горных пород объем мыслимых в них «образцов» изменяется произвольным образом, становясь *мерой пустотности* деформируемых частей геосреды. Изменение объема горных пород либо прямо через изменение плотности, либо косвенно через изменение флюидной проницаемости влияет на аномальное гравитационное, электрическое и даже магнитное поле [2], делая геофизические поля в целом деформационно-чувствительными.

Поскольку главным физическим свойством горных пород является их плотность, то предлагаемый концепт разрабатывался в рамках *гравиструктурного метода* интерпретации аномального гравитационного поля [3]. Метод разработан на основе предположения, что карта аномального гравитационного поля в редукции Буге отражает особенности пространственного распределения плотности геосреды независимо от того, вызваны ли эти особенности перераспределением масс (числитель формулы плотности) в результате переноса вещества или же – перераспределением объема пород (знаменатель формулы плотности) в результате тектонических деформаций. И поскольку в термодинамически открытой геосреде разделить оба эти фактора практически невозможно, то гравиструктурный метод построен как феноменологический и морфоструктурный.

Математической основой метода является *частотно-азимутальный анализ*, позволяющий разложить гравитационное поле на совокупность *азимутальных состояний*, каждое из которых представляет собой распределение амплитуд биполярных аномалий экстремального типа на одной пространственной частоте в одном азимутальном направлении. Интегрируя по модулю азимутальные состояния поля каждой пространственной частоты, рассчитывается *функция пространственной частоты* (ФПЧ), отражающая распределение интегральной интенсивности гравитационного поля по пространственным частотам и имеющая одно- или бимодальное строение. Начиная с некоторого *мезоуровня* пространственных частот, в каждом азимутальном состоянии гравитационного поля морфоструктурный анализ позволяет выделять структуры двух типов:

1. *Первичные гравитационные дуплексы* – пары конформных биполярных аномалий гравитационного поля, периклинально сопряженных между собой точками замыкания и часто нарушенных флексурными перегибами, в пределе переходящими в *правые* или *левые сдвиги* (рис. 1, а);

2. *Вторичные деформационно-сдвиговые зоны сжатия* или *растяжения* – области между сдвигами одного кинематического знака, топологически интерпретируемые как области право- или левосдвигового сжатия или растяжения (рис. 1, б).

Закономерное строение гравитационных дуплексов позволяет сформулировать гипотезу об их деформационной природе. Смысл гипотезы в том, что действие горизонтальных составляющих тектонических сил на ограниченный в пространстве массив горных пород

вызывает изгиб последнего, перераспределение объема микротрещин и пор, как следствие, – плотности и, как результат, – формирует биполярную, дуплексную, структуру гравитационных аномалий.

Основной причиной формирования структур второго типа – деформационно-сдвиговых зон, вероятно, является *дилатансия* – необратимое изменение объема горных пород в результате переупаковки межзернового пространства в процессе схлопывания или раскрытия трещин при сдвиговых деформациях и катакластическом течении горных пород. Из-за нелинейности скоростей протекания таких процессов последние локализуются в виде полос или зон скольжения, в пределах которых может происходить как дилатансионное сжатие, так и дилатансионное растяжение горных пород [4]. Именно такие полосы скольжения и фиксируют, на наш взгляд, деформационно-сдвиговые зоны, занимающие всегда секущее по отношению к аномалиям гравитационного поля положение (рис. 1, б). Структурно-геологическими аналогами деформационно-сдвиговых зон являются реверсные структуры присдвигового сжатия или растяжения (пулл-апарт структуры), которые обычны для многих сдвиговых систем геологической природы.

Таким образом, предметную область гравиструктурного метода составляют дуплексные гравитационные аномалии разной пространственной частоты, правые и левые сдвиги разнополярных аномалий дуплексов (рис. 1, а), отдельные области (в виде деформационных параллелограммов) и *оси межсдвигового взаимодействия* (сжатия или растяжения), объединяемые в деформационно-сдвиговые зоны (рис. 1, б, в). При этом все вышеназванные объекты исследования относятся к отличному от других азимутальному состоянию поля и могут комбинироваться друг с другом произвольным способом, исходя из представлений о геодинамической истории территории исследования, анализа поставленной задачи и способов суперпозиции.

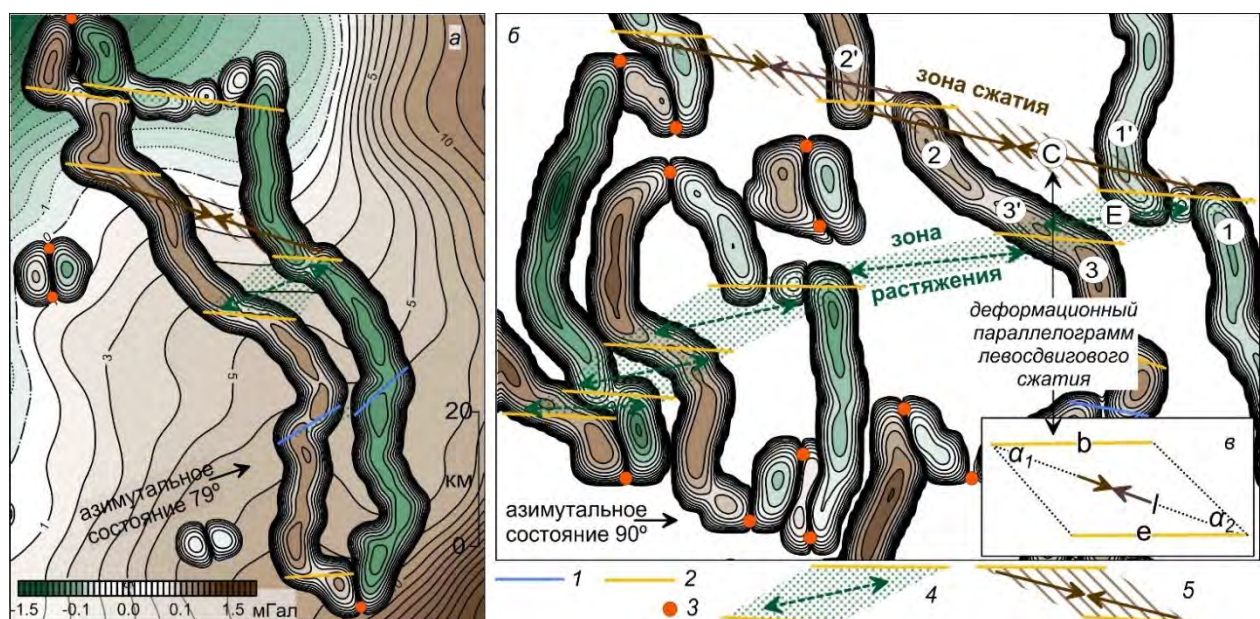
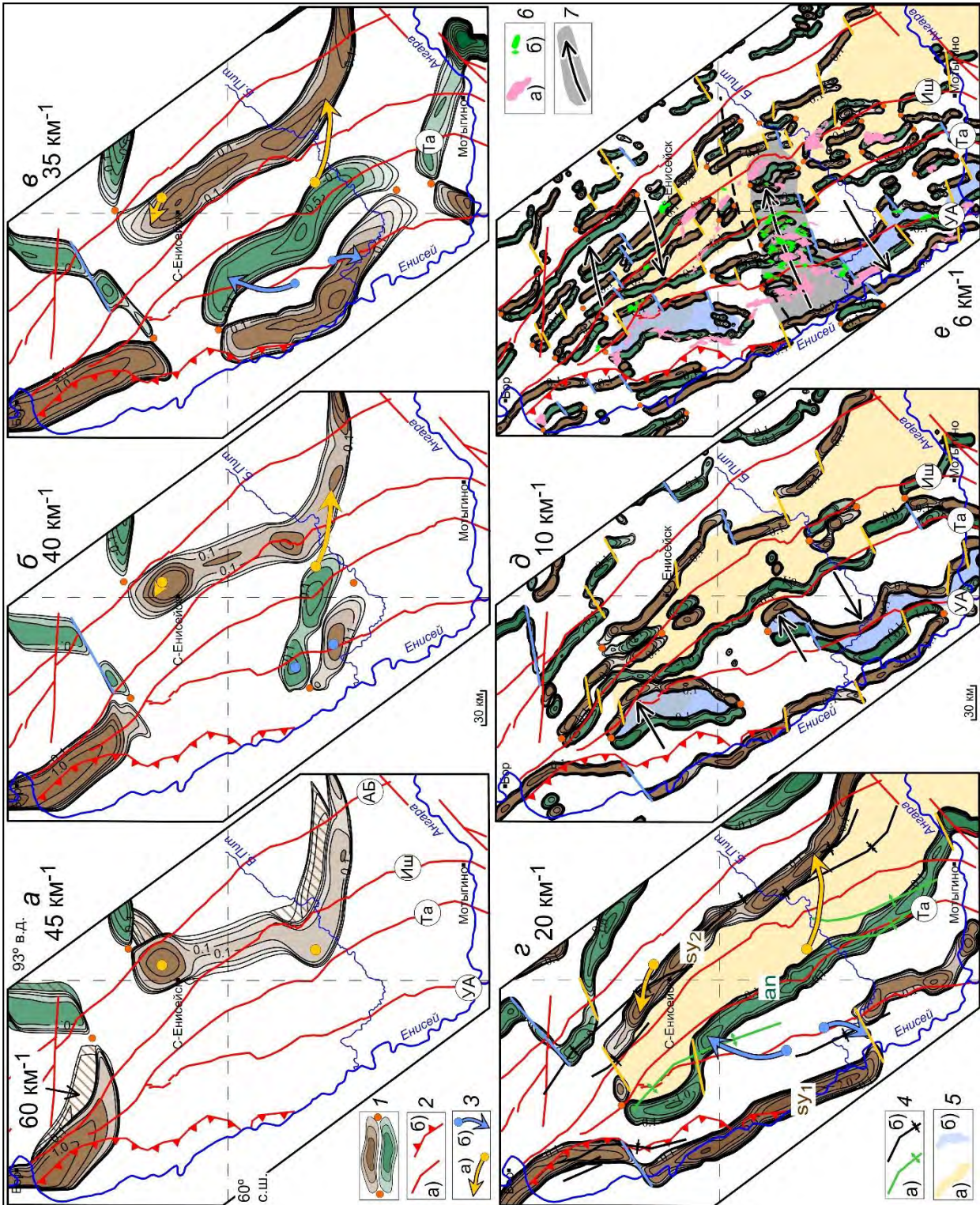


Рис. 1. Основные элементы гравиструктурного анализа

а – гравитационный дуплекс на фоне измеренного поля (мГал), из которого он «выделен»; сдвиги: 1 – правые, 2 – левые; 3 – точки замыкания; б – дуплексная структура гравитационного поля в азимутальном состоянии 90° и топологический принцип выделения областей, осей и деформационно-сдвиговых зон левостороннего растяжения (4) и сжатия (5): если внутри области С между сдвигами одного кинематического знака разнополярные аномалии 2 и 1' относительно своих смежных частей 2' и 1 смещаются вдоль длинной оси деформационного параллелограмма *друг навстречу другу*, то область С интерпретируется как область сжатия. Если же в межсдвиговой области Е разнополярные аномалии 3' и 1 смещаются относительно своих смежных частей 3 и 1' *друг от друга*, то область Е интерпретируется как область растяжения; в – геометризация области левосдвигового сжатия для расчета межсдвигового потенциала по формуле $P = h \frac{(b+e)}{l} (\cos \alpha_1 + \cos \alpha_2)$, учитывающей размеры межсдвиговой области (b, e, l), степень геометрического искажения среды в ней ($\cos \alpha_1, \cos \alpha_2$), а также функцию азимутального состояния поля h (ФАС) – весовую функцию интегральной интенсивности поля в том или ином азимутальном состоянии

Рис. 2. Стадии эволюции азиатского континента в 63° южной широты в поле ЕК (МГал):

a – статичная; *б-в* – доколлизийного вращения; *г* – предколлизийной стабилизации; *д-е* – фронтальной коллизии; 1 – гравиационные дуплексы; 2 – региональные нарушения; *a* – разломы (Та – Тартарский); *б* – Исаковский надвиг; 3 – эпицентры и направления вращения; *a* – левое; *б* – правое; 4 – элементы региональной складчатости; *a* – мегаантиклинории (ап); *б* – мегасинклинии (су_{1,2}); 5 – региональные метадуплексы разных этапов тектонического развития; *a* – Сухопитский; *б* – Тунгусские; 6 – син- и постколлизийные магматические комплексы; *a* – гранитоидов; *б* – бимодальных даек и малых базитовых интрузий; 7 – направления деформации пород и области горизонтальной прогрузки. Ост. обозн. на рис. 1



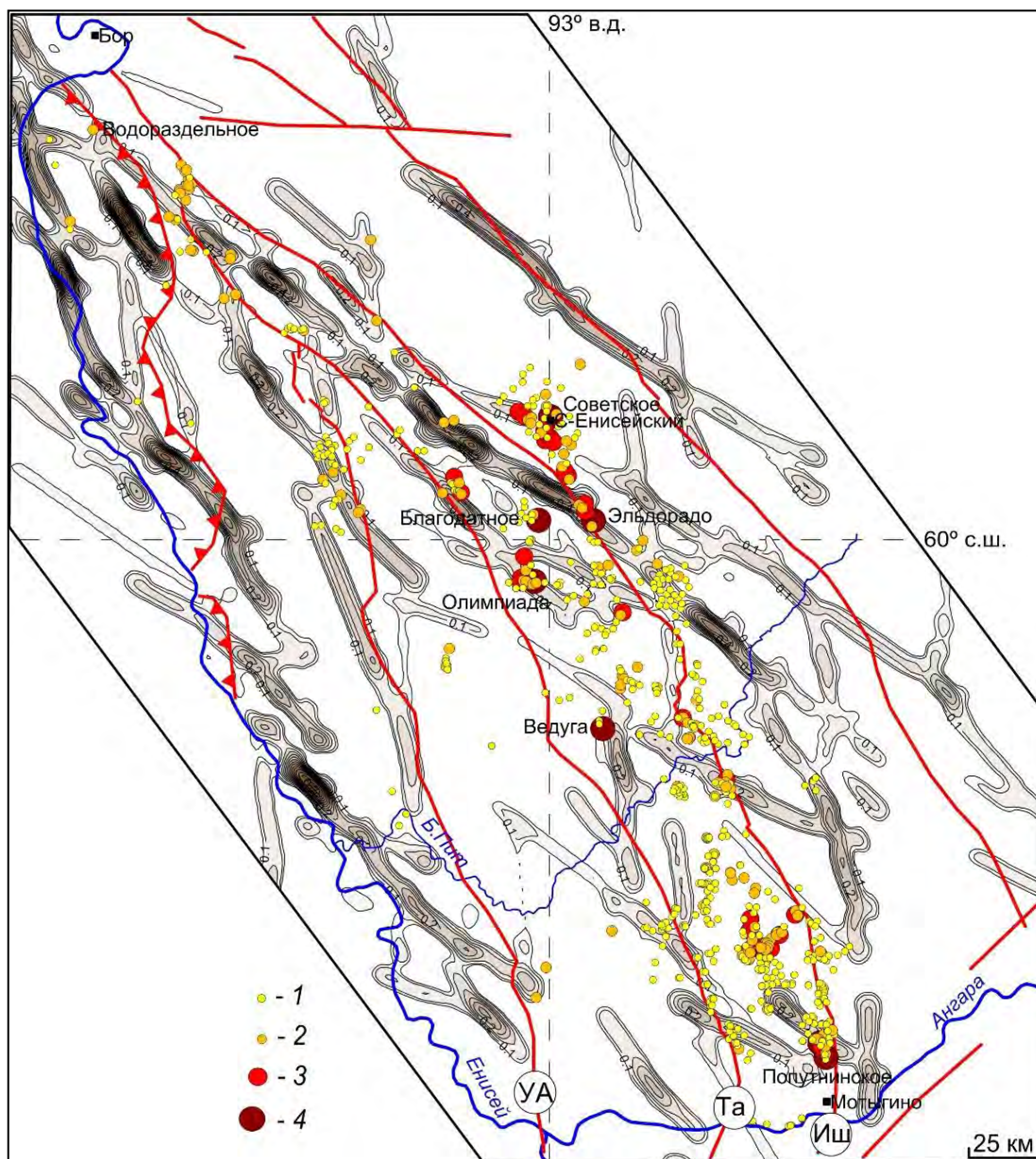


Рис. 3. Рудоконтролирующие зоны левосдвигового сжатия ЕК (в отн. ед. потенциала левосдвигового сжатия, см. рис. 1, в), сгенерированные полем левых сдвигов в диапазоне азимутов 95°–165° (мода – 130°); золоторудные объекты

1 – пункты минерализации; 2 – рудопровяления; месторождения: 3 – <50 т; 4 – >50 т. Ост. обозн. на рис. 2

На примере Енисейского кряжа (далее, ЕК) – линейного орогена с покровно-складчатим строением – показан общий подход к интерпретации регионального гравитационного поля в редукции Буге (масштаб 1 : 1 000 000), который включает составление двух схем: 1) регио-нальной схемы стадийности геодинамической эволюции ЕК и 2) схемы структурно-геодинамического контроля золоторудных объектов.

Для составления первой схемы выбрано азимутальное состояние 63° гравитационного поля вблизи максимального значения ФАС для ЕК. Последовательность изменения от низких к высоким пространственным частотам структуры гравитационных аномалий, взятых в одном и том же азимутальном состоянии, интерпретируется как последовательная деформация геосреды от более глубоких слоев к поверхности, как эволюция основных складчатых структур ЕК (рис. 2). Такая интерпретация основана на классической модели Гзовского формирования продольной складчатости (с постепенным увеличением порядка складчатости к поверхности) [1] и эмпирически установленному соответствию синформ продольной

складчатости положительным аномалиям гравитационных дуплексов, а антиформ – отрицательным (рис. 2, *з*). Согласно полученной схеме эволюция ЕК включает в себя пять этапов: 1) статичное состояние в диапазоне частот $60\text{--}45\text{ км}^{-1}$ (рис. 2, *а*); 2) доколлизийное вращение западной и восточной (относительно Татарского разлома) частей кряжа в двух противоположных направлениях (рис. 2, *б–г*); 3) остановка вращения и формирование главного мегадуплекса ЕК (рис. 2, *з*); 4) превращение инерции вращения двух частей кряжа в энергию сдвигания и формирование аккомодационных дуплексных структур вдоль Усть-Ангарского (УА) и Ишимбинского (Иш) разломов (рис. 2, *д*); 5) коллизийное фронтальное сжатие с максимумом сдвиговых движений, вплоть до формирования горизонтальной протрузии (рис. 2, *е*). Последний рисунок также иллюстрирует непротиворечивость предлагаемого подхода и традиционной интерпретации положительных и отрицательных гравитационных аномалий, связывающей их, соответственно, с основными и кислыми магматитами. Важно, что деформационно-сдвиговый концепт позволяет рассматривать интрузивы разного состава в виде положительных и отрицательных аномалий единых гравитационных дуплексов, отражающих внутреннее строение сложных, но геологически единых объектов орогенеза – вулканоплутонических поясов, синформы которых обычно выполнены вулканитами основного состава, а антиформы – плутонами кислого.

В функции ФПЧ всегда можно выявить мезоуровень с наиболее высокой интегральной интенсивностью гравитационного поля (в данном случае – 6 км^{-1} , см. рис. 2, *е*), который интерпретируется как уровень максимальных деформаций ЕК (в направлении вектора максимального тектонического сдвигания, устанавливаемого функцией ФАС ($\sim 63^\circ$)). Для этого уровня проведен развернутый гравиструктурный анализ поля:

1) определена азимутальная структура полей правых и левых сдвигов и соответствующих этим сдвигам осей междвигового сжатия и растяжения; 2) проведен анализ пространственной корреляции осей междвигового взаимодействия с золоторудными объектами. В результате появляется возможность закартировать структурно-геодинамические зоны ЕК, имеющие лучшую пространственную корреляцию с золоторудными объектами (рис. 3)

Предлагаемый подход опробован на целом ряде объектов *флюидогенной природы* (полиметаллических, меднопорфировых, кимберлитовых трубках и месторождениях газа).

В докладе также будут приведены аргументы в пользу *масштабной и межвидовой инвариантности геофизических полей*, позволяющей распространить деформационно-сдвиговый концепт интерпретации на другие геофизические поля и масштабы исследований.

1. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. – М.: Наука, 1975. 536 с.
2. Лихачев А.П. Условия образования магнетита и его рудных скоплений // Отечественная геология. 2017. № 4. С. 44–53.
3. Макеев С.М. Решение двух задач геодинамики гравиструктурным методом // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2016. № 4. С. 63–74.
4. Николаевский В.Н. Собрание трудов. Геомеханика. Том 1. Разрушение и дилатансия. Нефть и газ. – М.; Ижевск: НИЦ «Регулярная и хаотическая динамика. Институт компьютерных исследований», 2010. 640 с.

РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ ИСТОЧНИКОВ МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ СРЕДНЕГО УРАЛА, ОСНОВАННЫЕ НА ГЛОБАЛЬНЫХ И РЕГИОНАЛЬНЫХ АЭРОМАГНИТНЫХ ДАННЫХ

П.С. Мартышко, Н.В. Федорова, А.Л. Рублев, Л.А. Муравьев

Институт геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург, a.roublev@list.ru

В работе приведены результаты изучения структурных особенностей аномального магнитного поля и моделирования источников в земной коре Средне-Уральского региона. Территория 880×500 км охватывает восточную часть Восточно-Европейской платформы, Средний Урал и западную часть Западно-Сибирской плиты. В пределах этого участка в аномальном магнитном поле наблюдаются интенсивные линейные аномалии на Урале и в Западной Сибири, а в пределах Восточно-Европейской платформы выделяются крупные региональные аномалии.

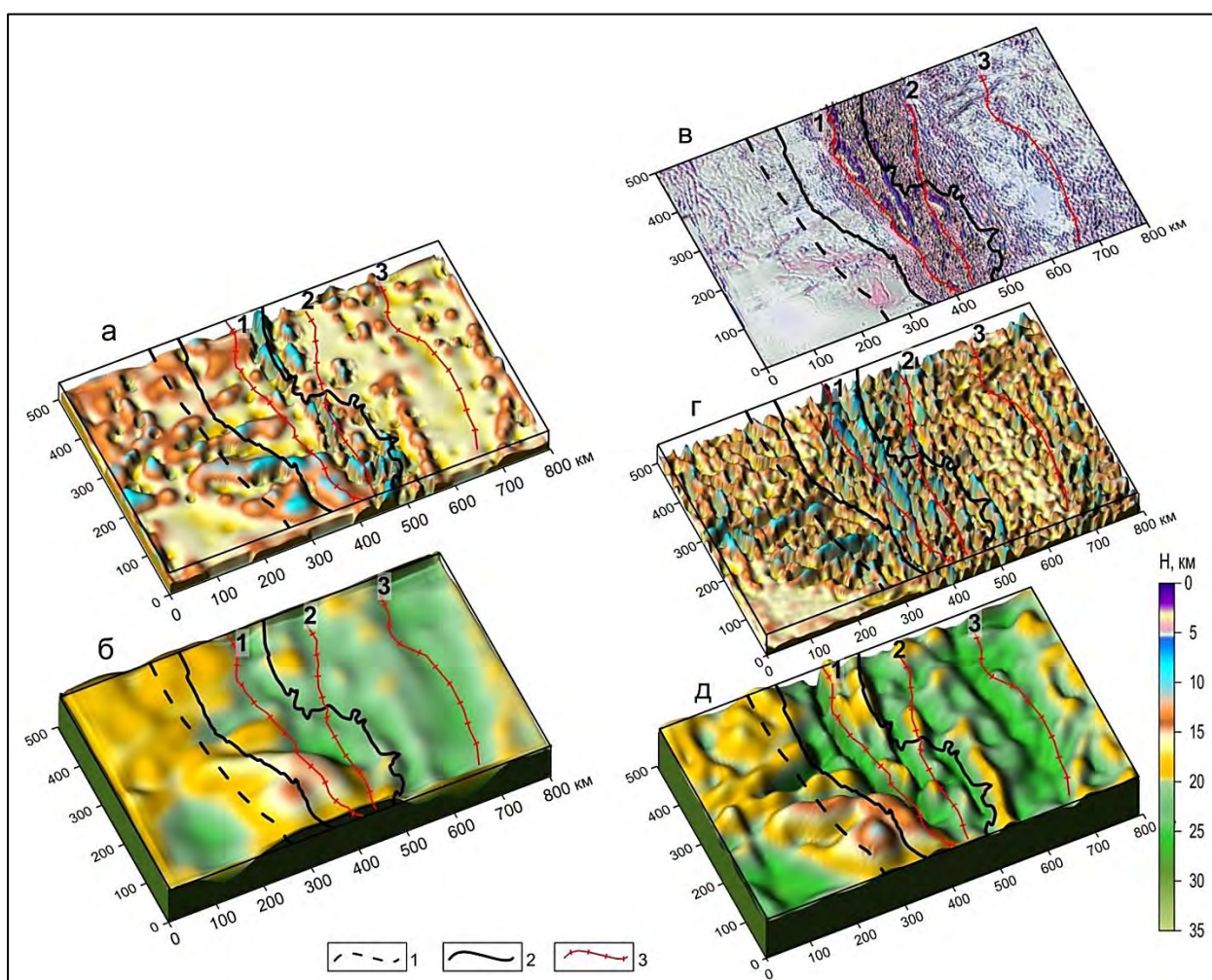


Рис. 1. Результаты моделирования источников магнитных аномалий по данным глобальной модели EMAG2 (справа) и аэромагнитным данным масштаба 1 : 200 000 (слева)

Источники в приповерхностном слое (в): кровля поверхности гранитного слоя (а и з); кровля базальтового слоя земной коры (б и д). Обозначения: 1 – Предуральский краевой прогиб; 2 – границы открытого Урала; 3 – глубинные разломы на поверхности земли: 1 – Главный Уральский; 2 – Мурзинский; 3 – Тюменско-Чудиновский (по данным геологических карт О-40 и О-41)

Для построения моделей распределения намагниченности в земной коре применялся комплекс новых методов [3, 8]: 1. Аппроксимация данных аномалий модуля магнитной индукции набором сингулярных источников с целью определения вертикальной составляю-

щей магнитных аномалий [10]. 2. Выделение аномалий от источников в различных слоях земной коры с помощью трансформаций исходных данных, основанных на аналитическом продолжении гармонических функций вверх и вниз на разные уровни [4, 5, 7, 9]. 3. Решение обратной задачи магнитометрии для определения поверхности намагниченных источников в слоях земной коры [3, 8]. Методы реализованы в программах с использованием параллельных вычислений для ПС с графическими ускорителями [1–2].

На первом этапе использовались данные глобальной модели аномального магнитного поля EMAG2 версии 3 [12]. База данных этой модели имеет разрешение 2 угловые минуты и привязку к высоте 4 км над геоидом. Для исследуемого региона Среднего Урала на площади 800×500 км выполнена аппроксимация аномалий модуля магнитной индукции ΔT_a набором сингулярных источников [10], и вычислена вертикальная составляющая напряженности магнитных аномалий Z .

В результате пересчетов на разные уровни выделены аномалии от намагниченных объектов в гранитном и базальтовом слоях земной коры, построены модели поверхностей источников для различных значений намагниченности (рис. 1, а, б). Выбраны параметры для дальнейшего моделирования. Установлено, что намагниченность источников в гранитном слое составляет 1–3 А/м, а источники региональных аномалий в базальтовом слое в пределах окраины Восточно-Европейской платформы и западного склона Урала имеют высокую намагниченность порядка 6–8 А/м.

В данных аномального магнитного поля модели EMAG2 практически отсутствуют аномалии от приповерхностных источников [11], поэтому дальнейшие исследования структурных особенностей аномального магнитного поля проведены с использованием региональной базы данных, основанной на аэромагнитных съемках масштаба 1 : 200 000. В отличие от данных глобальной модели EMAG2 региональная матрица аэромагнитных данных оцифрована через 250 м. При создании цифровой карты в качестве поля относимости использована модель главного геомагнитного поля IGRF и для более точного учета вековой вариации была проведена съемка по протяженным профилям [6].

Поскольку только в пределах Уральских гор кристаллические породы выведены на земную поверхность, а прилегающие области Восточно-Европейской платформы и Западной Сибири покрыты мощным осадочным чехлом, то мы разделили земную кору на 3 слоя: приповерхностный (до глубины 5 км), гранитный и базальтовый. Средняя глубина до базальтового слоя по сейсмическим данным составляет 20 км. Выполнены расчеты трансформированных полей (пересчитанных вверх и вниз) для уровней 5, 20, 50 км и построены карты разделенных магнитных аномалий от источников в 3 слоях земной коры. Проведено решение обратной задачи магнитометрии для класса контактных поверхностей методом локальных поправок и определена геометрия кровли намагниченных источников в каждом слое.

1. Бызов Д.Д., Мартышко П.С., Муравьев Л.А., Федорова Н.В. Подбор магнитного поля набором стержней PodborSterj2015. Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ № 2016619506. Роспатент, 2016.

2. Бызов Д.Д., Мартышко П.С., Муравьев Л.А., Федорова Н.В. Расчеты аналитического продолжения потенциальных полей GRIDCALC. Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ № 2016619520 Роспатент, 2016.

3. Мартышко П.С., Ладовский И.В., Федорова Н.В., Цидаев А.Г., Бызов Д.Д. Теория и методы комплексной интерпретации геофизических данных. – Екатеринбург: Изд-во ИГФ УрО РАН, 2016. 94 с.

4. Мартышко П.С., Федорова Н.В., Акимова Е.Н., Гемайдинов Д.В. Изучение структурных особенностей гравитационного и магнитного полей литосферы с использованием параллельных алгоритмов // Физика Земли. 2014. № 4. С. 50–55.

5. Мартышко П.С., Федорова Н.В., Гемайдинов Д.В. Применение параллельных алгоритмов вычислений при изучении структуры аномального магнитного поля Урала // Доклады Академии наук. 2012. Т. 446. № 2. С. 201–203.

6. Чурсин А.В., Прутьян А.М., Федорова Н.В. Цифровая карта аномального магнитного поля Северного, Среднего и Южного Урала и прилегающих территорий Восточно-Европейской и Западно-Сибирской платформ // Литосфера. 2008. № 6. С. 63–72.

7. Martyshko P.S., Fedorova N.V., Byzov D.D. Computer technology for separating lithospheric magnetic anomalies // 20th International Conference Geoinformatics: Theoretical and Applied Aspects, 2021.
8. Martyshko P.S., Fedorova N.V., Rublev A.L. Numerical algorithms for structural magnetometry inverse problem solving // Russian Journal of Earth Sciences. 2021. 21(3). ES000766. DOI: 10.2205/2021ES000766
9. Martyshko P.S., Fedorova N.V., Rublev A.L. Studying the structural features of the geophysical potential fields with the use of parallel algorithms // Proceedings of IAMG 2015 – 17th Annual Conference of the International Association for Mathematical Geosciences 17. 2015. P. 517–526.
10. Muravyev L., Byzov D., Fedorova N. Approximation of anomalous magnetic field using array of singular sources (magnetized rods) // Geoinformatics 2016 – XVth International Conference on Geoinformatics – Theoretical and Applied Aspects 15. 2016.
11. Muravyev L.A., Rublev A.L., Fedorova N.V. Preliminary investigation of the crustal structure of the Middle Urals by geomagnetic methods, based on the global model EMAG2 // 20th International Conference Geoinformatics: Theoretical and Applied Aspects, 2021. DOI: 10.3997/2214-4609.20215521079
12. World Digital Magnetic Anomaly Map [Электронный ресурс] Geomagnetism, 2017. URL: <http://geomag.org/models/wdmam.html> (Дата обращения: 21.11.2018).

О ПОСТРОЕНИИ СЕЙСМОПЛОТНОСТНЫХ РАЗРЕЗОВ

П.С. Мартышко, А.Г. Цидаев, И.В. Ладовский, Д.Д. Бызов, В.В. Колмогорова

Институт геофизики им. Ю.П. Булашевича УрО РАН, г. Екатеринбург, *pmart3@mail.ru*

Для исследования строения земной коры северной части Уральского региона по региональным профилям ГСЗ переобработаны сейсмические материалы методом двумерной сейсмической томографии. Построены градиентные скоростные разрезы земной коры в формате сеточных функций для пяти профилей, расположенных в пределах изучаемой трапеции с географическими координатами 58–64° с. ш., 54–72° в. д.; построены плотностные разрезы. Коэффициенты эмпирической зависимости «плотность–скорость» вычислялись с использованием алгоритма решения двумерной обратной задачи гравиметрии.

На рис. 1 приведена схема региональных профилей, совмещенная с фрагментом карты аномалий гравитационного поля с листов карты ОР 40 – ОР 42 картографической проекции Гаусса-Крюгера [5]. Сводная схема тектонического районирования составлена на основе тектонической карты Урала [3]. Пунктиром нанесены границы Зауральских структур, а именно: западная граница Ханты-Мансийского срединного поднятия [2] и восточная граница Тюменско-Кустанайского прогиба, выделенная нами по профилям «Ханты-Мансийский» и «Северная Сосьва-Ялуторовск».

По первичным архивным данным построены специальные двумерные поля времен первых вступлений продольных Р-волн для профилей Баженовской геофизической экспедиции: Вижай-Нижняя Тура-Орск, Красноуральский и Ханты-Мансийский, а также переинтерпретированы ранее построенные поля по профилям Красноленинский и Северная Сосьва-Ялуторовск. Поля времен пяти разрезов ГСЗ легли в основу сеточных (градиентных) скоростных моделей земной коры Северного Урала в пределах градусной трапеции 58–64° с. ш., 54–72° в. д. (рис. 1).

Градиентные модели скоростных разрезов земной коры $V_P(x,z)$ построены в формате сеточных функций. Верхняя граница разрезов $z = 0$ (км) соответствует уровню земной поверхности; нижняя – границе Мохоровичича $M(x, z)$. Положение границы M определено по скоростным уровням (7,70–8,2) км/с и затем откорректировано по результатам интерпретации имеющихся данных по отраженным, обменным и головным волнам. На рис. 2 приведен скоростной разрез земной коры в изолиниях $V_P(x,z)$ по объединенному профилю Красноуральский + Ханты-Мансийский. Длина географов на профиле ограничена базами 260–280 км, соответственно, глубина проникания сейсмического луча составляет 40–50 км. Поэтому двумерная модель распределения лучевых скоростей построена только в пределах земной коры.

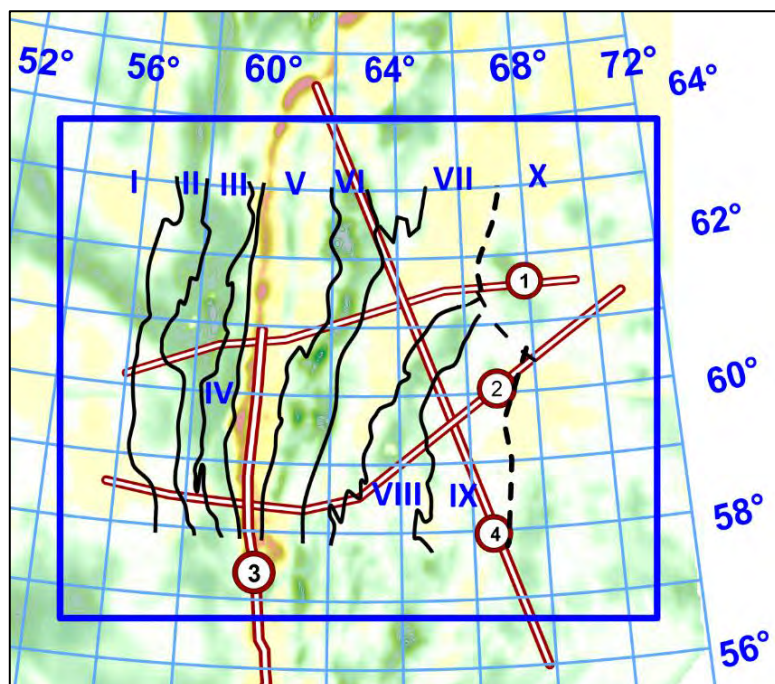


Рис. 1. Профили ГСЗ на Северном Урале

Цифры в кружочках: 1 – Красноленинский, 2 – Красноуральский и Ханты-Мансийский, 3 – Нижняя Тура – Вижай – Орск, 4 – Северная Сосьва – Ялуторовск

Структуры первого порядка по И.Д. Соболеву [3]: I – Восточно-Европейская платформа, II – Предуральский прогиб, III – Западно-Уральская зона линейной складчатости, IV – Центральноуральское поднятие, V – Тагильско-Магнитогорский прогиб, VI – Восточно-Уральское поднятие, VII – Восточно-Уральский прогиб, VIII – Зауральское поднятие, IX – Тюменско-Кустанайский прогиб, X – Ханты-Мансийское срединное поднятие

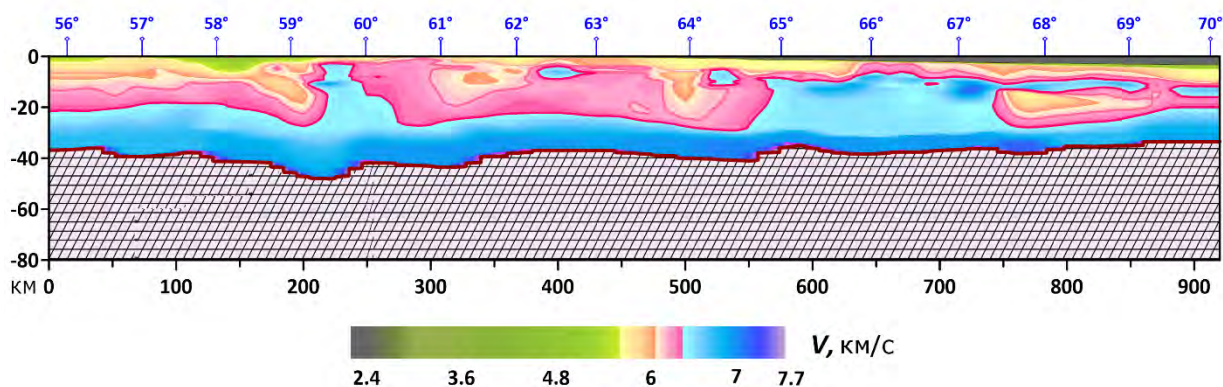


Рис. 2. Скоростной разрез земной коры в изолиниях скорости продольных волн $V_p(x, z)$ по объединенному профилю Красноуральский + Ханты-Мансийский

Практические задачи, возникающие при 3D-моделировании глубинного строения неоднородной геологической среды требуют минимизации ручного труда не только на этапе подготовки исходных данных, но и на всех этапах промежуточных расчетов. Формализация исходных данных ГСЗ и их преобразование в сеточный формат скоростных (и плотностных) разрезов способствует разработке высокоэффективных вычислительных алгоритмов «быстрого» решения прямых и обратных задач гравитационного моделирования на сетках большой размерности [1, 4]. Доминантой предполагаемых решений служит плотностная модель начального приближения. Авторы выполнили все промежуточные вычисления, начиная от томографии ГСЗ (поля времен и сеточные модели скоростных разрезов) и заканчивая трехмерной моделью интерполированной плотности.

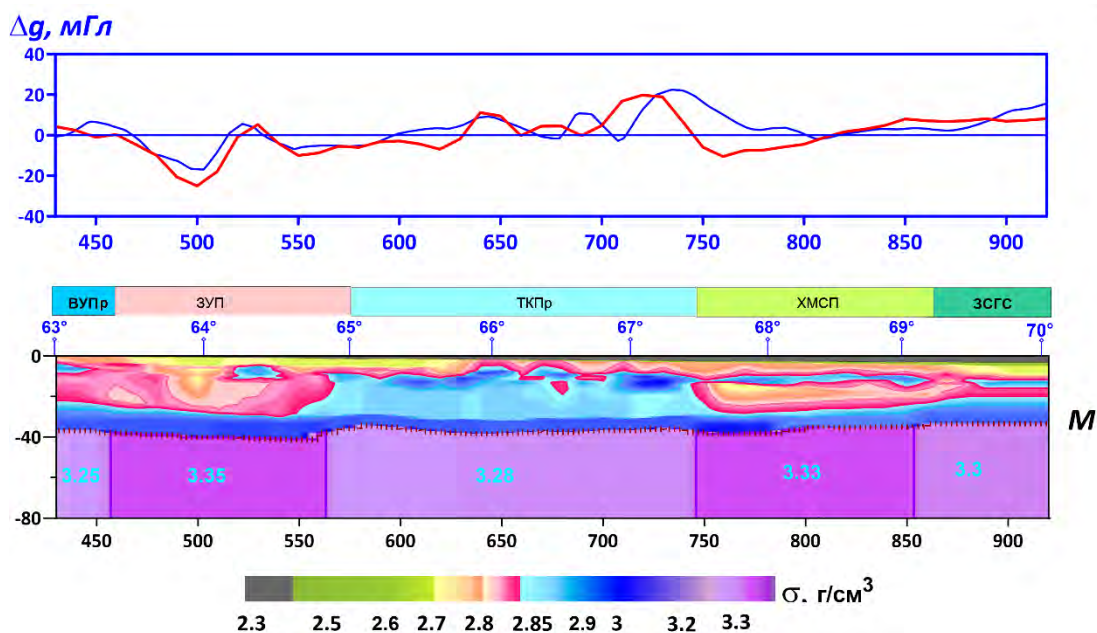


Рис. 3. Подобранный плотностной разрез по Ханты-Мансийскому сейсмическому профилю. Над разрезом приведены графики аномалий гравитационного поля, отнесенные к нулевому уровню

Синяя кривая – фактические (наблюденные) данные, красная кривая – расчетные значения поля от модели неоднородного пласта до глубины 80 км.

Тектонические структуры: ВУПр – Восточно-Уральское погружение; ЗУП – Зауральское поднятие; ТКПр – Тюменско-Кустанайский прогиб; ХМСП – Ханты-Мансийское срединное поднятие; ЗСГС – Западно-Сибирская геосинеклиза (Фроловский блок)

Разработка универсальных схем количественной интерпретации, создание устойчивых, адаптивных алгоритмов и их программная реализация позволят оперативно конструировать многовариантные модели послойного строения земной коры и сделать их прозрачными для всестороннего геолого-геофизического анализа. Последнее имеет принципиальное значение для понимания особенностей глубинного строения Уральской складчатой зоны и прилегающих к ней территорий.

1. Мартышко П.С., Ладовский И.В., Бызов Д.Д. О решении обратной задачи гравиметрии на сетках большой размерности // ДАН. 2013. Т. 450. № 6. С. 702–707.

2. Мегакомплексы и глубинная структура земной коры Западно-Сибирской плиты / Под ред. В.С. Суркова. – М.: Недра, 1986

3. Соболев И.Д. Тектоническая схема Северного, Среднего и северо-восточной части Южного Урала. Приложение М 1 : 2 500 000. Геология СССР. Т. XII. Часть 1. Книга 2 / Под ред. Сидоренко А.В. – М.: Недра, 1969. 304 с.

4. Martyshko P.S., Ladovskii I.V., Byzov D.D., Tsidaev A.G. Gravity Data Inversion with Method of Local Corrections for Finite Elements Models // Geosciences. 2018. Vol. 8. Iss. 10. UNSP 373.

5. Zingerle P., Pail R., Gruber T., Oikonomidou X. The combined global gravity field model XGM2019e // J Geod. 2020. 94. 66

ТОЛЩИНА КОРЫ ВЕНЕРЫ МЕТОДОМ ЧИСЕЛ ЛЯВА

Т.И. Менищикова, А.В. Батов, Т.В. Гудкова

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, *ms.tamm@mail.ru*

Считается, что планетные коры – это результат выплавки мантийных пород. Определение средней толщины коры планеты накладывает ограничения на модели тепловой и химической эволюции и может дать ответ на вопрос: как проходила дифференциация и тепловая эволюция планеты на протяжении геологического времени.

На Земле изучение глубинного строения коры выполняется на основе совместной интерпретации сейсмических данных и данных гравиметрии. В отсутствие сейсмической сети на планетах создание плотностной модели коры основывается на решении обратной задачи гравиметрии. Известно, что моделирование на основе решения обратной задачи не имеет единственного решения. Чтобы устранить неопределенность решения, при построении глобальной модели толщины коры планеты принимаются допущения. Одно из часто принимаемых предположений – это то, что наблюдаемое гравитационное поле возникает за счет рельефа на поверхности и рельефа границы кора-мантия, и что средние плотности коры и мантии известны, т. е. задается скачок плотности на границе кора-мантия. Дополнительно используются предположения о толщине коры в какой-нибудь области. Обычно используются два метода: один основан на моделировании отношения геоид/топография (GTR) в пространственной области, другой – расчет адмитанса и функции корреляции в спектральной области. Методы построения современных моделей коры планет подробно изложены в обзоре [18].

Вопрос о толщине коры Венеры остается открытым. Оценки средней толщины коры Венеры варьируются в диапазоне 25–70 км. Толщина коры Венеры, полученная из моделей тепловой эволюции планеты и интерпретации данных топографии и гравитационного поля, составляет 15–35 км [8, 11, 18]. Выбор толщины коры равной 60–70 км [9], обусловлен тем, что в базальтах на этой глубине должен происходить фазовый переход базальт-эклогит, который служит верхним пределом для толщины коры. В ряде последних публикаций [12, 15, 19] значение мощности коры принимается равным 25–30 км, а оценки толщины коры, полученные под различными регионами, варьируются от 12 до 65 км. Толщина коры на Венере тесно связана с топографическими структурами: тонкая кора определяется под равнинами и толстая кора под поднятиями. Максимальная глубина Мохо, превышающая 90 км, получена под горами Максвелла и Землей Иштар [20].

В настоящей работе моделирование толщины коры Венеры основано на данных топографии и гравитационного поля и проводится методом чисел Лява, что учитывает подстройку планетных недр к нагрузкам на поверхности и в недрах. Полученные модели границы Мохо предполагают изостатическую компенсацию по Эри.

Мы полагаем, что источниками аномального гравитационного поля являются некоторым образом распределенные на поверхности и в недрах планеты аномалии плотности $\delta\rho(r, \varphi, \lambda)$, которые можно представить в виде бесконечно тонкого сферического слоя радиуса r :

$$\delta\rho(r, \varphi, \lambda) = \sum_{i,n,m} R_{inm}(r) Y_{inm}(\varphi, \lambda) = \sum_{i=1}^2 \sum_{n=2}^{\infty} \sum_{m=0}^n R_{inm}(r) Y_{i,n,m}(\varphi, \lambda), \quad (1)$$

где

$$Y_{inm}(\varphi, \lambda) = P_{nm}(\sin \varphi) \begin{cases} \cos(m\lambda), i = 1 \\ \sin(m\lambda), i = 2 \end{cases}$$

P_{nm} – присоединенные полиномы Лежандра, φ и λ – широта и долгота, соответственно, и амплитуды аномальных волн плотности R_{inm} имеют размерность $[M L^{-2}]$.

Далее для определенности задачи мы допускаем, что существуют два уровня сосредоточения аномальных масс – поверхность (вес рельефа планеты, отсчитанного от эквипотен-

циальной поверхности) и граница Мохо (граница кора-мантия). Эти массы представляют собой утонение или утолщение коры на поверхности и границе Мохо. Сделано предположение, что в Венере существуют два уровня сосредоточения аномалий – поверхность планеты, $r = R$, и граница кора-мантия, $r = R_1 = R - l$, где l – толщина коры.

Строгая самосогласованная техника для учета подстройки недр планеты к аномальным массам в недрах планеты при интерпретации внешнего гравитационного поля (техника нагрузочных коэффициентов) была разработана в работах [5, 3, 4]. Метод нагрузочных коэффициентов учитывает, что при добавлении аномальной массы (аномальной волны плотности) происходит глобальная деформация планеты и искривление границ раздела.

Аномальный слой, который действует на планету как нагрузка, приводит к дополнительному возмущению потенциала:

$$\Delta V = 4\pi GR \sum_{i,n,m} \left(\frac{r}{R}\right)^{n+2} \frac{R_{inn}(r)(1+k_n(r))}{(2n+1)} Y_{inn}(\varphi, \lambda), \quad (2)$$

где G – гравитационная постоянная, R – средний радиус планеты, $k_n(r)$ – нагрузочные числа порядка n для заглабленной на глубине r аномалии плотности.

Деформация планеты $D(\varphi, \lambda)$ под действием нагрузки $\delta\rho(r, \varphi, \lambda)$ связана с нагрузочными числами h_n :

$$D = \frac{4\pi GR}{g_0} \sum_{i,n,m} \left(\frac{r}{R}\right)^{n+2} \frac{R_{inn}(r)(1+h_n(r))}{(2n+1)} Y_{inn}(\varphi, \lambda), \quad (3)$$

где g_0 – гравитационное ускорение на поверхности планеты.

Планета моделируется как упругое самогравитирующее тело, с зависящими от радиуса плотностью, модулем сжатия и модулем сдвига, находящееся под действием возмущающей нагрузки. Возмущающей нагрузкой являются аномалии плотности на поверхности планеты (вес рельефа планеты, отсчитанного от эквипотенциальной поверхности) и на границе кора-мантия (заглабленные аномалии) (рис. 1). Эти аномальные волны плотности (аномальные массы) представляют собой утолщение или утонение коры на указанных уровнях. Для расчета нагрузочных коэффициентов решается система уравнений, в которую входят:

1) уравнение равновесия деформированного (упругого тела) при наличии объемных сил F

$$\frac{\partial \sigma_{ik}}{\partial x_k} + \rho F_i = 0, \quad (4)$$

где σ_{ik} – тензор напряжений, x_k – координаты, ρ – плотность, объемной силой является гравитационное воздействие $F = \nabla\psi$,

2) уравнение Пуассона, связывающее аномальный гравитационный потенциал с распределением плотности

$$\nabla^2\psi = -4\pi G\rho, \quad (5)$$

3) реологическое уравнение, дающее соотношение между напряжением и смещениями (закон Гука для идеально упругой и изотропной среды)

$$\sigma_{ik} = K\varepsilon_{ij}\delta_{ik} + 2\mu\left(\varepsilon_{ik} - \frac{1}{3}\delta_{ik}\varepsilon_{jj}\right) = \lambda\varepsilon_{jj}\delta_{ik} + 2\mu\varepsilon_{ik}, \quad (6)$$

где K – модуль сжатия, μ – модуль сдвига, $\lambda = K - 2/3\mu$ – постоянная Лямэ, δ_{ik} – символ Кронекера, симметричный тензор $\varepsilon_{ik} = (\partial U_i/\partial x_k + \partial U_k/\partial x_i)/2$ – тензор деформаций. U_k – компоненты вектора смещения.

Амплитуды нагрузок $R_{i,n,m}^1(\varphi, \lambda)$, $R_{i,n,m}^2(\varphi, \lambda)$ (коэффициенты разложения по сферическим функциям аномальных волн плотности на поверхности R , и на границе кора-мантия R_1 , соответственно) подбираются так, чтобы удовлетворить данным топографии C_{inn} и гравитационного поля планеты C_{ginm} (отсчитываемым от референсной равновесной поверхности), которые представлены в виде разложения в ряд по сферическим функциям.

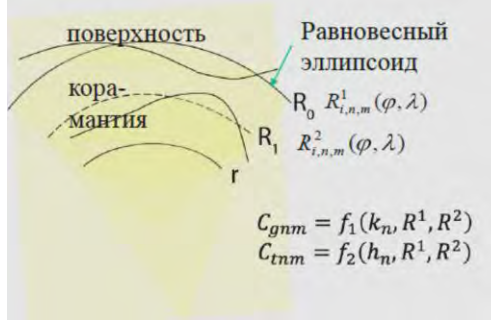


Рис. 1. Модель нагрузки на поверхности и границе кора-мантия

Обозначения: R_0 – радиус планеты, R_1 – радиус границы кора-мантия, $R_{i,n,m}^1(\varphi, \lambda)$, $R_{i,n,m}^2(\varphi, \lambda)$ – амплитуды нагрузок, φ и λ – широта и долгота, C_{gnm} и C_{tnm} – коэффициенты разложения гравитационного потенциала и топографии по сферическим функциям, k_n и h_n – нагрузочные числа Лява степени n для плотностной аномалии на некоторой глубине

$$C_{ginm} = \frac{R_{inm}^1(\varphi, \lambda)}{R\rho_0} \frac{3(1+k_n(R))}{(2n+1)} + \frac{R_{inm}^2(\varphi, \lambda)}{R\rho_0} \frac{3(1+k_n(R_1))}{(2n+1)} \left(\frac{R_1}{R}\right)^{n+2},$$

$$C_{tinm} = \frac{R_{inm}^1(\varphi, \lambda)}{R\rho_c} + \frac{R_{inm}^1(\varphi, \lambda)}{R\rho_0} \frac{3h_n(R)}{(2n+1)} + \frac{R_{inm}^2(\varphi, \lambda)}{R\rho_0} \frac{3h_n(R_1)}{(2n+1)} \left(\frac{R_1}{R}\right)^{n+2}, \quad (7)$$

где ρ_0 и ρ_c – средняя плотность Венеры и плотность коры.

Данные о реологическом строении Венеры отсутствуют. Выбор модели неоднородной упругости Венеры был выполнен в работе (Менщикова, Гудкова, 2021).

Данные гравитационного поля и топографии планеты обычно представлены в виде разложение гравитационного потенциала и высот рельефа относительно центра масс по нормализованным сферическим функциям и доступны на сайте Системы Планетных данных (<http://pds-geosciences.wustl.edu>).

$$V(r, \varphi, \lambda) = \frac{GM}{r} \left[1 + \sum_{n=2}^{70} \sum_{m=0}^n \left(\frac{R_e}{r}\right)^n (C_{tnm} \cos m\lambda + S_{tnm} \sin m\lambda) P_{nm}(\sin \varphi) \right], \quad (8)$$

где r – расстояние от точки наблюдения до начала координат, φ и λ – ареоцентрические широта и долгота, M – масса планеты, G – гравитационная постоянная, R_e – экваториальный радиус (нормирующий радиус), C_{gnm} и S_{gnm} – нормализованные гравитационные моменты, P_{nm} – нормализованные функции Лежандра степени n и азимутального числа m , удовлетворяющие соотношению

$$\int_0^{2\pi} \int_{-1}^1 P_{nm}^2(\sin \varphi) \begin{cases} \cos^2(m\lambda) \\ \sin^2(m\lambda) \end{cases} d(\sin \varphi) d\lambda = 4\pi.$$

$$R_{\text{рельеф}}(r, \varphi, \lambda) = R + \sum_{n=1}^{70} \sum_{m=0}^n (C_{tnm} \cos m\lambda + S_{tnm} \sin m\lambda) P_{nm}(\cos \varphi), \quad (9)$$

где R – средний радиус Марса, C_{tnm} и S_{tnm} – гармонические коэффициенты в разложении рельефа (в метрах). φ и λ – ареоцентрические широта и долгота.

В данной работе используются данные топографии (модель SHTJV360u, [16]) и данные гравитационного поля (модель SHGJ180u, [14]), учитывая гармоники только до 70-й степени и порядка, так как корреляция между гравитационным полем и топографией резко убывает для гармоник выше 70 [7]. За референсную поверхность Венеры принимается поверхность эффективно равновесной Венеры [1, 7], используя гипотезу, что Венера землеподобна и фигура равновесной планеты «зафиксировалась», какой была в отдаленную эпоху.

Средняя толщина коры принята равной 50 км. Рельеф границы кора-мантия представлен на рис. 2. Существенно, что, так как толщина коры намного меньше радиуса планеты, то определение $C_{инн}^{сторо}$ слабо зависит от выбора толщины коры для длинноволновой части спектра. Кроме того, эти толщины могут быть несколько меньше реальных, так как не учтена компонента динамической компенсации. Кора Венеры изостатически скомпенсирована, в районе низменностей кора тоньше, а в районе возвышенностей наблюдается ее утолщение (корни поднятий Земли Иштар, Земли Афродиты, область Овды, Тефии и некоторых других). Эти результаты согласуются с выводами [10], где отмечено, что если сравнить области с толстой корой, рассчитанными в предположении изостазии, с распределением высокогорных плато и тессер, то можно увидеть корреляцию. Максимальная глубина Мохо, превышающая 90 км, получена под горами Максвелла и Землей Иштар, что согласуется с результатами работы [20].

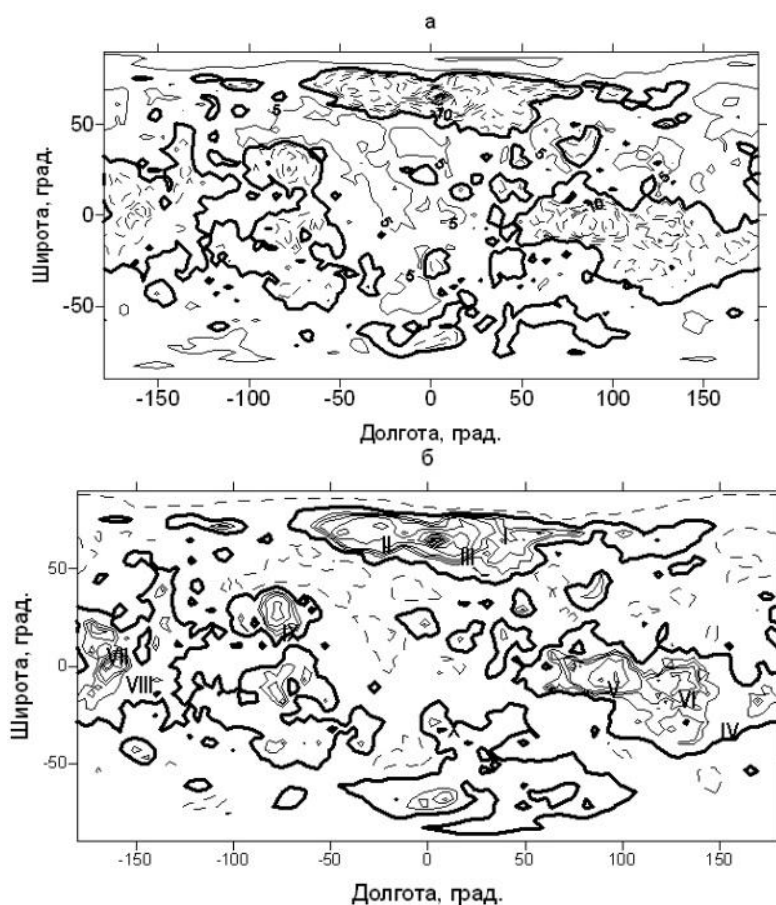


Рис. 2. Рельеф границы кора-мантия относительного среднего уровня 50 км

Сплошные жирные линии соответствуют нулевому уровню. Сплошные линии соответствуют положительным высотам, пунктирные – отрицательным (вниз, к центру планеты). Интервал между изолиниями 10 км.

I – Земля Иштар, II – плато Лакшми, III – горы Максвелла, IV – Земля Афродиты, V – область Овда, VI – область Тефии, VII – область Атла, VIII – гора Маат, IX – область Бета, X – область Альфа

В настоящей работе представлено модельное распределение толщины коры для Венеры, но учитывая возможность поддержки топографических структур на Венере плюмами, можно говорить о минимальном значении полученных толщин коры для Венеры.

Работа выполнена в рамках госзадания ИФЗ РАН.

1. Жарков В.Н., Гудкова Т.В. О параметрах землеподобной модели Венеры // Астрон. вестник. 2019. Т. 53. № 1. С. 3–6.

2. Жарков В.Н., Марченков К.И. О корреляции касательных напряжений в литосфере Венеры с поверхностными структурами // Астрон. вестник. 1987. Т. 21. № 2. С. 170–175.

3. Жарков В.Н., Марченков К.И., Любимов В.М. О длинноволновых касательных напряжениях в литосфере и мантии Венеры // *Астрон. вестник*. 1986. Т. 20. № 3. С. 202–211.
4. Марченков К.И., Жарков В.Н. О рельефе границы кора-мантия и напряжениях растяжения-сжатия в коре Венеры // *Письма в Астрон. журнал*. 1989. Т. 15. № 2. С. 182–190.
5. Марченков К.И., Любимов В.М., Жарков В.Н. Расчет нагрузочных коэффициентов для заглубленных аномалий плотности // *Докл. АН СССР*. 1984. Т. 15. № 2. С. 583–586.
6. Менщикова Т.И., Гудкова Т.В., Жарков В.Н. Анализ данных топографии и гравитационного поля землеподобной Венеры // *Астрон. вестник*. 2021. Т. 55. № 1 С. 13–21.
7. Менщикова Т.И., Гудкова Т.В. Нагрузочные числа Лява для различных моделей неоднородной упругости Венеры // *Геофизические исследования*. 2021. Т. 22. № 4. С. 24–42.
8. Breuer D., Moore W.B. Dynamics and Thermal History of the Terrestrial Planets, the Moon, and Io // *Treatise of Geophysics – Planets and Moons*. Elsevier. 2007. Vol. 10. P. 200–341.
9. Dumoulin C., Tobie G., Verhoeven O., Rambaux N. Tidal constraints on the interior of Venus // *Journal of Geophysical Research: Planets*. 2017. Vol. 122 (6). P. 1338–1352.
10. Ivanov M.A., Head J.W. Global geological map of Venus // *Planetary and Space Science*. 2011. Vol. 59 (13). P. 1559–1600.
11. James P., Zuber M., Phillips R. Crustal thickness and support of topography on Venus // *Journal of Geophys. Res.* 2013. Vol. 118. P. 859–875.
12. Jimenez-Diaz A., Ruiz J., Kirby J.F., Romeo I., Tejero R., Capote R. Lithospheric structure of Venus from gravity and topography // *Icarus*. 2005. Vol. 260. P. 215–231.
13. Konopliv A.S., Sjogren W.L. Venus spherical harmonic gravity model to degree and order 60 // *Icarus*. 1994. Vol. 112 (1). P. 42–54.
14. Konopliv A.S., Banerdt W.B., Sjogren W.L. Venus gravity: 180th degree and order model // *Icarus*. 1999. Vol. 139. P. 3–18.
15. O'Rourke J.G., Korenaga J. Thermal evolution of Venus with argon degassing // *Icarus*. 2015. Vol. 260. P. 128–140.
16. Rappaport N.J., Konopliv A.S., Kucinskas A.B. An improved 360 degree and order model of Venus topography // *Icarus*. 1999. Vol. 139. P. 19–31.
17. Rosenblatt P., Dumoulin C., Marty J.-C., Genova A. Determination of Venus' interior structure with EnVision // *Remote Sens*. 2021. Vol. 13. 1624.
18. Wieczorek M.A. Gravity and topography of the terrestrial planets / Spohn, T. (ed.) // *Treatise on geophysics. Planets and Moons*. – Amsterdam: Elsevier, 2015. Vol. 10. P. 153–193.
19. Yang A., Huang J., Wei D. Separation of dynamic and isostatic components of the Venusian gravity and topography and determination of the crustal thickness of Venus // *Planetary and Space Science*. 2016. Vol. 129. P. 24–31.
20. Zampa L.S., Tenzer R., Eshagh M., Pitonak M. Evidence of mantle upwelling / downwelling and localized subduction on Venus from the body-force vector analysis // *Planetary and Space Science*. 2018. Vol. 157. P. 48–62.

ОПРОБОВАНИЕ ГРАВИМЕТРИЧЕСКОЙ КОРРЕКЦИИ ГЛУБИННО-СКОРОСТНОЙ МОДЕЛИ НА СИНТЕТИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Т.А. Мингалева, Н.П. Сенчина, Г.Д. Горелик

Санкт-Петербургский горный университет, г. Санкт-Петербург,
tatiana.mingaleva@bk.ru, gorelik_gd@pers.spmi.ru

Скорость сокращения геологических неопределенностей, имеющих при поисках и разведке месторождений углеводородов, значимо коррелирует с затратами и рисками нефтегазовых компаний, поэтому оптимизация всех процессов геологоразведочных работ имеет важное экономическое значение. Одним из путей является использование всех возможных материалов по изучаемому участку и совершенствование методик их интерпретации для получения полезной информации. В нефтегазовой отрасли большой популярностью пользуется метод сейсморазведки, интерпретация которого традиционно подкрепляется скважинными данными. Если таковых не имеется, что бывает на слабоизученных территориях шельфа, возможно использование материалов гравиразведки для коррекции глубинно-скоростной модели и глубинной привязки отражающих горизонтов. Такая коррекция имеет значительно большую неопределённость, не ясна применимость методики, поэтому

актуальным является анализ эффективности такой коррекции. Наиболее достоверно оценить методику можно на синтетических данных, где строго известен искомый объект и погрешность метода может быть количественно оценена.

Одними из важнейших результатов сейсмических исследований являются структурные карты опорных поверхностей, которые являются результатом интерпретации карт изохрон отражающих горизонтов и данных о скоростях упругих волн. При обработке сейсмических данных эффективные скорости определяются из годографов отраженных волн. Соответствие средней скорости эффективной определяется достоверно только для однородной изотропной модели среды. На практике в неоднородной и анизотропной среде устанавливаются эмпирические зависимости средней скорости от эффективной скорости, что требует обработки и интерпретации скважинных данных. При отсутствии скважинных данных можно оценить эффективные глубины (h_{eff}) по формуле

$$h_{eff} = \frac{t_0}{2} \cdot v_{st} \quad (1)$$

где t_0 – вертикальное время (время двойного пробега), v_{st} – эффективная скорость.

Вспомогательным методом при интерпретации МОВ (метод отраженных волн) может служить, как говорилось ранее, метод гравиразведки. Данные гравиразведки можно использовать при комплексной интерпретации для ограничения возможных вариантов решения обратной задачи в процессе коррекции глубинно-скоростной модели. Для нефтегазовой геофизики большой интерес с точки зрения связи скоростных и плотностных свойств, представляет эмпирическое соотношение Гарднера, которое в большей степени относится к осадочным породам [1, 2]:

$$\sigma = a \cdot v_p^b \quad (2)$$

где σ – плотность (г/см^3), a и b – коэффициенты, которые определяются по каротажным данным, v_p – скорость продольных волн (м/с).

На основе соотношения Гарднера выполняется следующий алгоритм гравиметрической коррекции:

1. Пересчет скоростей, полученных в ходе выполнения скоростного анализа, в интервальные скорости (с использованием формулы Урупова-Дикса) [3];
2. Пересчет интервальных скоростей в плотности (при помощи формулы Гарднера);
3. Плотностная инверсия и получение скорректированных плотностей для каждого слоя;
4. Коррекция интервальных скоростей с учетом плотностных характеристик (при помощи формулы Гарднера);
5. Коррекция глубин опорных горизонтов.

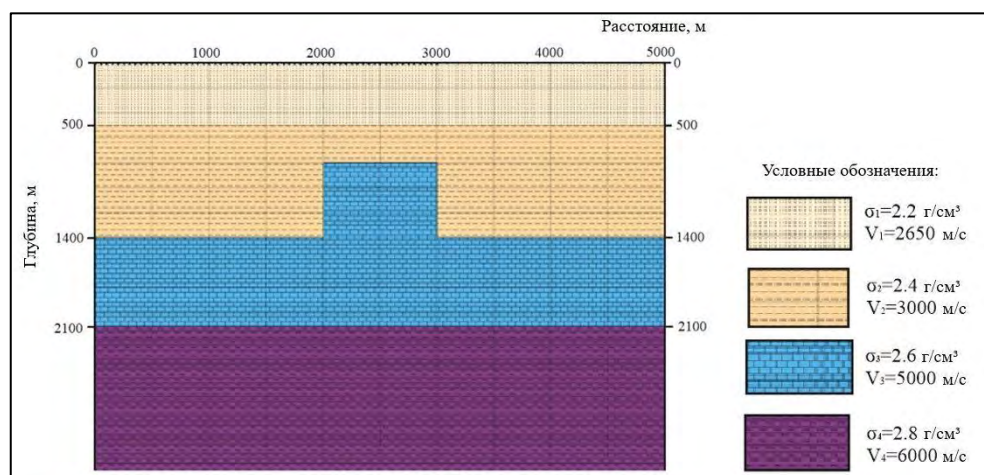


Рис. 1. Исходная модель для имитационного моделирования

Для заверки методики совместной интерпретации сейсморазведки и гравirazведки выполнено имитационное моделирование на упрощенной модели среды (рис. 1). Модель представляет собой многослойную геологическую среду, состоящую из четырёх слоёв с неоднородностью в средней части модели.

Особого внимания в исходной модели заслуживает структура, которая построена в виде выступа в третьем слое высотой 600 м и длиной 1000 м. Выступ, как неоднородность, вносит погрешности в значения определенных по спектрам скоростей суммирования для всех нижележащих горизонтов (в рассматриваемом случае для горизонта на глубине 2100 м). Следующим шагом имитационного моделирования являлся расчёт прямой задачи гравirazведки и сейсморазведки (рис. 2). Для решения прямой задачи гравirazведки в качестве аномального тела использовалась бесконечная призма, которая на разрезе выделяется как выступ (рис. 2, a). Прямая задача сейсморазведки заключается в расчете времени прихода и амплитуд волны для известного геологического разреза (рис. 2, b).

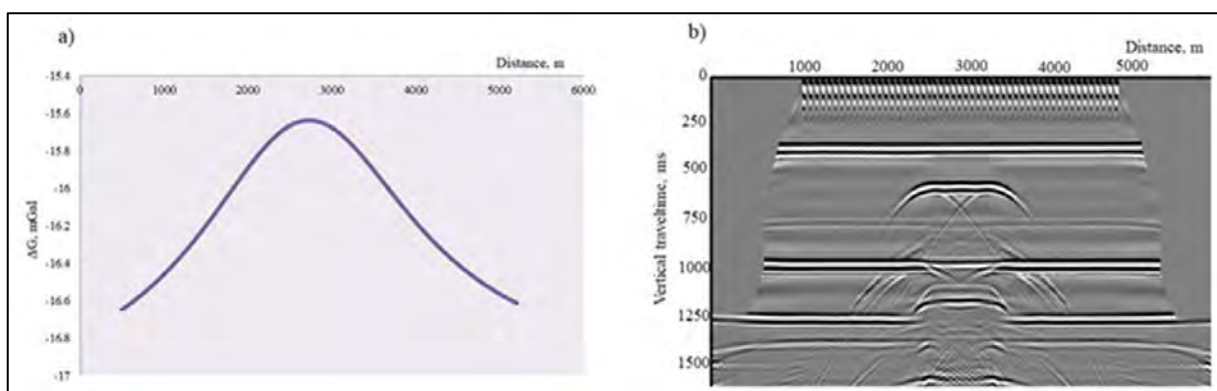


Рис. 2. Результаты решения прямой задачи гравirazведки (слева) и сейсморазведки (справа) для синтетической модели

Временной разрез, полученный при решении прямой задачи сейсморазведки, использовался для получения эффективных скоростей в процессе скоростного анализа. Горизонтальные спектры скоростей, приведенные ниже, получены методом перебора скоростей вдоль исследуемого профиля при заданном значении вертикального времени, соответствующем какому-либо отражающему горизонту (рис. 3).

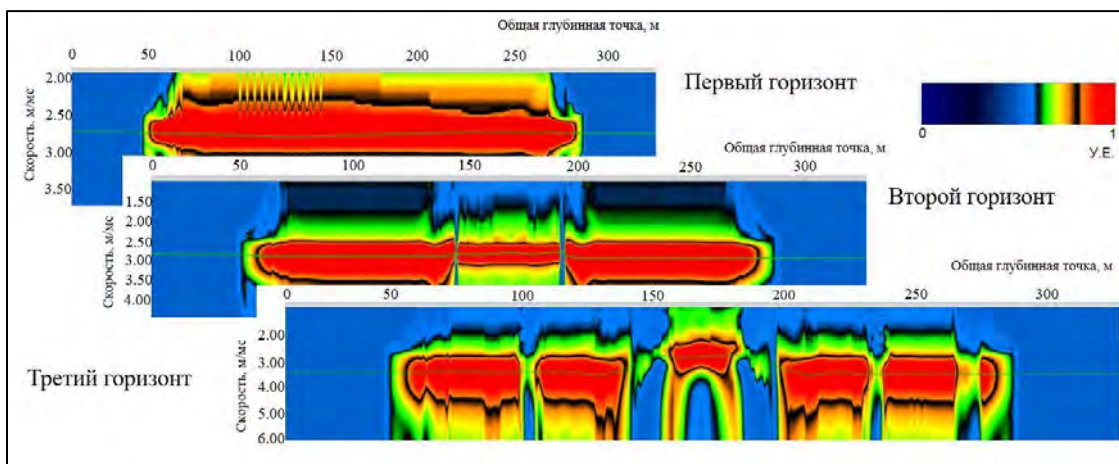


Рис. 3. Спектры скоростей для трёх горизонтов (линией выделены скорости для каждого горизонта)

Для подошвы третьего слоя модели наблюдается скачок полученной скорости в центральной зоне, связанный с локальным увеличением его мощности. Отсюда следует, что латеральные неоднородности среды вносят искажающее влияние в оценки эффективных скоростей и требуется использование дополнительных данных геофизики для возможности снижения указанного негативного эффекта. Поэтому после получения исходных эффективных скоростей на основании вышеизложенного алгоритма по сейсмоплотностному моделированию производилась коррекция глубинно-скоростной модели (ГСМ).

Первым пунктом полученные по годографам скорости переводились в интервальные (v_i) для каждого слоя по формуле Урупова-Дикса [3]:

$$v_i = \sqrt{\frac{(v_2^2 \cdot T_2) - (v_1^2 \cdot T_1)}{(T_2 - T_1)}} \quad (3)$$

где v_1 и v_2 – эффективные скорости для кровли и подошвы соответственно; T_1 и T_2 – вертикальное время для кровли и подошвы соответственно.

Следующим шагом был пересчёт интервальных скоростей в плотности через эмпирическое соотношение Гарднера [34]:

$$\sigma = 0,31 \cdot v_i^{0,25} \quad (4)$$

где σ – плотность (г/см^3), v_i – интервальная скорость в слое (м/с).

Каждому слою в глубинно-скоростной модели задавалось своё плотностное распределение, грубо ограниченное примерно в том диапазоне плотностей, который соответствует истинным данным (таблица, столбец 2).

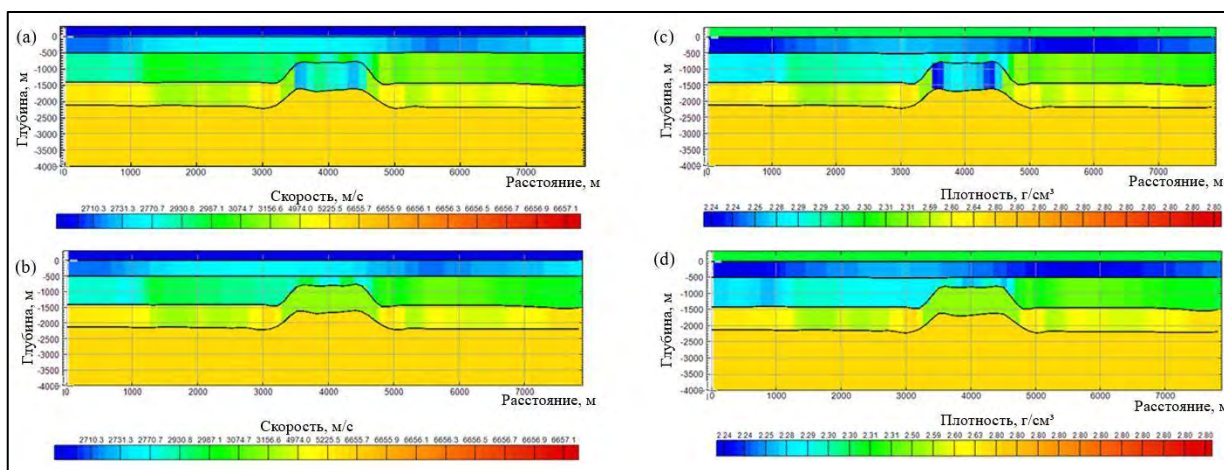


Рис. 4. Разрезы с распределением интервальных скоростей и плотностей

a – интервальные скорости до плотностной инверсии, *b* – интервальные скорости после плотностной инверсии, *c* – плотности до плотностной инверсии, *d* – плотности после плотностной инверсии

Плотностная инверсия проводилась последовательно от нижележащих к вышележащим слоям. Во входных параметрах задавалось значение предельной ошибки. Так как задачей стояло снизить невязку между рассчитанными гравитационными полями от каждой из структур и наблюдаемым гравитационным полем, то значения предельной ошибки при инверсии брались от 1 до 0,1 мГал, уменьшаясь от горизонта к горизонту. Решение обратной задачи основывалось на «латеральной» инверсии плотностей в Oasis Montaj. Остаточные локальные аномалии относили к вышележащему слою. При проведении инверсии от слоя к слою, значение невязки между наблюдаемым и рассчитанным гравитационными полями снижалось. По итогу инверсии в каждом слое корректировались плотности под имеющееся гравитационное поле (таблица, столбец 2). Далее рассчитывались по формуле Гарднера скорректированные скорости, на основе которых обновлялись глубины в моделируемом разрезе (рис. 4). В числовом виде результаты представлены в таблице.

**Диапазоны изменения плотностей в различных слоях
до и после плотностной инверсии для теоретической модели**

Слой (от-до горизонта)	σ «до», г/см ³	σ «после», г/см ³
0–1	2,23–2,25	2,24–2,25
1–2	2,27–2,31	2,26–2,31
2–3	2,23–2,65	2,5–2,65

Так как интерес представляла именно кровля 3 горизонта, основные результаты о коррекции модели сделаны по этой границе. По разрезу на рис. 5 видно, что глубины первого и второго опорных горизонтов практически не изменились. Особый интерес представлял третий горизонт, лежащий ниже ступени и смещенный в ходе скоростного анализа. Результаты плотностной инверсии для третьего горизонта представлены на рис. 5.

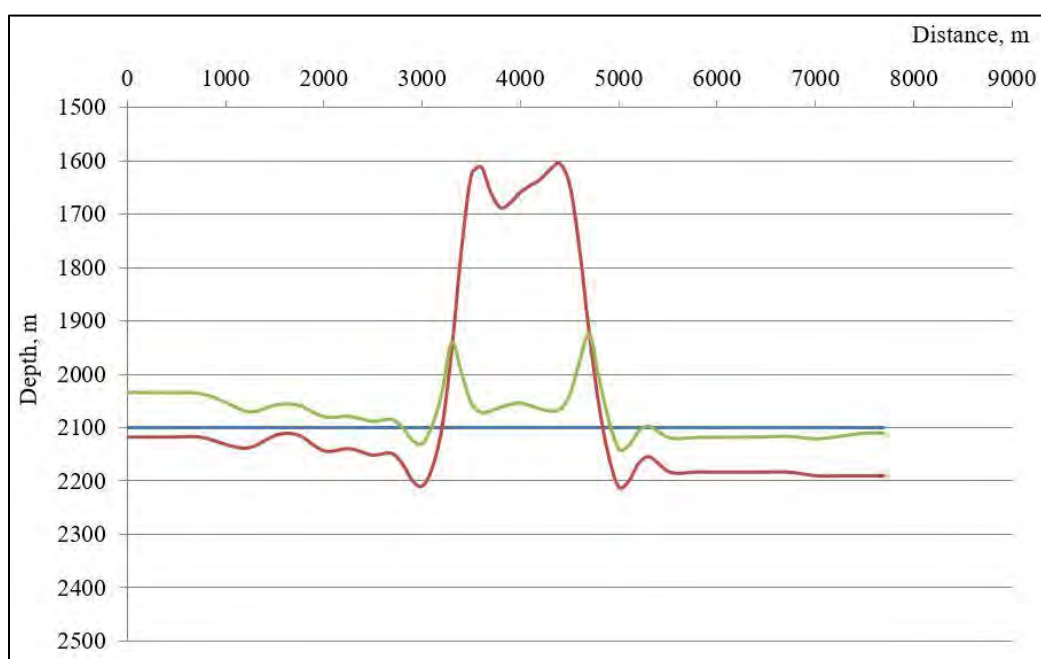


Рис. 5. Геометрия третьего горизонта

Синяя линия – истинное положение; красная – положение горизонта после скоростного анализа; зеленая – положение горизонта после плотностной коррекции

После плотностной коррекции модели видно, что резкий ложный эффект от ступени заметно уменьшился, и подъем в районе 2000–3000 м опустился практически на исходную глубину. Таким образом, при грубом ограничении плотностей в процессе инверсии удалось уточнить структурные построения для синтетической модели. Метод гравиметрической коррекции глубинно-скоростных моделей можно рекомендовать для случая слабоизученных территорий, но при наличии ориентировочных сведений о плотностях пород разреза.

1. Zaitsev S.A., Sysoev A.P., Verification of the Gardner formula in the problem of wave field modeling // Seismic technologies. № 4. 2015. P. 74–80.
2. Gardner G.H.F., Gardner L.W. and Gregory A.R., Formation velocity and density – The diagnostic basics for stratigraphic traps // Geophysics. 1974, 39. P. 770–780.
3. Urupov A.K., Levin A.N. Determination and interpretation of velocities in the method of reflected waves. – Moscow: Nedra, 1985. 310 p.

О ПРИРОДЕ ПОСТСЕЙСМИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ И ВРЕМЕННЫХ ВАРИАЦИЙ ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ В ОБЛАСТЯХ КРУПНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

*В.О. Михайлов^{1, 2}, Е.П. Тимошкина¹, В.Б. Смирнов^{1, 2},
С.А. Хайретдинов¹, П.Н. Дмитриев¹*

1 – Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, *mikh@ifz.ru*

2 – Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, физический факультет, г. Москва

Современные спутниковые технологии доставляют большой объем информации о геодинимических процессах в областях недавних крупных землетрясений. Смещения земной поверхности на косейсмическом и постсейсмическом этапах фиксируются глобальными спутниковыми навигационными системами (ГНСС) GPS, ГЛОНАСС и др., а также спутниковыми радарными с синтезированной апертурой (РСА-интерферометрия). Как было показано в работах [10, 12], разрешающая способность спутниковой системы GRACE и работающей в настоящее время на орбите аналогичной системы GRACE-FO достаточна, чтобы зарегистрировать гравитационную аномалию, возникающую в результате землетрясения магнитудой 8,5 и более.

Глобальные гравитационные модели GRACE позволяют также выявлять и постсейсмические изменения гравитационного поля [1–7, 13, 14], которые также сопровождаются и смещениями земной поверхности. Важным для геодинамики является вопрос о природе постсейсмических процессов. При исследовании крупных землетрясений постсейсмические процессы принято связывать либо с крипповыми смещениями, которые могут происходить на поверхности сейсмического разрыва или на ее продолжении по горизонтали или на глубину, либо с вязкоупругой релаксацией напряжений, возникших в литосфере и верхней мантии в результате землетрясения. Физика последнего процесса состоит в том, что в сейсмоактивных областях в процессе подготовки землетрясений, напряжения накапливаются в основном в литосфере, а в подстилающей ее астеносфере на временах в десятки, а иногда и сотни лет, они успевают в существенной мере релаксировать. В короткопериодных процессах, включая землетрясения, литосфера и астеносфера ведут себя как упругое тело. Во время землетрясения напряжения на разломе снимаются, и перераспределяются в окружающие области литосферы, астеносферы и верхней мантии. В силу низкой вязкости астеносферы, после землетрясения в ней возникают движения (релаксация напряжений), которые и создают постсейсмические смещения в литосфере, а также постсейсмическую аномалию в гравитационном поле. Интенсивность процесса релаксации зависит от вязкости астеносферы. Поэтому исследование постсейсмических процессов позволяет дать оценку вязкости астеносферы и, что более важно, оценить напряжения в литосфере после землетрясения. Дело в том, что вязкоупругая релаксация напряжений и постсейсмический крипп изменяют поля напряжений по-разному. Это и определяет важность исследования постсейсмических процессов.

Косейсмические изменения гравитационного поля были зарегистрированы в областях крупных землетрясений: Суматранского-2004 [13, 14], Мауле-2010 в Чили [6], Тохоку-2011 в Японии [5]. Интересно отметить, что даже после относительно небольших сейсмических событий, когда косейсмические изменения гравитационного поля на уровне точности гравитационных моделей спутников GRACE не регистрируются, в них часто обнаруживаются длительные изменения гравитационного поля после землетрясения. Такое явление было зарегистрировано в областях землетрясений 2007 года у о. Суматра (рис. 1, А), 2009 г. у о. Самоа (рис. 1, Б), 2006 г. у о. Симушир [2, 4], и некоторых других областях [3].

Постсейсмический процесс после землетрясения у о. Симушир имел ряд необычных особенностей. Рост постсейсмической аномалии гравитационного поля начался только через 4 месяца после землетрясения. Одновременно афтершоковая активность сместилась с небольших глубин на глубины до 100 и более км [2, 4]. Поскольку в областях субдукции

землетрясения происходят далеко от островов, где располагаются станции ГНСС, зарегистрированные смещения часто могут быть объяснены и процессом постсейсмического крипа и вязкоупругой релаксацией. Однако в последнем случае приходится предположить, что астеносфера имеет вязкость порядка $2 \cdot 10^{17} \div 10^{18}$ Па · с [8], что существенно ниже оценок другими методами. При этом постсейсмические аномалии гравитационного поля по данным спутников GRACE резко отличаются от рассчитанных по модели вязкоупругой релаксации (рис. 2), что показывает, что в данной области основные постсейсмические изменения связаны с криповыми смещениями, которые согласно сейсмологическим данным происходили как на поверхности разрыва, так и на ее продолжении на глубину до 100 км [2, 4].

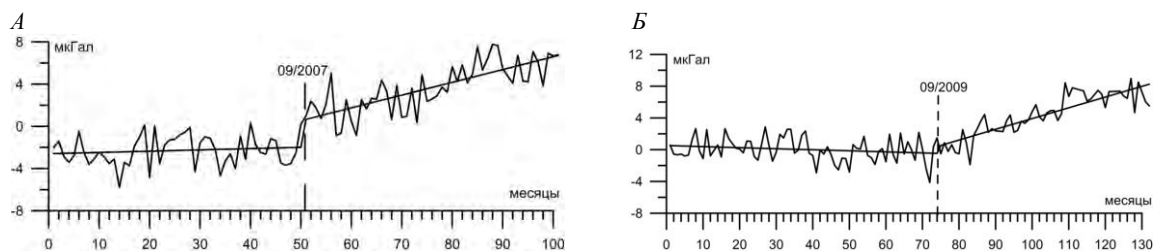


Рис. 1. Временные вариации гравитационного поля в районе землетрясений у о. Самоа 29/09/2009 (А) и у о. Суматра 12/09/2007 (Б)

Горизонтальная ось – месяцы после 07/2003, вертикальная ось – амплитуда гравитационной аномалии в мкГал. Вертикальная пунктирная линия показывает время землетрясения

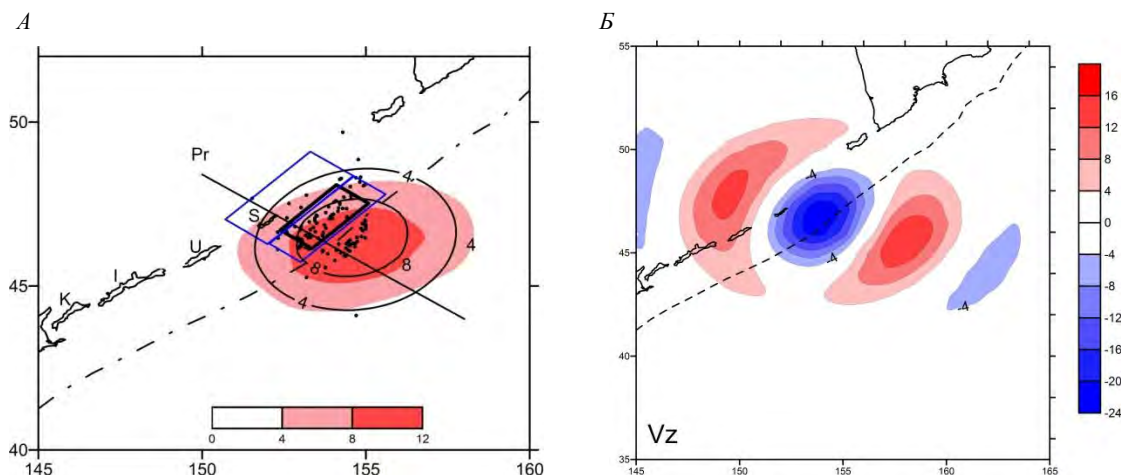


Рис. 2. А – Суммарная амплитуда линейного тренда в гравитационном поле по моделям спутников GRACE, содержащим 96 сферических гармоник за период с 05/2007 по 07/2012 в мкГал в районе о. Симушир (оттенки красного)

Изолинии на рис. А – амплитуда гравитационной аномалии, рассчитанной от постсейсмических смещений в 3,0 м на верхней и 1,5 м на нижней плоскости, которые моделируют область косейсмического крипа на контакте плит. Проекция этих плоскостей на дневную поверхность показаны непрерывной синей линией. Черный прямоугольник внутри верхней плоскости – проекция модели поверхности косейсмического разрыва [2, 4]. Точки – эпицентры землетрясений за период с 11/2006 по 12/2007 по данным каталога NEIC. Острова: Кунашир (К), Итуруп (И), Уруп (У), Симушир (S). Положение океанического желоба показано штрихпунктирной линией. Б – аномалия гравитационного поля в разложении до 96 сферической гармоники за тот же период времени, рассчитанная по модели вязкоупругой релаксации с низкой вязкостью астеносферы

В некоторых областях, постсейсмические поля смещений на земной поверхности и изменения гравитационного поля хорошо объясняются процессом вязкоупругой релаксации с вязкостью астеносферы 10^{19} Па · с [7]. Обычно это области, где постсейсмические процессы мало интенсивны. В области землетрясения Мауле-2010 в Чили магнитудой $M_w = 8,8$, наблюдаемые постсейсмические процессы не соответствуют результатам моделирования вязкоупругой релаксации.

В работе [6] нами впервые была построена модель поверхности разрыва для землетрясения Мауле-2010 в Чили по комплексу данных спутниковой геодезии, РСА интерферометрии и спутниковой гравиметрии (модель, состоящая из 40 элементов, показана на рис. 3, *А* и *В*). В среднем смещения на поверхности разрыва составляют 5 м, при максимальном смещении 13,1 м. Область разрыва протягивается южнее полуострова Арауко, вдоль поверхности плиты она достигает глубины в 42 км.

С использованием построенной модели поверхности разрыва выполнено моделирование процесса вязкоупругой релаксации с использованием программного кода Visco1D [15]. Переменной величиной была вязкость астеносферы. Реальные смещения на пунктах GPS за период после землетрясения до 11 июля 2011 г. взяты из работы [9].

На рис. 3, *А*, *Б* представлены результаты двух вариантов расчета с вязкостью астеносферы 10^{18} Па · с и $2 \cdot 10^{17}$ Па · с соответственно. Независимо от принятого значения вязкости астеносферы, расчетные смещения по модели вязкоупругой релаксации меняют направление с восточного на западное на прибрежной равнине, примерно над нижней границей поверхности разрыва (рис. 3). Реальные смещения на всех пунктах GPS направлены на запад. При вязкости астеносферы 10^{18} Па · с смещения везде в несколько раз меньше измеренных (рис. 3, *А*). Особенно велико различие в районе береговой линии, где различается также и направление смещений. На рис. 3, *Б* показан расчет смещений для такой же вязкости 10^{18} Па · с, но в узлах регулярной сетки. Видно, что смещения меняют направление над областью нижней границы поверхности разрыва.

При вязкости $2 \cdot 10^{17}$ Па · с (рис. 3, *Б*) в Андах (в правой части рисунка) смещения становятся ближе к измеренным, в предгорьях расчетные смещения уже заметно меньше реальных, а на прибрежной равнине расчетные смещения отличаются и по направлению, и по модулю, становясь в несколько раз меньше реальных.

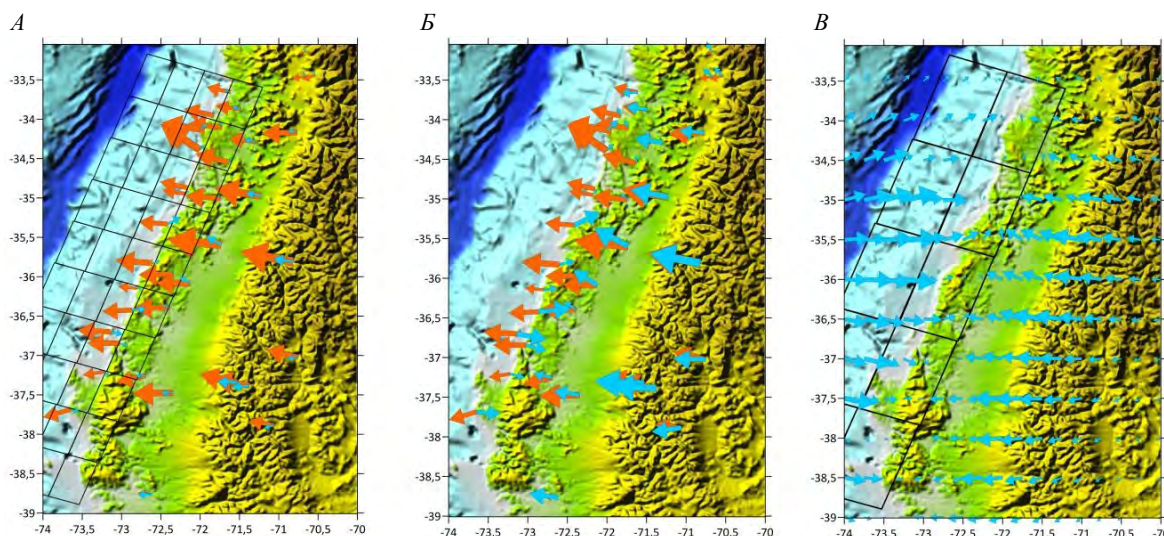


Рис. 3. Сравнение измеренных и расчетных горизонтальных смещений в результате процесса вязкоупругой релаксации с вязкостью 10^{18} Па · с (*А*, *В*) и $2 \cdot 10^{17}$ Па · с (*Б*) за период в 484 дня (до 11 июля 2011) после землетрясения

Расчеты выполнены по модели поверхности разрыва [6], состоящей из 40 элементов (см. рис. *А* и *В*). Синие стрелки – расчетные смещения, красные стрелки – измеренные смещения на пунктах GPS [9]. На рис. *В* приведены расчеты смещений (синие стрелки) на регулярной сетке для вязкости 10^{18} Па · с. Для наглядности масштаб стрелок уменьшен, по сравнению с рис. *А* и *Б*

Выполненное сравнение расчетных и измеренных смещений при низкой вязкости астеносферы показывает, что если геодезические измерения произведены на большом расстоянии от поверхности разрыва, как это имеет место в случае землетрясений в зоне субдукции океан – океан, то наблюдаемые смещения можно объяснить за счет процесса вязкоупругой релаксации с низкой вязкостью астеносферы (рис. 3, *Б*). В тех случаях, когда есть данные о

смещениях над поверхностью разрыва, как это имеет место для землетрясения Мауле-2010, объяснить наблюдаемые смещения за счет процесса релаксации напряжений ни при каких значениях вязкости не удастся.

Проведенные нами исследования показывают, что гипотеза о низкой вязкости астеносферы в области землетрясения Мауле-2010, как и в других областях зон субдукции, не подтверждается. Наблюдаемые постсейсмические процессы вероятнее всего связаны с постсейсмическим крипом. Для землетрясения на Суматре в 2004 г. путем численного моделирования всего сейсмического цикла продемонстрировано продвижение поверхности разрыва на глубину на постсейсмическом этапе [11].

Работа выполнена в рамках госзадания ИФЗ РАН и при поддержке Междисциплинарной научно-образовательной школы Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова «Фундаментальные и прикладные исследования космоса».

1. Михайлов В.О., Пане И., Хаен М., Тимошкина Е.П., Бонвало С., Ляховский В., Диаман М., Девирон О. Сравнительный анализ временных вариаций глобального гравитационного поля по данным спутников Грейс в областях трех недавних гигантских землетрясений // Изв. РАН, Физика Земли. 2014. № 2. С. 29–40.

2. Михайлов В.О., Тимошкина Е.П., Диаман М. Постсейсмические процессы в районе Симуширского землетрясения 11/2006 по данным спутников Грейс // Доклады РАН. Сер. Науки о Земле. 2016. Т. 471. № 2. С. 219–223.

3. Михайлов В.О., Диаман М., Любушин А.А., Тимошкина Е.П., Хайретдинов С.А. Крупномасштабный асейсмический крип в областях сильных землетрясений по данным спутников ГРЕЙС о временных вариациях гравитационного поля // Известия РАН. Сер. Физика Земли. 2016. № 5. С. 70–81.

4. Михайлов В.О., Диаман М., Тимошкина Е.П., Хайретдинов С.А. Оценка относительной роли постсейсмического крипа и вязкоупругой релаксации после Симуширского землетрясения 15.11.2006 г. с использованием данных спутниковой геодезии и гравиметрии // Вестник МГУ. Сер. Физика и астрономия. 2018. № 5. С. 84–89.

5. Михайлов В.О., Тимошкина Е.П., Киселева Е.А., Хайретдинов С.А., Дмитриев П.Н., Карташов И.М., Смирнов В.Б. Проблемы совместной интерпретации временных вариаций гравитационного поля с данными о смещениях земной поверхности и дна океана на примере землетрясения Тохоку-Оки (11 марта 2011 г.) // Физика Земли. 2019. № 5. С. 56–60. DOI: 10.31857/S0002-33372019553-60

6. Михайлов В.О., Тимошкина Е.П., Смирнов В.Б., Хайретдинов С.А., Дмитриев П.Н. К вопросу о природе постсейсмических деформационных процессов в районе землетрясения Мауле, Чили, 27.02.2010 г. // Физика Земли. 2020. № 6. С. 38–47.

7. Diament M., Mikhailov V., Timoshkina E. Joint inversion of GPS and high-resolution GRACE gravity data for the 2012 Wharton basin earthquakes // Journal of Geodynamics. 136. 2020. DOI.org/10.1016/j.jog.2020.101722

8. Kogan M., Vasilenko N., Frolov D., Freymueller J. et al. The mechanism of postseismic deformation triggered by the 2006–2007 great Kuril earthquakes // Geoph. Res. Lett. 2011. Vol. 38. L06304. DOI:10.1029/2011GL046855

9. Lin Y.N., Sladen A., Ortega-Culaciati F., Simons M., Avouac J.-P., Fielding E., Brooks B., Bevis M., Genrich J., Rietbrock A., Vigny C., Smalley R., Socquet A. Coseismic and post-seismic slip associated with the 2010 Maule Earthquake, Chile: Characterizing the Arauco Peninsula barrier effect // J. Geophys. Res. Solid Earth. 2013. 118. 3142–3159. DOI:10.1002/jgrb.50207

10. Mikhailov V., Tikhotsky S., Diament M., Panet I., Ballu V. Can tectonic processes be recovered from new gravity satellite data? // Earth and Plan. Sci. Lett. 2004. Vol. 228 (№ 3–4). P. 281–297.

11. Mikhailov V., Lyakhovsky V., Panet I., van Dinther Y., Diament M., Gerya T., de Viron O., Timoshkina E. Numerical modelling of postseismic rupture propagation after the Sumatra 26.12.2004 earthquake constrained by GRACE gravity data // Geophysical Journal International. 2013. Vol. 194 Iss. 2. P. 640–650. DOI: 10.1093/gji/ggt145

12. de Viron O., Panet I., Mikhailov V., van Camp M. and Diament M. Retrieving Earthquake Signature in GRACE Data // Geophys. J. Int. 2008. Vol. 174. P. 14–20. DOI: 10.1111/j.1365-246X.2008.03807.x

13. Panet I., Mikhailov V., Diament M., Pollitz F., King G., de Viron O., Holschneider M., Biancale R., Lemoine J.-M. Co-seismic and post-seismic signatures of the Sumatra December 2004 and March 2005 earthquakes in GRACE satellite gravity // Geophys. J. Int. 2007. Vol. 171. P. 177–190. DOI: 10.1111/j.1365-246X.2007.03525.x

14. Panet I., Pollitz F., Mikhailov V., Diament M., Banerjee P., Grijalva K. Upper mantle rheology from GRACE and GPS postseismic deformation after the 2004 Sumatra-Andaman earthquake // Geochemistry, Geophysics, Geosystems (G3). 2010. 11. Q06008. DOI:10.1029/2009GC002905

15. Pollitz F. F. Gravitational-viscoelastic postseismic relaxation on a layered spherical Earth // J. Geophys. Res. 1997. 102. P. 17,921–17,941.

НЕСЕЙСМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ НЕФТЕГАЗОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Т.Л. Михеева, Е.П. Лапина, Т.И. Причетий

Институт геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины, г. Киев

Созданные компьютерные технологии направлены на изучение, развитие методов интерпретации данных геофизических полей при исследовании и разведке нефтегазовых месторождений. Эти исследования проведены в Институте геофизики им. С.И. Субботина Национальной академии наук Украины в рамках новых математических моделей. Разработаны теоретические, информационные и методические подходы повышения эффективности геологоразведочных работ за счет углубленного извлечения информации из геолого-геофизических данных на основе их комплексной интерпретации. Вид конечной продукции – компьютерные программы и технологии интерпретации данных магнитометрии и гравиметрии, программно-аналитический комплекс интерпретации магнитотеллурических данных на основе точных граничных условий импедансного типа, рассчитаны типичные геофизические модели и проанализированы по поиску углеводородов в пределах исследуемых регионов. Актуальность и важность ожидаемых результатов обусловлена прогнозированием новых перспективных участков, а также переоценкой запасов известных месторождений.

Обоснование создания технологии. Трехмерное гравитационное моделирование направлено на выявление зон разуплотнения и на трассировку тектонических нарушений в консолидированной коре, без которых невозможно существование каналов транспортировки углеводородов. Количественная интерпретация данных трехкомпонентной магнитной съемки существенно поможет при выявлении и локализации залежей углеводородов. Комплексирование статистических и детерминированных методов при инверсии геофизических данных позволит повысить достоверность получаемых геологических результатов. Прогнозирование и поиски глубокозалегающих нефтегазоносных структур при несогласованном строении различных этажей осадочной толщи осуществляются геофизическими методами. Ведущим методом при решении этой задачи является сейсморазведка. Долгое время несейсмические методы (гравиразведка, магниторазведка, электроразведка) были мало задействованы при решении задач нефтегазовой геологии. Современные измерительные комплексы, системы спутниковой навигации, с одной стороны, и программные комплексы для обработки и интерпретации результатов полевых измерений, с другой стороны, снимают эти ограничения и позволяют использовать эти методы при создании и анализе сложных трехмерных геологических моделей в комплексе с сейсморазведкой. В последние годы несейсмические методы все больше задействованы для оценки перспектив нефтегазоносности на шельфе. Установлено, что относительно небольшие дополнительные расходы при проведении исследований комплексом геофизических методов позволяют существенно уменьшить геологические риски нефтегазовых проектов и повысить результативность геологоразведочных работ. Мировой опыт показывает, что большинство антиклинальных структур, рифов и других ловушек вполне уверенно отмечаются современной гравиразведкой с помощью съемок масштабов 1 : 25 000 и 1 : 50 000, по гравитационному и магнитному полю можно получить информацию относительно поверхности кристаллического фундамента и мощности осадочной толщи и тем самым прогнозировать общие перспективы нефтегазоносности изучаемых территорий. Изучение блокового строения фундамента позволяет выявить нефтегазоперспективные ловушки в нижних горизонтах осадочной толщи, а также структуры и залежи, расположенные в выше залегающих отложениях. Трассировки унаследованных дизъюнктивных нарушений в осадочной толще позволяет оценить пути миграции углеводородов и выполнять оценку перспектив нефтегазоносности площадей над отдельными блоками.

В сложных сейсмогеологических условиях использования динамических параметров для определения характеристик коллекторских свойств и флюидонасыщенности достаточно проблематично. Альтернативой сейсмическим методам является геоэлектрические, выполненные по данным метода магнитотеллурических зондирований (МТЗ). Результаты МТЗ, выполненные на нефтеперспективных площадях, могут служить существенным дополнением к данным, получаемым сейсморазведкой.

В нефтегазоносных бассейнах, которые прошли рифтовую стадию развития (Днепро-ско-Донецкий, Карпатский) – формирование ловушек здесь определяется совокупностью продольных и поперечных разломов, образующих сложную систему горстовых и моноклиналильных блоков, грабенов и других форм. С моноклиналильными блоками могут быть связаны тектонически и стратиграфично экранированные залежи. Над моноклиналильными блоками или их склонами возможны залежи литологического типа, связанные с линзами песчаников, а также рифогенного и карбонатными образованиями. Еще выше по разрезу над блоками фундамента располагаются ловушки и соответственно залежи антиклиналильного типа. Весьма перспективно поиск глубинных ловушек углеводородов, связанных с надсубными дислокациями. Над породами фундамента, дорифтового и в нижней части рифтового комплексов, возможно наличие соленосных отложений. С соляными структурами могут быть связаны залежи нефти и газа как антиклиналильные, так и неантиклиналильного типов. Выше соленосных залежей, в верхней части рифтового и послерифтового комплексов, которые не связаны с влиянием разломно-блоковой тектоники, распространены ловушки и залежи антиклиналильного типа. Стоит вопрос о поисках залежей неантиклиналильного типа, надсолевых, а также глубокозалегающих (более 2–3 км) залежей, которые непосредственно связаны с особенностями строения фундамента. Важную роль в решении этой задачи играют несейсмические методы изучения недр и развитие фундаментальных научных исследований в области интерпретации полученных результатов.

В основу данных разработок положены идеи и результаты предыдущих исследований авторов: математические методы и информационно-компьютерные технологии определения параметров интегральных геолого-геофизических моделей сложнопостроенной геологической среды. Авторы имеют большой опыт в направлении развития теории решений нелинейных обратных задач гравиметрии, создания компьютерных технологий интерпретации гравиметрических, магнитометрических и геоэлектрических данных с целью уточнения геологического строения геосреды и прогнозирования полезных ископаемых [1, 2, 3, 4, 7]. Выделение нефтегазово-контролирующих и нефтегазово-подводных разломов по результатам 3D-геофизического моделирования и предложенного комплекса методов является новым этапом геофизических исследований.

Методы исследований, используемые в технологии. Пользуясь достижениями последних лет, большой опыт в разработке программно-алгоритмического обеспечения, позволяют сформировать направление исследований, ориентированных на решение актуальных задач нефтегазовой геологии.

1. Комплексование методов интерпретации гравитационных и магнитных аномалий, основанные на аналитической аппроксимации дискретно заданных значений поля аномальными эффектами систем эквивалентных источников. Построение высокоточных карт геопотенциальных полей, отражающих распределение геоплотностных (геомагнитных) неоднородностей в плане и на глубине, обеспечение решения задач структурно-тектонического и нефтегазогеологического районирования территорий [2].

2. Моделирование геологических тел и структур на основе решений обратных задач гравиразведки и магниторазведки методом автоматизированного подбора источников поля. Кроме традиционного функционально-аналитического подхода используются вероятностно-статистические: определение апостериорных функций плотности вероятности целевой функции. Комплексование статистических и детерминированных методов при инверсии геофизических данных позволит существенно повысить достоверность получаемых

геологических результатов. Базовым модельным классом в данном случае являются контактные поверхности – субгоризонтальные границы раздела горных пород, которые обладают различными петрофизическими характеристиками. Данный модельный класс успешно используется при аппроксимации геологических границ в пределах осадочных бассейнов (нефтегазоносности областей) [3].

3. Развитие технологий количественной интерпретации трехкомпонентных измерений магнитного поля по данным ΔX , ΔY , ΔZ одновременно. Важно отметить, что интерес к этой проблеме повысился в последнее время в связи с появлением и практическим применением магнитометров, позволяющие осуществлять измерения трех компонент магнитного поля. Работоспособность программ подбора по компонентам магнитного поля ΔX , ΔY , ΔZ апробирована при решении модельных и практических задач. Установлено, что в ряде случаев в верхней части разреза над залежами углеводородов происходит перераспределение окислительных и закисных форм железа, что может привести к резким перепадам (уменьшение и увеличение) магнитной восприимчивости пород. Количественная интерпретация данных трехкомпонентной магнитной съемки в данных физико-геологических условиях может оказать существенную помощь при выявлении и локализации залежей углеводородов [4, 5].

4. Программный комплекс интерпретации магнитотеллурических данных на основе использования граничных условий импедансного типа. Методика предназначена для визуализации данных МТЗ на этапе качественной интерпретации параллельно с методом тензора импеданса и векторов Визе. Безусловным преимуществом данного подхода является независимость от условия плоской падающей волны и использования всех шести компонент электромагнитного поля (в т. ч. Z компоненты электрической составляющей МТ-поля). Как правило, удельное электрическое сопротивление нефтегазоносных пластов превосходит сопротивление водоносных в 10 раз и более, причем сопротивление газовых залежей выше, чем нефтяных. Это приводит к положительным аномалиям кажущегося сопротивления, которые на десятки процентов превышают уровень сопротивления законтуренной области [6, 7].

Программный комплекс позволяет обрабатывать обширные исследуемые площади сразу по всем параметрам интерпретации. В результате работы комплекса строятся поля скалярных импедансов и мнимых векторов в различных комбинациях. Комплекс тестирован на большом количестве моделей геологических структур. Большинство моделей имеют типичные характеристики структур Украинского щита. Несомненно, новый метод нуждается в дальнейшем исследовании и совершенствовании. С развитием технологий один из основных недостатков данного метода, состоящий в том, что на практике сеть наземных измерений является крайне неравномерной, постепенно нивелируется. Появляется все расширяющаяся возможность использовать новые высокоточные измерения геомагнитного поля, полученные спутниками. Это также позволит получать равномерную сеть наблюдений поля на значительных территориях. На такой сети методика визуализации данных с использованием мнимых векторов и скалярных импедансов может быть достаточно эффективной.

Интегрирование теоретических и программно-алгоритмических разработок позволяет сформировать технологию комплексной интерпретации геолого-геофизических данных, предназначенных для решения задач нефтегазовой геологии. Актуальность и важность полученных результатов обуславливает прогноз новых перспективных участков, а также переоценку запасов известных месторождений.

1. Корчагин И.Н., Левашов С.П., Михеева Т.Л., Орлова М.И., Прилуков В.В., Якимчук Н.А., Якимчук Ю.Н., Шумик С.В. Элементы многошаговых стратегий в технологиях автоматизированного подбора гравитационных и магнитных аномалий // Теоретичні та прикладні аспекти геоінформатики. Том 1. – Київ, 2004. – С. 143–158.

2. Лапина Е.П., Михеева Т.Л., Панченко Н.В. Локализация геологических объектов по магнитометрическим данным с внедрением алгоритмов автоматизированного подбора // Геофизический журнал. – 2016. 38. № 6. С. 160–173.

3. Кишман-Лаванова Т.Н. Парето-оптимальные решения обратной задачи гравиметрии в классе трехмерных контактных поверхностей // Геофизический журнал. – 2020. 42. № 6.

4. Михеева Т.Л., Лапина Панченко Н.В. Прямая и обратная задачи магнитометрии для совокупности горизонтально расположенных стержневых тел // Геоинформатика. – 2020. № 1 (73). С. 64–71,
5. Михеева Т.Л., Лапина Е.П., Панченко Н.В. Автоматизированный подбор по векторным измерениям аномального магнитного поля // 15th EAGE International Conference on Geoinformatics – Theoretical and Applied Aspects, 10–13 May 2016. DOI: 10.3997/2214 – 4609.201600509
6. Причепий Т.И. Модификации мнимых векторов, их свойства и возможности при визуализации магнитотеллурического поля // Геоинформатика. – 2020. № 1 (73). С. 72–81.
7. Шуман В.Н. Магнитотеллурический импеданс: фундаментальные модели и возможности их обобщения // Геофизический журнал. – 2010. Т. 32. № 3. С. 18–28.

МОНТАЖНЫЙ МЕТОД В ГИС INTEGRO ДЛЯ ПОСТРОЕНИЯ СЛОЖНЫХ МОДЕЛЕЙ ТЕРРИТОРИЙ

С.В. Мицын, Е.М. Большаков

ФГБУ «Всероссийский научно-исследовательский геологический нефтяной институт», г. Москва,
smitsyn@yandex.ru, bolshakov.e.m@yandex.ru

Монтажный метод [1, 2] можно описать как метод, заключающийся в итеративном процессе последовательного приближения решения (квазирешения) обратной задачи с помощью модификации плотностей отдельных элементов модели среды, осуществляемые с учётом исходящих из априорной информации ограничений на возможные модификации и значения плотностей. Процесс решения просто интерпретируется исследователем, например, как заполнение пространства телами или вмещающей средой.

На основе опыта работы с монтажным методом разработано алгоритмическое и программное обеспечение для ГИС INTEGRO, позволяющее проводить трёхмерное комплексное моделирование для сложных территорий [4] как неоднородную вмещающую среду с большим количеством тел. При решении таких задач различные авторы находят монтажный метод неустойчивым [3]. Далее предлагается ряд способов «стабилизации» метода и работы с некорректностью задачи.

Для рациональной работы с поставленной задачей метод переформулирован. Более не используются понятия оболочки, ядра и границы тела. Поле и территория моделируются сетками, причём сетка территории состоит из прямоугольных ячеек $\{v\}$. Вместо тел вводится понятие класса, представляющего собой множество ячеек, логически объединённых и не пересекающихся с другими классами – например, это может быть вмещающая среда, тело, а может быть группа тел одного состава или генеза. Для каждой ячейки вводится понятия метки класса, и вводится классовая модель $L(v): \mathbb{V} \rightarrow \mathbb{L}$, $\mathbb{L} \subset \mathbb{Z}_0$ – множество меток классов. Плотности ячеек определяются плотностными функциями $D: \mathbb{L} \times \mathbb{V} \rightarrow \mathbb{R}$, $D(l, v) = D_l(v)$, а финальная модель – классово-плотностная $M = M_{L,D}: \mathbb{V} \rightarrow \mathbb{R}$, $M(v) = D(L(v), v)$.

Эволюция модели состоит в выборе и применении модификаций μ , мы это обозначаем как $L_{i+1} = L_i + \mu$. Модификация – атомарное изменение в классовой модели, и может быть описана парой вершин $\mu = (v, u) \in \mathbb{W} \subset \mathbb{V}^2$, где метка переназначена у ячейки v , а новое значение её метки – это значение метки ячейки u . Для выбора общего направления эволюции мы используем невязку поля и *разницу норм невязок* $r(\mu)$ между моделями L_i и L_{i+1} .

Такое определение модели и цели подбора упрощает некоторые вычислительные процедуры, но привносит важные ограничения. Например, плотность ячейки не может зависеть от плотности соседних ячеек, т. к. D не может зависеть от L . Недоступны некоторые приёмы, используемые в монтажном методе – например, корректировка избыточных плотностей решением линейных задач на каждой итерации [1].

Первая авторская задумка состоит в особой работе с монтажным методом, где в процессе решения задачи рассматривается эволюция системы в виде цепочки её состояний, получа-

ющейся в ходе работы монтажного метода. Так, если метод неустойчив, то при завершении алгоритма получаются неадекватные модели – например, ветвистые. Такие модели можно назвать *явно неадекватными* в том смысле, что при беглом осмотре ясно, что они не могут соответствовать хоть какой-то рациональной геологической обстановке. Но в реализованном варианте алгоритма модели становятся явно неадекватными не сразу, а только начиная с некоторой итерации. Таким образом, можно построить ряд моделей, например, $L_0, L_n, L_{2n}, \dots, L_{mn}$, рассматривать его и отбросить явно неадекватные модели в хвосте цепочки.

Другая задумка состоит в смещении акцента с минимизации функционала на контроль эволюции модели: эволюция определяется не стремлением минимизировать функционал, а через приоритет, провоцирующий желаемую эволюцию. Для применения выбирается модификация с максимальным приоритетом, который на данный момент учитывает не только изменение невязки, но и глубину залегания целевой ячейки и метки класса других ячеек в небольшой её окрестности. Учёт окрестности ячейки позволяет создавать гладкие классы (тела), не содержащие отростков, но не обязательно выпуклые.

Пример представлен на рис. 1. Пусть на некоторой итерации текущая модель представлена классом 1, обозначенным синим цветом, с положительной плотностью по сравнению со вмещающей средой. Рассмотрим приоритет модификаций, при которых ячейки, обозначенные жёлтым цветом, переводятся в класс 1. В окрестностях ячеек, обозначенных буквами «а» и «в», находится по 4 ячейки класса 1, а для ячейки «б» – только одна, поэтому у модификаций, соответствующих «а» и «в», приоритет больше, чем у модификации для «б».

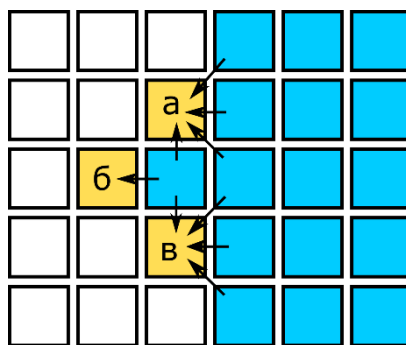


Рис. 1. Иллюстрация приоритета модификаций

Стрелками обозначено влияние вершин в окрестности на приоритет модификаций

Третья задумка состоит в применении сразу группы модификаций на каждой итерации. Для этого в алгоритме каждая итерация разбивается на два этапа: сбор наиболее приоритетных дескрипторов модификаций и их применение по очереди в соответствии с их приоритетом на момент сбора. Таким образом достигаются сразу две цели: 1) алгоритм выполняется намного быстрее; 2) метод становится стабильнее.

Вычисления первого этапа распараллеливаются идеально, так как классовая модель не меняется; на втором этапе каждый дескриптор необходимо обрабатывать последовательно, т. к. применение модификации μ меняет невязку, и слепое применение следующих собранных модификаций может даже увеличить её. Для сбора дескрипторов модификаций мы используем очередь дескрипторов модификаций с приоритетом и с ограниченной максимальной длиной, и при превышении длины очереди наименее приоритетные дескрипторы удаляются. Понятно, что на втором этапе сохранённые приоритеты поменяются при применении первой же модификации, но они не пересчитываются с надеждой, что они меняются незначительно.

Монтажный метод в реализации ГИС INTEGR0 был применён при исследовании южного борта Енисей-Хатангского регионального прогиба, в районе Гулинского массива. Основными объектами изучения были магматические образования пермо-триасовой активизации. Такие объекты, как правило, хорошо запечатлеваются в геофизических полях.

Стартовая модель территории построена на основе сейсморазведочных профильных данных МОГТ, данных МТЗ, корреляции горизонтов и их стратификации на основе имеющихся скважинных данных, анализе пространственных распределений и спектральных инверсиях гравитационных и магнитных аномалий геопотенциальных полей, геологической информации, полученной из записок к изданным Госгеолкартам и научных публикациях разных лет по этому региону.

В результате изучения исходных данных было составлено начальное представление о положении и плотностных характеристиках аномалообразующих объектов. Эти объекты были сгруппированы в классы по плотностным характеристикам и инкорпорированы во вмещающую среду, представляющую из себя градиентно-слоистую модель, также построенную на основе вышеперечисленных данных.

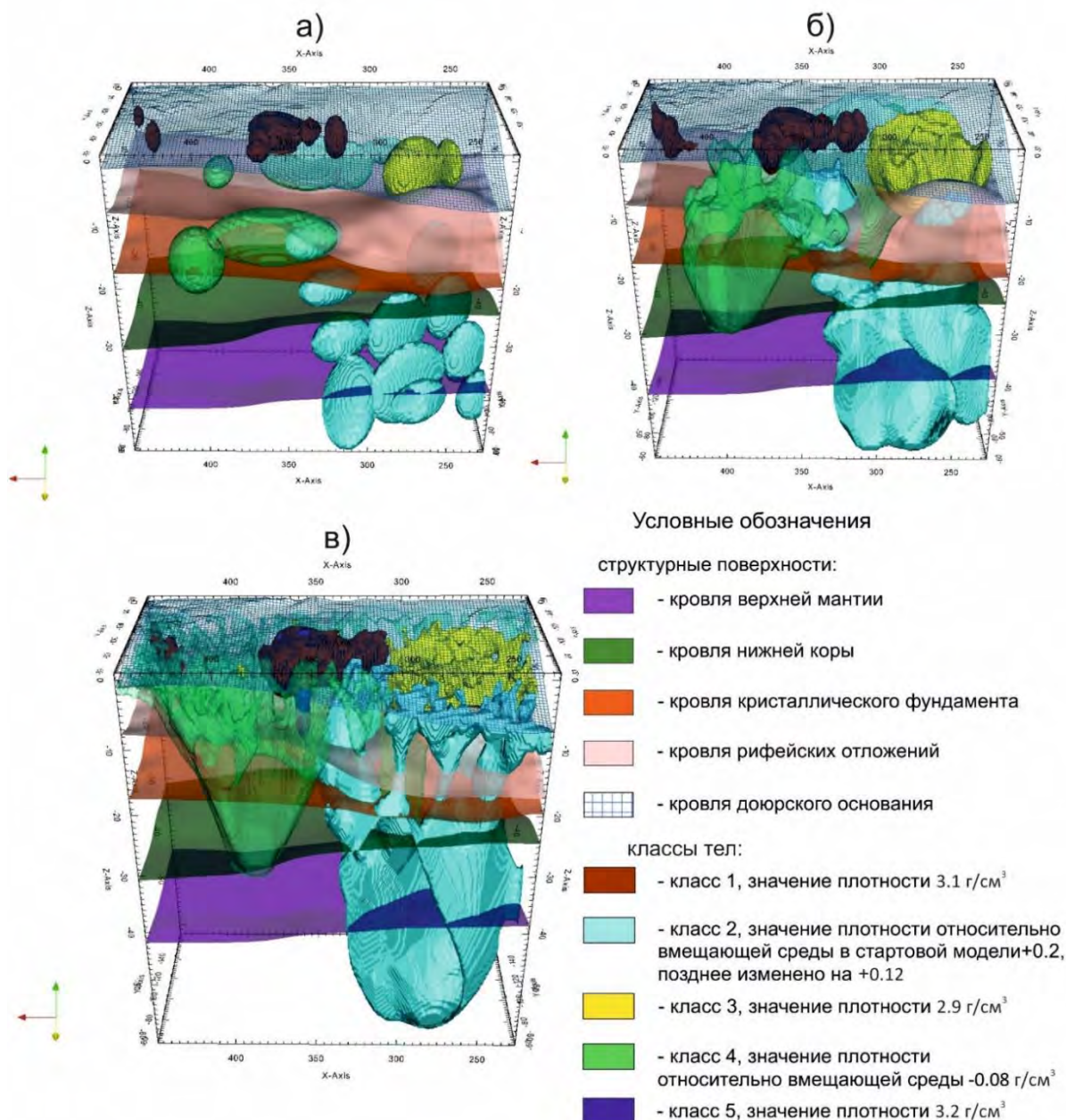


Рис. 2. Эволюция плотностной модели в 3Д

a – стартовая модель; *б* – промежуточный вариант; *в* – итоговая модель

Основной интерес моделирования представляли именно интрузивные тела. Класс 1 описывает Гулинский массив и схожие по плотностям интрузии с заданной плотностью $3,1 \text{ г/см}^3$. Классу 2 был присвоен объектам, залегающим на большей глубине, им задана

избыточная плотность $+0,2 \text{ г/см}^3$ по отношению к вмещающей среде. Классу 3 присвоена плотность $2,9 \text{ г/см}^3$, как относящемуся предположительно к менее плотной интрузии находящемуся на небольшой глубине к Ю-3 от Гулинского массива. Класс 4 с заданной относительной плотностью $-0,08 \text{ г/см}^3$ добавлен для грубого описания областей разуплотнения, таких как разломные зоны и пр. Более формально, D_0 задаёт градиентно-слоистую вмещающую среду, $D_1(v) = 3,1$; $D_2(v) = D_0(v) + 0,2$ и т. д. Начальное приближение, описывающее состояние классовой модели в начале моделирования монтажным методом, было задано как множество тел, где каждое тело задано одним или несколькими перекрывающимися эллипсоидами.

Далее была многократно осуществлена процедура монтажного метода в виде этапов, и на основе сопоставления результатов с различными опорными данными подбирались различные параметры процедуры оптимизации, в основном приоритеты и ограничения. На основе анализа карт невязок был добавлен новый класс с плотностью $3,2 \text{ г/см}^3$ и изменён параметр плотности класса с $0,2$ до $0,12 \text{ г/см}^3$.

Процесс моделирования позволил подтвердить некоторые представления о магматизме на изучаемой территории, а часть из них скорректировать, что является важнейшей задачей, так как магматические образования являются одним из важнейших критериев при поиске месторождений полезных ископаемых. Полученная трехмерная плотностная модель (рис. 2) не противоречит опорным данным и описывает с достаточной точностью наблюдаемое поле.

1. Балк П.И., Йеске А. Монтажный подход В. Н. Страхова к решению обратных задач гравиразведки: современное состояние и реальные возможности // Геофизический журнал. 2013. № 1 (35).

2. Долгаль А.С. [и др.]. Использование метода конечных элементов при интерпретации данных гравиразведки и магниторазведки // Вестник Камчатской региональной организации. Учебно-научный центр. Серия: Науки о Земле. 2012. № 1 (19).

3. Долгаль А.С. Декомпозиция решения обратной задачи гравиразведки рудного типа монтажным методом // Вестник Камчатской региональной организации. Учебно-научный центр. Серия: Науки о Земле. 2019. № 1 (41).

4. Мицын С.В., Большаков Е.М. Монтажный метод в ГИС INTEGR0 и его использование для решения обратной гравитационной задачи // Geoinformatika. 2021. № 3. С. 36–47.

АЛЕКСАНДР ИВАНОВИЧ КОБРУНОВ – МАТЕМАТИК И ГЕОФИЗИК

Е.Н. Мотрюк, О.М. Вельтистова

ФГБОУ ВО «Ухтинский государственный технический университет», г. Ухта, kmotryuk@yandex.ru

Статья посвящается памяти ученого, доктора физико-математических наук, профессора Кобрунова Александра Ивановича (28 сентября 1949 г.–18 апреля 2019 г.) (рис. 1).

Более 30 лет важнейшим видом деятельности Александра Ивановича были только развитие теоретической базы решения обратных задач геофизики, но и подготовка кадров, руководство аспирантами, соискателями, организация мероприятий, конференций, направленных на повышение квалификации.

Кобрунов Александр Иванович родился 28 сентября 1949 г. в г. Ташкент. В 1973 г. окончил Ивано-Франковский институт нефти и газа, геологоразведочный факультет по специальности

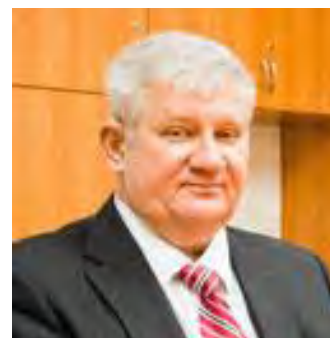


Рис. 1. Кобрунов Александр Иванович

«Геофизика». Защитил кандидатскую диссертацию в 1978 г., докторскую в 1985 г. по специальности 01.04.12. – Геофизика.

Большую роль в развитии А.И. Кобрунова как ученого оказал академик РАН Владимир Николаевич Страхов. С его рекомендации кандидатская диссертация Александра Ивановича была представлена для обсуждения на семинаре Д.Г. Успенского, и после бурного обсуждения, была успешно защищена.

Педагогическую деятельность А.И. Кобрунов начал в 1973 г. в Ивано-Франковском институте нефти и газа старшим преподавателем, потом доцентом, профессором и заведующим кафедрой. Звание профессора было присвоено в 1986 г.

Путь геофизика не может быть легким. Трудные и нелегкие времена перестройки привели А.И. Кобрунова на далекий север, и с 1994 г. он работал в Ухтинском государственном техническом университете. В различные годы занимал должности проректора по научной работе, проректора по инновационной деятельности и стратегического развития Ухтинского государственного технического университета, являлся руководителем госбюджетных исследований по целевым федеральным, республиканским программам, а также работ по заказу нефтегазодобывающих предприятий России.

А.И. Кобрунов являлся членом трех диссертационных советов по защите диссертаций на соискание ученой степени доктора наук, заместителем председателя двух диссертационных советов УГТУ, членом научно-технического совета, руководителем научно-педагогической школы «Физико-математическое моделирование в науках о земле».

Свои научные разработки, достижения докладывал на многих семинарах, конференциях, в том числе, на Международном научном семинаре им. Д.Г. Успенского «Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей». (рис. 2).



Рис. 2. 44-ая сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского, Москва 2017 (Кобрунов Александр Иванович в первом ряду, третий слева)

Основные научные достижения научно-педагогической школы Кобрунова состоят:

- в разработке теории и методов решения недоопределенных обратных задач геофизики и систем таких задач [1];
- в создании теории и принципов характеристики существенно-неоднородных сред параметрами локального нарушения симметрии [2, 3];

– в создании теоретических основ построения комплексных моделей сред [4, 5], в том числе на основе эволюционно – динамических моделей интегрированной интерпретации геолого-геофизических данных [6, 7];

– в проведении исследований по созданию технологий борьбы с помехами на основе принципов стохастического резонанса и методов межскважинных исследований на принципах гидродинамической томографии [8];

– в разработке алгоритма многовариантного моделирования на основе технологии нечеткологического вывода, использование его для подсчета запасов [9].

Обладая чувством нового, глубокой научной интуицией, основанной на разносторонних знаниях А.И. Кобруновым были созданы компьютерные технологии, разработаны методики количественной интегрированной интерпретации данных сейсморазведки, гравиразведки, ГИС для построения комплексной геофизической модели геологического объекта, прогнозирования перспектив нефтегазоносности, анализа эволюции седиментационных бассейнов, построения изображений сложно-построенных сред по геофизическим данным. В частности, компьютерные технологии: Sigma, Gran, GSIC, VIP и другие. Эти технологии используются в России, учениками в Украине, последователями в Чехии. Результаты применены в различных регионах России и за рубежом: по имеющимся литературным данным аналогичные работы в последнее время начали интенсивно выполняться в США, Канаде с оценкой отставания на 8–12 лет.

За высокие достижения в научно-педагогической деятельности А.И. Кобрунов награжден многими грамотами, нагрудными знаками «Почетный работник высшего профессионального образования Российской Федерации» и «За заслуги перед Ухтой», ему присвоено звание «Заслуженный деятель науки Российской Федерации», почетное звание «Заслуженный деятель науки и техники», почетное звание «Основатель научной школы», Gold medal «European Quality» (Золотая медаль «Европейское качество»), Орден LABORE ET SCIENTIA (ТРУДОМ И ЗНАНИЕМ), Награда «Орден Александра Великого «ЗА НАУЧНЫЕ ПОБЕДЫ И СВЕРШЕНИЯ», Орден PRIMUS INTER PARES (ПЕРВЫЙ СРЕДИ РАВНЫХ), Награда «Орден ПЕТРА ВЕЛИКОГО «НЕБЫВАЕМОЕ БЫВАЕТЬ».

В рамках научно-педагогической школы, руководимой А.И. Кобруновым, подготовлено 3 доктора и 22 кандидата наук.

За годы трудовой деятельности А.И. Кобруновым было издано 9 монографий, 9 учебных пособий, более 400 научных работ, имеются патенты на изобретения и полезную модель, свидетельства о государственной регистрации авторских программ на ЭВМ.

Являлся членом редакционных советов научных журналов, в том числе «Geophysical Express», «Геофизический журнал», «Ресурсы Европейского Севера. Технологии и экономика освоения» и др.

В настоящее время в УГТУ последователями, учениками Александра Ивановича развивается направление моделирования геологических сред на основе технологии нечеткого логического вывода, продолжают исследования по моделированию в рамках решения обратных гравиразведки в сложных тектонических зонах.

1. Кобрунов А.И. Теоретические основы критериального подхода к анализу геофизических данных / УкрНИИНТИ. – 268 с.

2. Кобрунов А.И. Математические основы теории интерпретации геофизических данных. Учебное пособие. – М., 2008. 286 с.

3. Кобрунов А.И. Локальное нарушение симметрии как характеристика неоднородностей среды / Ивано-Франковский институт нефти и газа. 23 с. Деп. в УкрНИИНТИ, Ук 89, 15.06.89, № 1720.

4. Кобрунов А.И., Петровский А.П. Симметрии и законы сохранения для волновых уравнений / Ивано-Франковский институт нефти и газа. 14 с. Деп. в УкрНИИНТИ, Ук 91, 15.05.91, № 685.

5. Кобрунов А.И., Петровский А.П. Обратные задачи комплексной интерпретации геофизических данных // Литосфера Центральной и Восточной Европы. Методика и результаты комплексной интерпретации – Киев: Наукова думка, 1992, С. 45–57.

6. Кобрунов А.И., Петровский А.П., Данилленко А.Н., Моисеенкова С.В., Аминов Л.З. Теория и методы количественной комплексной интерпретации геофизических данных // Актуальные научно-техни-

ческие проблемы развития геолого-геофизических промысловых и поисково-разведочных работ в Республике Коми. – Ухта, 2001. 372 с.

6. Кобрунов А.И., Петровский А.П., Кобрунов С.А. Эволюционно-динамические принципы при реконструкции структурных плотностных моделей седиментационных бассейнов // Геофизический журнал. 2005. № 3. Т. 27. С. 375–380.

7. Интегрированная среда физико-геологического моделирования на основе системной инверсии: монография / А.И. Кобрунов, С.Г. Куделин, Е.Н. Мотрюк. – Ухта: УГТУ, 2015. 90 с.

8. Сборник научных трудов научно-педагогической школы физико-математического моделирования в науках о Земле / Под ред. профессора А.И. Кобрунова. – Ухта: УГТУ, 2018. 210 с.

9. Математические методы моделирования в прикладной геофизике (избранные главы). В 2-х ч. Ч. 1. Функционально-аналитические основы: учеб. пособие / А.И. Кобрунов. – Ухта: УГТУ, 2014. 224 с.

ВОЗМОЖНЫЕ МЕХАНИЗМЫ ФОРМИРОВАНИЯ «СЕЙСМИЧЕСКИХ ГВОЗДЕЙ»

В.Л. Натяганов

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва, *tenzor-home@yandex.ru*

1. Введение в проблему. В работах [1–4] описаны признаки и свойства так называемых «сейсмических гвоздей», которые представляют собой практически вертикальные скопления гипоцентров землетрясений, расположенных обычно на глубинах 20–80 км с эпицентральной проекцией на земную поверхность диаметром всего в 5–10 км и аномально малым временем (от нескольких дней до месяца) формирования каких-либо геофизических структур подобного масштаба.

В этих, а также в ряде других публикациях по близкой тематике (Г.И. Войтов, И.Г. Киссин, Ю.Ф. Копничев, Ф.А. Летников, А.А. Маракушев, Д.Г. Осика, М.А. Садовский, В.Л. Сывороткин и др.), в качестве основной причины образования подобных геофизических структур (в том числе линейных, уголковых, кольцевых) называлась глубинная дегазация Земли легких газов (водорода, гелия, метана...) в виде всплывающих снизу вверх мантийных плюмов [1, 5].

Оставляя за рамками работы многие и часто дискуссионные вопросы о свойствах мантийных флюидов [5–7] и их разнообразном влиянии на земные слои, залегающие на разных глубинах (от верхней мантии до земной коры), перечислим основные факты и следствия, которые признаются большинством исследователей и дальше потребуются для построения моделей, которые хотя бы на качественном уровне описывали бы процессы формирования сейсмогвоздей:

1. Главной особенностью водорода, растворенного в практически безводных минералах верхней мантии при 500 °С и более, является его аномально высокая подвижность по междоузельному механизму, когда его коэффициент диффузии D на 7–10 порядков превышает (например, в оливине и диопсиде) величины D всех других атомов внедрения.

2. Нагретые водород и гелий являются очень эффективными газообразными теплоносителями, поэтому при их движении в сплошной деформируемой среде локально сильно нагреваются и диффузионные каналы.

3. Присутствие водорода в среде существенно снижает поверхностную энергию, поэтому эти диффузионно-тепловые каналы фактически становятся аналогом площадок скольжения (микротрещинами), которые при высоких PT -условиях и подкачке перегретого водорода из мантийного плюма могут перерасти в незалечиваемые макротрещины большой длины, но малой толщины.

4. Преобразование площадок скольжения в мезотрещины обычно происходит скачками и сопровождается сейсмическим дребезгом (шумом), а образование макротрещин по типу гидроразрыва может спровоцировать и ощутимые землетрясения.

5. Аморфизированная (насыщенная водородом в его трех формах – молекулярной, атомарной или протонной) среда имеет на 30–50 % меньшие значения модулей Юнга и сдвига, но большую плотность, чем та же среда с кристаллической структурой, хотя коэффициенты Пуассона практически одинаковы.

6. В результате «водородного подогрева» и возможных фазовых переходов достаточно быстро (в течение суток!) меняются скорости распространения продольных P -волн и поперечных S -волн, а также заметно увеличивается поглощение S -волн аморфизированными прослойками.

Этот перечень свойств глубинной водородной дегазации (даже без учета многих факторов геохимической природы) уже говорит о том, что создать количественную физико-математическую модель, адекватно описывающую основные процессы формирования и свойства сейсмогвоздей на микро-, мезо- и макроуровнях, вряд ли вообще возможно. Это обусловлено тем, что на разных уровнях процессы деформирования геофизической среды должны описываться не только разными уравнениями (хотя бы из-за разных уравнений состояния вещества), но и различными типами уравнений [8–10].

Однако модели, описывающие на интегрально-качественном уровне сейсмогвозди и ряд их свойств 1–6, предложить можно.

2. Модель формирования «сейсмических гвоздей». Исходя из часто существующей аналогии [11] процессов массо- и теплообмена (т.е. параболических уравнений диффузии и теплопроводности), а также учитывая аномально быстрое формирование сейсмогвоздей, будем далее исследовать процесс распространения тепла (безразмерной температуры T) в режиме с обострением [12] на основе квазилинейного параболического уравнения

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \operatorname{div}(T^{\alpha-1} \cdot \operatorname{grad} T) + T^{\beta}, \quad \alpha, \beta > 1 \quad (1)$$

записанного в безразмерно-инвариантной форме, принятой в математической литературе.

Если в трехмерном пространстве ввести цилиндрические координаты (r, z, φ) , то уравнение (1) можно представить в виде:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{1}{\alpha} \left[\frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left(r \frac{\partial T^{\alpha}}{\partial r} \right) + \frac{\partial^2 T^{\alpha}}{\partial z^2} + \frac{1}{r^2} \frac{\partial^2 T^{\alpha}}{\partial \varphi^2} \right] + T^{\beta} \quad (2)$$

Исходя из результатов группового анализа уравнения (2) в работе [13] предложена нетривиальная замена независимых переменных:

$$R = r(t^* - t)^{(\beta-\alpha)/2(1-\beta)}, \quad Z = z(t^* - t)^{(\beta-\alpha)/2(1-\beta)}, \quad \Phi = \varphi - A \ln(t^* - t), \quad (3)$$

которая позволяет найти инвариантное решение уравнения (2) в режиме с обострением [12] или «собственную функцию» нелинейной среды вида

$$T = (t^* - t)^{1/(1-\beta)} \cdot F(R, Z, \Phi), \quad (4)$$

где t^* – время обострения, когда $T \rightarrow \infty$ при $t \rightarrow t^*$, $A = \operatorname{const}$, а функция $F(R, Z, \Phi)$ является решением нелинейного эллиптического уравнения

$$\frac{1}{\alpha} \left[\frac{1}{R} \frac{\partial}{\partial R} \left(R \frac{\partial F^{\alpha}}{\partial R} \right) + \frac{\partial^2 F^{\alpha}}{\partial Z^2} + \frac{1}{R^2} \frac{\partial^2 F^{\alpha}}{\partial \Phi^2} \right] = \frac{\beta - \alpha}{2} \left(R \frac{\partial F}{\partial R} + Z \frac{\partial F}{\partial Z} \right) - A \frac{\partial F}{\partial \Phi} + F - F^{\beta}, \quad (5)$$

которое получается при подстановке (3) и (4) в уравнение (2).

Как утверждается в [13] это инвариантное решение (3)-(5) уравнения (2) в физическом пространстве (x, y, z) или (r, z, φ) описывает спиральные траектории распространения неоднородностей T (локальных максимумов или слабых разрывов), которые намотаны на поверхность конуса с вершиной в начале координат. Проекция этих траекторий на плоскость (x, y) в общем случае при $\alpha \neq \beta$ представляют собой раскручивающиеся (или скручиваю-

щиеся при изменении в (3) знака перед $A = \text{const}$) логарифмические спирали, а при $\alpha = \beta$ – окружности.

В качестве геофизического обоснования к выбору этой интегральной модели формирования сейсмогвоздей в режиме с обострением подчеркнем, что важными особенностями глубинных флюидных систем являются нелинейность их свойств и открытость – возможность обмена энергией с внешней средой. Причем нелинейность флюидных систем сильно зависит от PT -условий, а когда T или P (в том числе за счет роста расклинивающего давления водородных нанопузырьков в микротрещинах) достигнут некоторых критических значений, то возможна очень быстрая перестройка всей геофизически локализованной системы, в том числе типа сейсмогвоздей.

Заметим, что ряд аналогичных свойств из предложенной модели уже были ранее получены другими исследователями, но при фиксированных PT -условиях или на отдельных масштабных уровнях.

На микроуровне следует отметить монографию [9], где для описания влияния микроструктуры на метрические свойства континуума деформируемой сплошной среды используется аппарат расслоенных многообразий, а рост трещин рассматривается в абстрактных пространствах Финслера, когда можно обойтись и без введения метрики. В [9] получено и обобщение модели Панина [14] о структурных уровнях деформации твердых тел

$$\sum_{n=1}^N \text{rot} \mathbf{J}_n = 0 \Rightarrow \sum_{n=1}^N \sum_{m=1}^M \text{rot} \mathbf{J}_{nm} = 0, \text{ где } \mathbf{J}_n \text{ – момент количества движения потоков де-$$

фектов в среде, индекс n соответствует структурным уровням деформации (уменьшению масштаба «естественной кусковатости» геосреды по Садовскому [8]), а индекс m – номеру подсистемы на каждом уровне.

Одна из первых и удачных попыток энергетического анализа замкнутой (без внешнего и пролонгированного во времени притока энергии) системы иерархических структур на основе теории фракталов предпринята в [15], но в обратном каскаде – от макроуровня к микроуровню, что физически противоречит процессам образования сейсмогвоздей.

На мезо- и макроуровнях ряд, согласующихся с приведенной моделью сейсмогвоздей, результатов получены в монографиях [10, 16], причем в [16] приводится гипербола-параболическая система уравнений, описывающая связанные поля смещений в упругой горной породе и генерацию электромагнитных сигналов, хотя подчеркивается недостаточная изученность механизмов образования и перераспределения зарядов при образовании трещин.

Этот недостаток частично компенсирован в [17], где предложены две новые модели: аква-проводимости (переноса протонов) вдоль площадок скольжения на микроуровне и электротеплового пробоя в литосфере на макроуровне в режиме с обострением и форме «теплового кристалла» [12]. Модель аква-проводимости в [17] фактически является дополнением к предложенной здесь модели формирования сейсмогвоздей, только площадки скольжения в виде диффузионно-тепловых каналов намотаны на длинный и тонкий конус – внешнюю поверхность сейсмогвоздя.

3. Кольцевые структуры литосферы как аналоги сейсмогвоздей. В качестве характерного примера кольцевых (вихреподобных) структур в литосфере с ярко выраженными гравитационными, электромагнитными и геохимическими аномалиями кратко рассмотрим геосолитонную [18] структуру Пулытгинской аномальной зоны (ПАЗ) в Шаимском нефтегазоносном районе Западной Сибири, которая хорошо фиксируется на космоснимках и подробно исследована [19, 20] различными геофизическими и геохимическими методами (см. рис. 1, 2).

В частности, содержание метана в центральной части ПАЗ превышало фоновое значение в 70 раз, гелия и водорода 40 раз, а также концентрации на глубине 1,5 м ряда редких элементов (ртуть, ниобий, висмут, иттрий, иттербий и др.) возрастали в 2–5 раз. Это свидетельствует об их выносе к земной поверхности в результате глубинной дегазации по системе геосолитонных трубок (определение Бембея), идущих с больших мантийных глубин. При прорыве этих трубок (т. е. мантийных плюмов) через границу Мохо в слоях литосферы эти

трубки должны значительно расширяться за счет развитой трещиноватости и влагонасыщенности верхних слоев Земли, т. к. глубинный водород будет теперь замещаться раствором электролита – минерализованной водой.

Следовательно, в литосфере должны включиться наряду с аква-проводимостью и электрокинетические механизмы переноса зарядов [17], а геометрическая форма типа сейсмогвоздя в виде острого конуса должна выше границы Мохо преобразоваться в усеченный конус с существенно большим углом раствора.

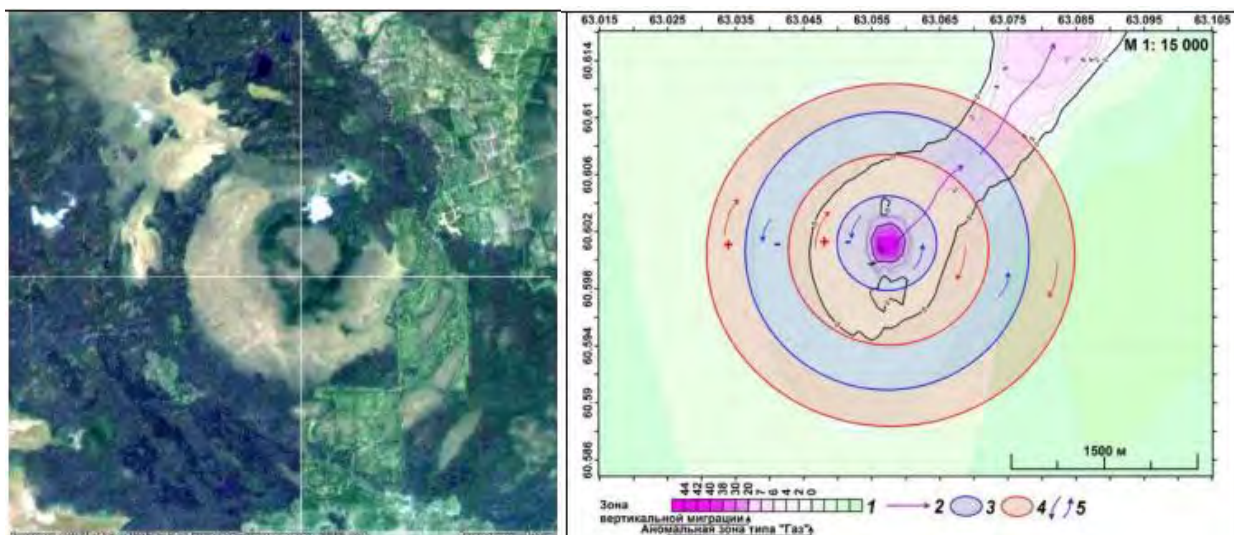


Рис. 1. Космоснимок района ПАЗ (слева) и геоэлектрическая структура ПАЗ (справа)

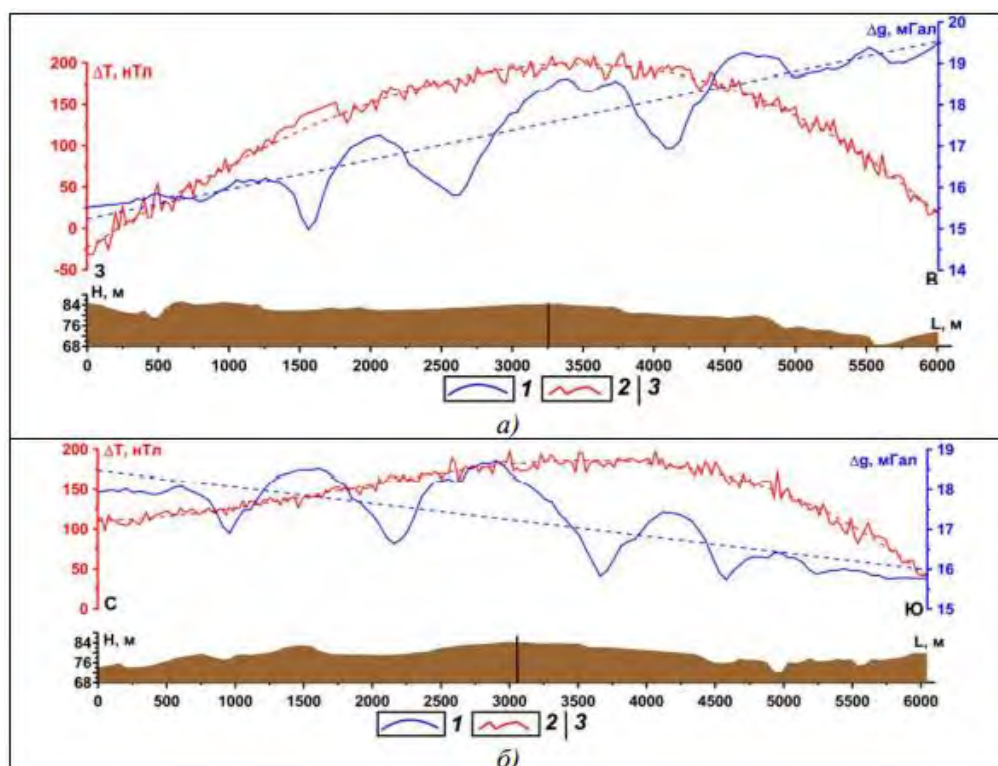


Рис. 2. Гравитационные (1) и геомагнитные (2) возмущения ПАЗ по двум взаимно перпендикулярным профилям

Эти факты позволяют сделать вывод, что ряд кольцевых структур в литосфере могут представлять собой «расплюснутые шляпки» древних сейсмогвоздей, дегазационная деятельность которых находится на заключительной стадии естественного затухания.

1. Гуфельд И.Л., Новоселов О.Н. Сейсмический процесс в зоне субдукции. Мониторинг фонового режима. – М.: ФГБОУ ВПО МГУЛ, 2014, 100 с.
2. Вадковский В.Н. Субвертикальные скопления гипоцентров землетрясений – «сейсмические гвозди» // Вестник ОНЗ РАН. 2012. Т. 4. NZ1001.
3. Захаров В.С., Карпенко А.И., Завьялов С.П. Особенности сейсмических гвоздей в разных геодинамических обстановках // Вестник МГУ, сер. 4, Геология. 2013. № 1. С. 11–18.
4. Шевченко В.И., Арефьев С.С., Лукк А.А. Близвертикальные скопления очагов землетрясений, не связанные с тектонической структурой земной коры // Физика Земли. 2011. № 4. С. 16–38.
5. Гуфельд И.Л. Сейсмический процесс. Физико-химические аспекты / Королев М.О. ЦНИИМаш, 2007. 160 с.
6. Киссин И.Г. Флюиды в земной коре: геофизические и тектонические аспекты. – М.: Наука, 2009. 328 с.
7. Флюиды и геодинамика // Глубинные флюиды и геодинамика: Материалы Всероссийского симпозиума. – М.: Наука, 2006. 283 с.
8. Садовский М.А. Избранные труды: Геофизика и физика взрыва. – М.: Наука, 2004. 440 с.
9. Миклашевич И.А. Микромеханика разрушения в обобщенных пространствах. – Минск, 2003. 208 с.
10. Ревуженко А.Ф. Механика упруго-пластических сред и нестандартный анализ. – Новосибирск: Изд-во Новосиб. ун-та, 2000. 428 с.
11. Франк-Каменецкий Д.А. Диффузия и теплопередача в химической кинематике. – М.: Наука, 1987. 502 с.
12. Самарский А.А., Галактионов В.А., Курдюмов С.П., Михайлов А.П. Режимы с обострением в задачах для квазилинейных параболических уравнений. – М.: Наука, 1987. 480 с.
13. Бакирова М.И., Димова С.Н., Дородницын В.А. и др. Инвариантные решения уравнения теплопроводности, описывающие направленное распространение горения и спиральные волны в нелинейной среде // ДАН СССР. 1988. Т. 299. № 2.
14. Панин В.Е. Структурные уровни пластической деформации и разрушения. – Новосибирск: Наука, 1985. 229 с.
15. Гольдштейн Р.В., Мосолов А.Б. Трещины с фрактальной поверхностью // ДАН СССР. 1991. Т. 319. № 4. С. 840–844.
16. Новик О.Б., Ершов С.В. Электромагнитные и тепловые сигналы из недр Земли (физика предвестников землетрясений). – М.: Круглый год, 2001. 288 с.
17. Натяганов В.Л. Ломоносов и загадки природного электричества. Часть 2. Электротепловой пробой в литосфере как триггер землетрясений // Вестник МГУ, сер. 1, Математика. Механика. 2007. № 4. С. 40–46.
18. Бембель Р.М. и др. Геосолитоны: функциональная система Земли, концепция разведки и разработки месторождений углеводородов. – Тюмень: Вектор Бук, 2003. 344 с.
19. Бычков С.Г. Гравитационное и магнитное поля Пулььтинской площади // Шестые науч. чтения памяти Ю.П. Булашевича. – Екатеринбург: ИГф УрО РАН, 2011. С. 55–58.
20. Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н. Частотно-резонансный принцип, мобильная геоэлектрическая технология: новая парадигма геофизических исследований // Геофизический журнал. 2012. Т. 34. № 4. С. 166–176.

ВОЗМОЖНОСТИ ИНТЕРПРЕТАЦИОННОЙ ОБРАБОТКИ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ МЕТОДАМИ ВЕРОЯТНОСТНО-СТАТИСТИЧЕСКОГО ПОДХОДА В КОМПЬЮТЕРНОЙ ТЕХНОЛОГИИ «КОСКАД 3D 2021»

А.А. Никитин, А.В. Петров

Российский государственный геологоразведочный университет им. Серго Орджоникидзе
(МГРИ-РГГРУ) г. Москва, petrovstud@mail.ru

Эффективность интерпретационной обработки геолого-геофизической информации во многом определяется степенью внедрения в процесс обработки и интерпретации наблюдений математических методов анализа данных и компьютерных технологий, в которых они реализованы. Современные космические, воздушные, наземные и глубинные геофизические исследования, включающие измерения, обработку и интерпретацию самых разнообразных геофизических полей невозможны без применения соответствующих специальных компьютерных технологий.

При этом на стадии измерения необходимо программное обеспечение для работы измерительной аппаратуры, каждый отдельный геофизический метод требует собственного программного обеспечения для проведения качественной обработки первичных наблюдений и, наконец, необычайно широк спектр задач, решаемых с помощью компьютерных технологий на этапе интерпретации.

Среди интерпретационных задач можно выделить два основных направления. Первое направлено на решение обратных задач и оценку параметров аномалиеобразующих объектов, посредством классического детерминистского подхода. Второе базируется на методах вероятностно-статистического подхода и других разделах современной прикладной математики, оригинальное использование которых позволяет получить дополнительную информацию для решения основной задачи интерпретации – построения качественной и максимально детализированной геолого-геофизической модели конкретного геологического объекта.

К сожалению, в последнее время доля российских разработок в области компьютеризации геологических исследований значительно уменьшилась. Прежде всего, это относится к областям, где традиционно наблюдалось отставание – в разработке географических информационных систем и глобальных баз данных, картографических систем и средств визуализации. При этом в последнее время наблюдается увеличение количества программных продуктов, решающих задачу интерпретационной обработки геофизических наблюдений в области грави-магниторазведки, электроразведки, электромагнитных наблюдений, обработки ядерно-радиометрических данных, где традиционно российская школа занимала ведущие позиции.

Одной из таких разработок является компьютерная технология статистического и спектрально-корреляционного анализа данных «КОСКАД 3D 2021», предназначенная для анализа трехмерной цифровой геоинформации методами вероятностно-статистического подхода. В основе функционального наполнения компьютерной технологии лежат работы Г.А. Тархова, А.А. Никитина, Ф.М. Гольцмана В.И. Аронова, Д.А. Родионова, Г.В. Демур, О.А. Демидовича, Петова А.В. и др., в которых впервые был обозначен спектр оригинальных геологических задач, решаемых с помощью вероятностно-статистических методов.

Компьютерная технология статистического и спектрально-корреляционного анализа данных «КОСКАД 3D 2021» позволяет осуществить полный и детальный анализ спектрально-корреляционных характеристик геополей, посредством расчета автокорреляционных функций вдоль каждого профиля сети, взаимно-корреляционных функций между отдельными профилями и различными признаками сети, двумерных автокорреляционных и взаимно-корреляционных функций, а также трехмерных автокорреляционных функций. Имеется возможность оценки одномерных спектров Фурье вдоль отдельных профилей сети и двумерных спектров для площадных данных. Для оценки спектральных характеристик нестационарных геоданных в компьютерную технологию «КОСКАД 3D 2021» включены программные реализации методов вейвлет анализа.

Функциональное наполнение компьютерной технологии «КОСКАД 3D 2021» содержит модули для расчета градиентных характеристик геополей, анализ которых позволяет получить дополнительную информацию о его структуре поля, подчеркнуть границы аномальных областей. Кроме этого, возможна оценка статистических характеристик геополей, таких как среднее, дисперсия, асимметрия, эксцесс, коэффициент вариации и энтропия в скользящих окнах.

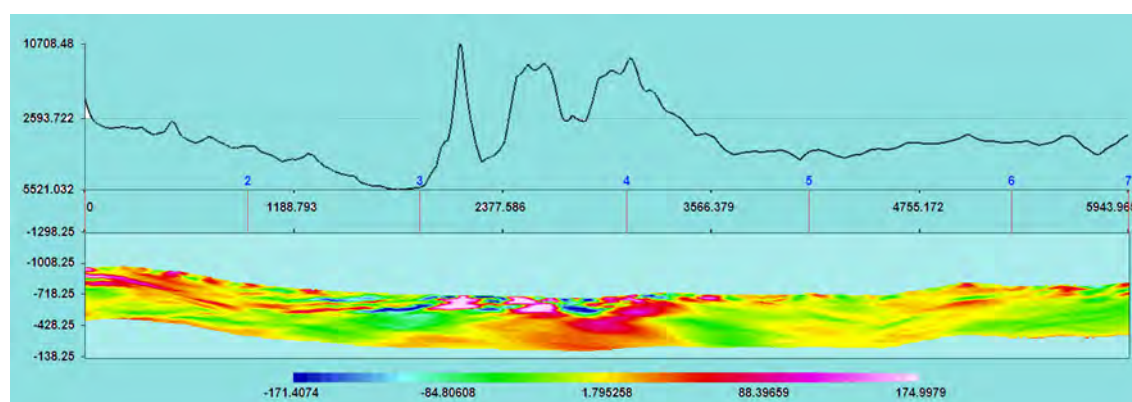
Широким спектром представлены оригинальные реализации одномерной, двумерной и трехмерной винеровской, согласованной и энергетической оптимальной фильтрации. Программные модули энтропийной и медианной фильтрации, позволяют решать задачу эффективной обработки непотенциальных – геохимических, радиометрических, экологических полей, для которых характерно наличие ураганных значений поля. В компьютерной технологии широко представлены различные модификации одно- и двумерных полиномиальных фильтров.

Компьютерная технология «КОСКАД 3D 2021» содержит модули обнаружения слабых геофизических аномалий линейной и произвольной формы – метод обратных вероятностей

и самонастраивающейся фильтрации. Кроме этого, блок содержит программную реализацию многомерных аналогов способов обратных вероятностей и самонастраивающейся фильтрации, расширяющих возможности выделения слабых геофизических сигналов по нескольким геофизическим признакам.

Функциональный блок обработки многопризнаковой геолого-геофизической информации включает программные реализации интерпретационной обработки геолого-геофизических наблюдений методами классификации, распознавания образов и компонентного анализа. Большинство алгоритмов, входящих в состав блока, базируется на проверке многомерных статистических гипотез, что позволяет наиболее полно использовать информацию о структуре межпризнаковой корреляционной связи между различными геофизическими полями.

Использование адаптивной модификации полосовой адаптивной фильтрации в окнах «живой» формы позволяет получать оценки относительного объемного распределения гравитационных и магнитных масс. На рисунке представлена оценка относительного распределения магнитных масс вдоль профиля, полученная с использованием объемной модификации метода Андреева Б.А.



Пример оценки 3D-распределения гравитационных масс вдоль профиля

Кроме этого, в состав программного обеспечения включены модули решения прямой 2D- и 3D-задачи, как в спектральной, так и во временной области.

Процедуры статистического, корреляционного и взаимно-корреляционного зондирования позволяют провести детальный анализ статистических и спектрально-корреляционных характеристик геополей для различных частотных компонент магнитного и гравитационного полей.

Компьютерная технология «КОСКАД ПРОФИЛЬ», входящая в состав комплекса «КОСКАД 3D 2021» ориентирована на анализ и обработку данных, организованных в профильные сети, с использованием алгоритмов, составляющих функциональное наполнение технологии статистического и спектрально-корреляционного анализа данных «КОСКАД 3D 2021».

1. Никитин А.А., Петров А.В. Теоретические основы обработки геофизической информации. Учебное пособие. – М., 2017. 127 с.

2. Петров А.В., Юдин Д.Б., Соели Хоу. Обработка и интерпретация геофизических данных методами вероятностно-статистического подхода с использованием компьютерной технологии «КОСКАД-3D» // Науки о Земле. № 2. 2010. С. 126–132.

3. Петров А.В. Адаптивные процедуры интерпретационной обработки нестационарных геополей в компьютерной технологии «КОСКАД-3D» // Международная научно-практическая конференция. – М., 2018. С. 418–420.

4. Фан Т.Х., Петров А.В., До М.Ф. Обработка и интерпретация аномалий гравитационных данных в центральной области Вьетнама с использованием компьютерной технологии «КОСКАД-3D» // Молодые – наукам о земле. – М., 2020. С. 293–297.

5. <http://www.coscad3d.ru>.

МЕТОДИКА МОДЕЛИРОВАНИЯ ИНТРУЗИВНЫХ МАССИВОВ УРАЛА ПО ГРАВИТАЦИОННОМУ И МАГНИТНОМУ ПОЛЮ НА ОСНОВЕ РЕШЕНИЯ ЛИНЕЙНЫХ ОБРАТНЫХ ЗАДАЧ

А.В. Овчаренко

Институт геофизики Уральского отделения РАН, г. Екатеринбург, *Ark-Ovcharenko@yandex.ru*

Для построения объемной модели используется т. н. метод сеток (Непомнящих, 1958; Юньков и Булах, 1958; А.А. Непомнящих, В.С. Ли, А.В. Овчаренко, 1978; Ли, 1984; А.В. Овчаренко, С.В. Березина, 2019; М.С. Жданов, 2007, Н. Bertete-Aguirre, E. Cherkaeva and M. Oristaglio, 2002; O. Portniaguine & M.S. Zhdanov, 1999; Martyshko, Ladovskiy, Tsidaev, 2010), который, состоит в решении линейного интегрального уравнения первого рода с регуляризацией. Метод в настоящее время усовершенствован до т. н. метода гравитационной и магнитной томографии. Томография, в данном случае, заключается в автоматическом построении целого ряда вертикальных разрезов по строкам или столбцам исходной матрицы поля с построением параллелепипеда аномальной плотности/намагниченности. Имеется возможность строить также глубинные послонные карты изучаемого параметра (аномальной плотности/намагниченности). Для инверсии поля в аномальную плотность/намагниченность разреза автоматически строится сетка, в узлах которой отыскивается решение. Сетка строится с учетом любого сложного рельефа. Контур ограничивающий сетку образуется из рельефа поверхности, боковых вертикальных граней и нижней горизонтальной линии на максимальной возможной глубине. Для построения сетки применяется процедура определения взаимного положения точка-контур. В сетку включаются только узлы из внутренней контура. Метод гравитационной томографии в 2D-варианте на практике применяется к трехмерным полям. Искажения, возникающие за счет трехмерности полей, предлагается учитывать следующим образом. В работе (А.В. Овчаренко, 1977) показано, что при замене ядра двумерного интегрального уравнения $K_{ij} = (z_j - z_i)/R^2$ на ядро $K_{ij} = (z_j - z_i)^2/R^{3/2}$ сохраняется эквивалентность задачи на прямолинейном профиле. Приведем короткий вывод такой замены. Если для истолкования поля использовать прямолинейный профиль и цилиндрическую систему координат с осью вдоль этого профиля, выражение для вертикальной компоненты напряженности гравитационного поля будет

$$Gz(A) = \gamma \int_T \sigma(M) \frac{z_A - z_M}{R_{AM}^3} d\tau = \oint_S \int_0^\pi \sigma(x, \rho, \varphi) \frac{\rho^2 \sin\varphi d\varphi ds}{((x_A - x_M)^2 + \rho^2)^{3/2}}. \quad (1)$$

Часть множителей этого выражения от переменной φ не зависит, поэтому такие множители можно вынести за знак однократного интеграла. Обозначим, кроме того

$$\sigma'(x, \rho) = \int_0^\pi \sigma(x, \rho, \varphi) \sin\varphi d\varphi, \quad (2)$$

В итоге можно записать

$$Gz(A) = \int_S \sigma'(x, \rho) \frac{\rho^2}{((x_A - x_m)^2 + \rho^2)^{3/2}} ds. \quad (3)$$

Как видим, формально задача сведена к двумерной. Значение эквивалентной плотности решения для такого уравнения будет в m -раз, больше, чем истинная. Коэффициент $m = 1 \div 2$. Если весь объем трехмерного источника попадает в интервал углов интегрирования $0-\pi$, то $m = 2$, в противном случае < 2 . Если профиль не является прямолинейным, то необходимо предварительно поле редуцировать на плоскость. Таким образом, трехмерная задача может быть сведена к серии квазидвумерных. Для разделения полей на поля отдельных источников используется вспомогательная конструкция в виде эквивалентного простого слоя, который строится на контурах априорно охватывающих разделяемые источники. Задача аналогично методу сетки сводится к решению линейного интегрального рода.

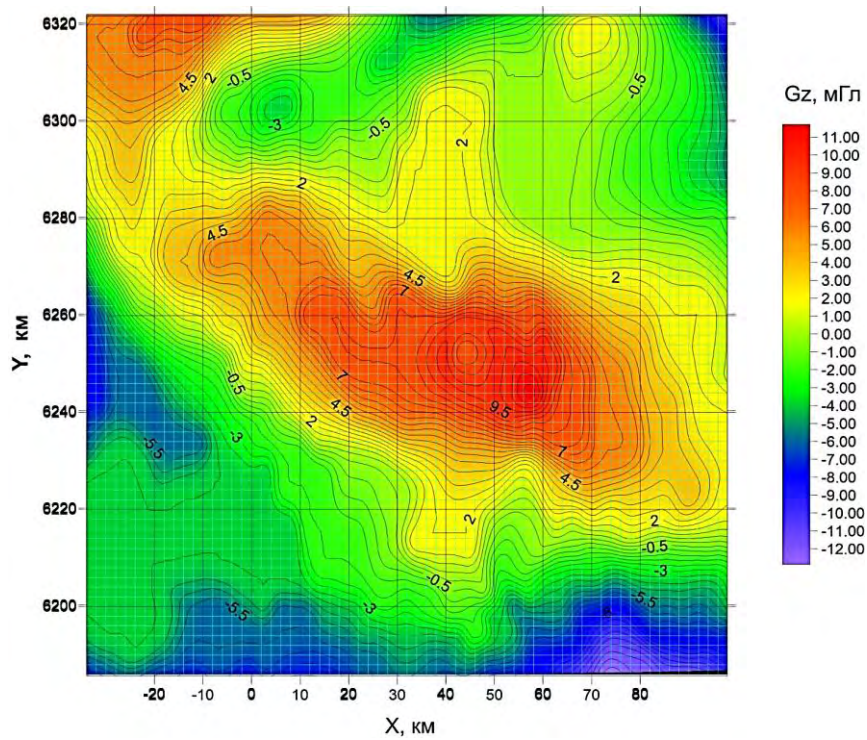


Рис. 1. Манчажская гравитационная аномалия и серии интерпретационных профилей, широтных и меридианных для создания объемной томографической модели

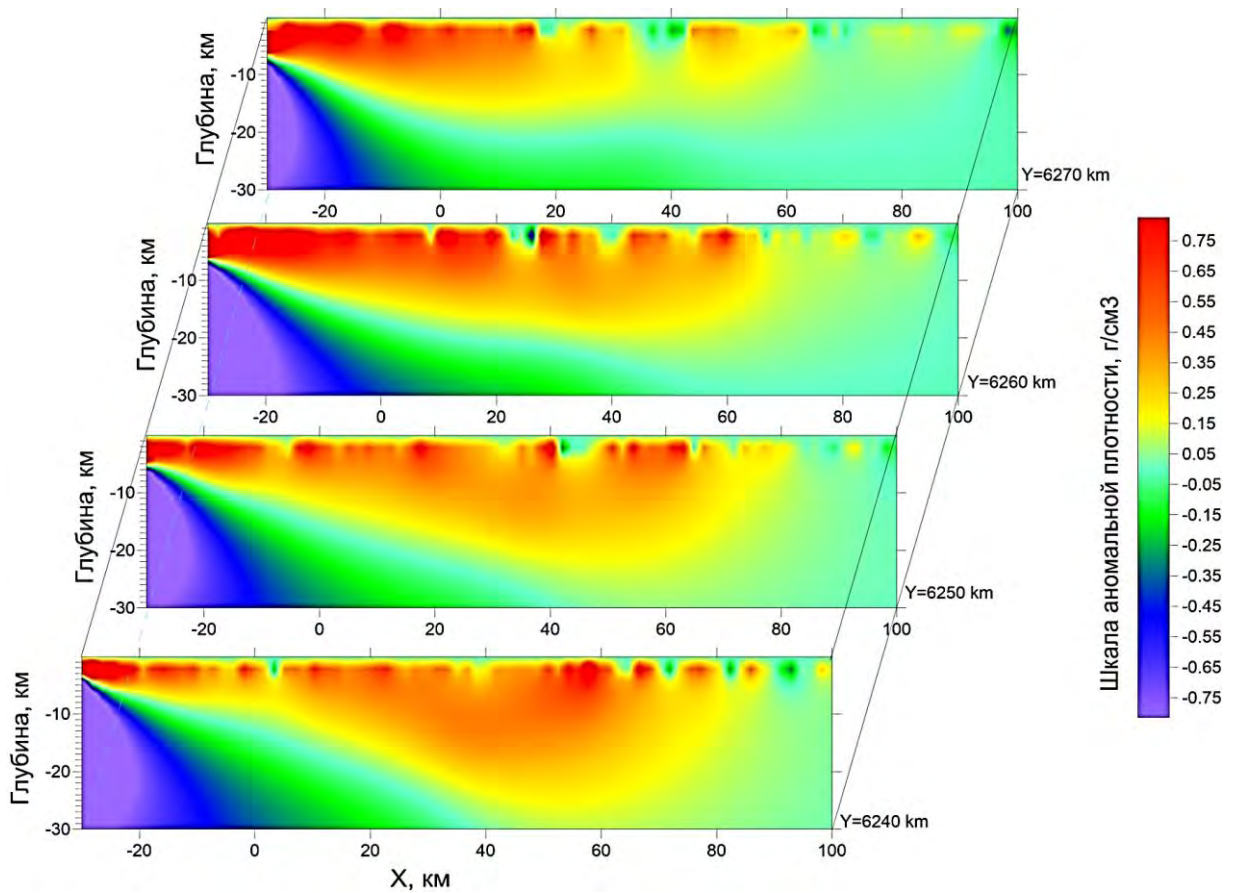


Рис. 2. Примеры широтных плотностных разрезов по результатам инверсии гравитационного поля (гравитационная томография). Манчажская гравитационная аномалия

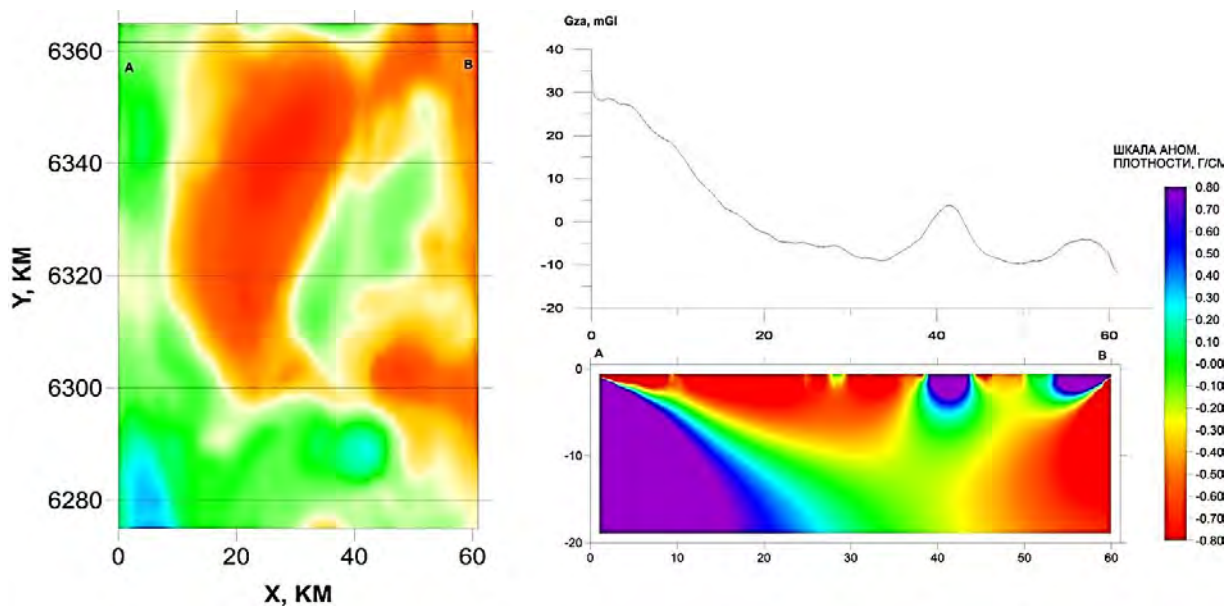


Рис. 3. Пример глубинного плотностного разреза по профилю 6361 северного фланга Верх-Исетской гранитоидной интрузии

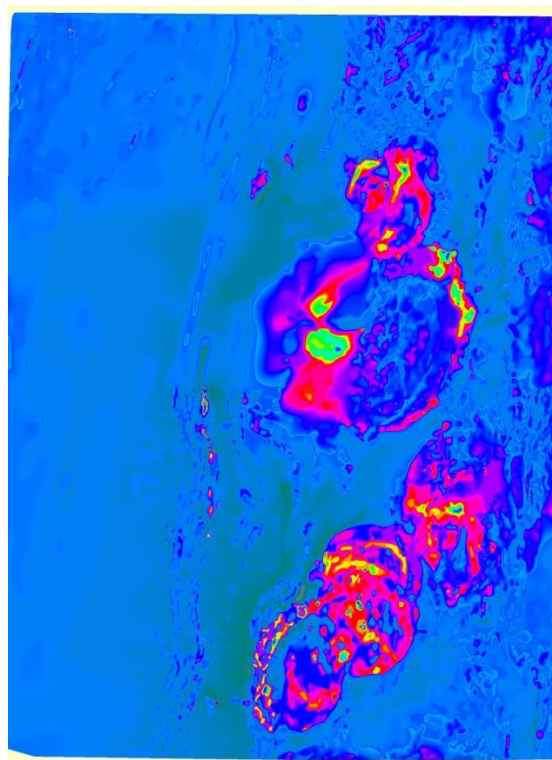


Рис. 4. Аномальное магнитное поле Z_a района гипербазитовых интрузий Денежкин Камень и Кумба Платиноносного пояса Урала. Сводка наземных магнитных съемок – Е.М. Ананьева, 1991. Компьютерная дигитализация – С.В. Березина, 2021

При решении конкретных задач по различным интрузивным массивам использовалась компьютерная база геополей Урала. В качестве входных данных использовались числовые матрицы полей из базы данных Уральского региона (А.В. Овчаренко, 1996). На изучаемую площадь были оцифрованы карты М 1 : 500 000, построенные в ПГО «Уралгеология» с обобщением съемок М 1 : 200 000 и 1 : 50 000. Дискретность используемых данных составляет 250 м. Обзорная карта Манчажской гравитационной аномалии приводится на рис. 1.

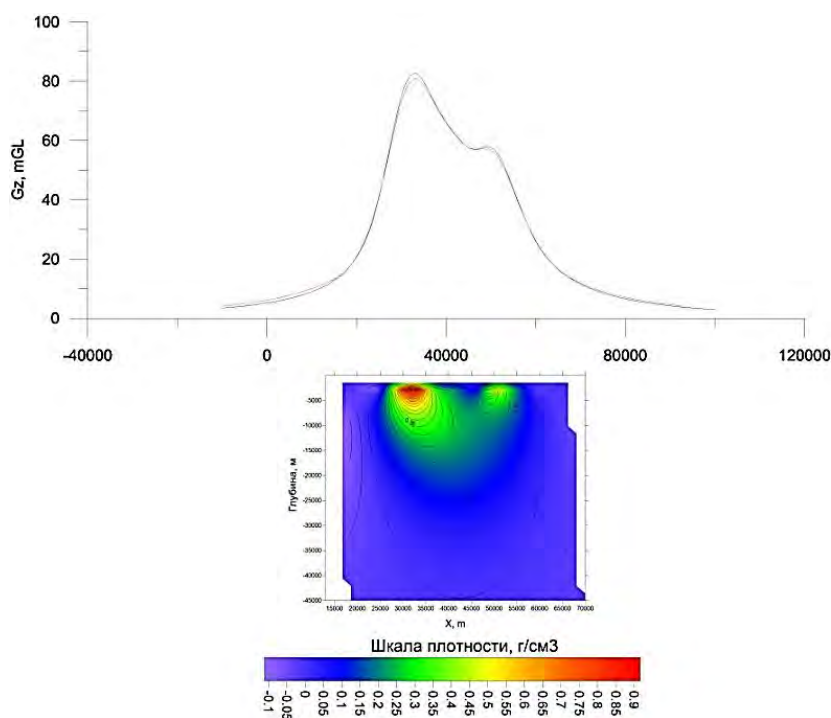


Рис. 5. Пример глубинного плотностного разреза массива Денежкин камень по гравитационному полю

Числовые данные были, по мере возможности, уточнены дополнительными наземными магнитными (А.В. Овчаренко, И.А. Угрюмов, В.А. Щапов, 2017) и гравиметрическими измерениями и после ввода необходимых поправок уточненные карты были перестроены. Уточнения выразились в появлении ряда локальных аномалий (резкие изгибы изолиний карты) на западе аномалии в районе горы Шайдалина и г. Натальинска, на юге в районе с. Сажино (гора Бабаева), на востоке в районах с. Верхний Бардым и с. Чекмаш и в центре площади в районе с. Манчаж. Дискретность перестроенных числовых матриц составила 100 м. Использовалась также числовая матрица рельефа модели SRTM2 [URL₁], приведенная интерполяцией к такой же дискретности.

Предлагаемый метод выявления морфологии интрузивных массивов является простым и эффективным инструментом, который используется при минимуме априорной информации о глубинном строении геологической среды.

Работа связана с выполнением исследований по плану НИР ИГФ УрО РАН г.р. № 0394-2019-0003, 0317-2022-0003, АААА-А19-119021290091-1.

1. Жданов М.С. Теория обратных задач и регуляризации в геофизике. – М.: Научный мир, 2007. 712 с.
2. Ли В.С. Разделение и интерпретация гравитационных и магнитных полей на основе сеточных аппроксимирующих конструкций: диссертация кандидата физико-математ. наук: 04.00.12. – Алма-Ата: КазПТИ, 1984. – 219 с.
3. Мартышко П.С., Ладовский И.В., Бызов Д.Д. Методика и алгоритмы построения трехмерных плотностных моделей на основе интерпретации гравитационных и сейсмических данных // Восьмые научные чтения Ю.П. Булашевича. – Екатеринбург: ИГФ УрО РАН, 2015. С. 238–241.
4. Методические рекомендации по интерпретации геофизических материалов при крупномасштабном геологическом картировании / сост. Ананьева Е.М., Дорофеев Б.В., Горонович Е.Б., Калабурдина А.И., Дудкина З.И., Вагшаль Д.С., Дорофеева О.В., Пухарев А.И. – Свердловск: Уральское ТГУ, 1974. 218 с.; Изд. второе, перер. и доп. – Свердловск: ПГО «Уралгеология», 1983. 295 с.
5. Непомнящих А.А. Интерпретация геофизических аномалий. – Л.: Недра, 1964. 284 с.
6. Непомнящих А.А. Об условиях однозначности решения обратной задачи геофизики // Геология, горное дело, металлургия. – М., 1956. Вып. 13. С. 136–151.
7. Непомнящих А.А., Ли В.С., Овчаренко А.В. Результаты интерпретации пространственного гравитационного поля методом сеток с использованием регуляризации // Вопросы нефтяной и рудной геофизики. – Алма-Ата: КазПТИ, 1978. Вып. 3. С. 109–117.

8. Непомнящих А.А., Овчаренко А.В., Ли В.С., Соколов Л.В. Интерпретация гравитационных аномалий на основе пространственного изучения и разделения полей. – Алма-Ата: КазПТИ, 1978, учебно-методическое пособие, часть 1. – 86 с., часть 2. – 95 с.
9. Овчаренко А.В. О разделении полей трехмерных источников методом выметания // Вопросы нефтяной и рудной геофизики. – Алма-Ата: КазПТИ, 1977. Вып. 4. С. 16–24.
10. Овчаренко А.В. (1996) Компьютерная база геополей Урала – информационная основа нового этапа исследования региона // Глубинное строение и развитие Урала. – Екатеринбург: Наука, 1996. С. 136–146.
11. Овчаренко А.В. К выбору параметра регуляризации в методе выметания // Вопросы нефтяной и рудной геофизики. – Алма-Ата: КазПТИ, 1976. Вып. 3. С. 102–104.
12. Овчаренко А.В., Угрюмов И.А., Шапов В.А. Манчажская магнитная аномалия: новые измерения, данные и гипотезы // Эко-потенциал. 2017. № 3 (19). С. 79–87.
13. Овчаренко А.В. Березина С.В. Метод сетки истолкования потенциальных полей. Новые возможности // Глубинное строение, геодинамика, тепловое поле земли, интерпретация геофизических полей: Материалы Всероссийской конференции с международным участием. Десятые научные чтения памяти Ю.П. Булашевича, 23–27 сентября 2019 года. – Екатеринбург, 2019. С. 201–216.
14. Тихонов А.Н. О регуляризации некорректно поставленных задач // ДАН СССР. 1963. 153. № 1.
15. Тихонов А.Н. О решении некорректно поставленных задач и методе регуляризации // ДАН СССР. 1963. 151. № 3.
16. Тихонов А.Н., Арсенин В.Я. Методы решения некорректных задач. – М.: Наука, 1974.
17. Тихонов А.Н., Гласко В.Б. О приближенном решении интегральных уравнений 1 рода // ЖВМ и МФ. Т. 4. № 3. 1964.
18. Martyshko P.S., Ladovskiy I.V., Tsidaev A.G. Construction of Regional Geophysical Models Based on the Joint Interpretation of Gravity and Seismic Data // Izvestiya, Physics of the Solid Earth. 2010. 46 (11). 931–942. DOI: 10.1134/S1069351310110030
19. Portniaguine O. & Zhdanov M.S. Focusing geophysical inversion images // Geophysics. 1999. 64. P. 874–887.
20. URL1=<http://gis-lab.info/qa/srtm.html> – Shuttle radar topographic mission (SRTM2)

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ЗАДАЧИ, РЕШАЕМЫЕ ПРИ ВЕРОЯТНОСТНО-ДЕТЕРМИНИРОВАННОМ ПОДХОДЕ К ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГРАВИТАЦИОННЫХ АНОМАЛИЙ

А.М. Петрищевский

Институт комплексного анализа региональных проблем ДВО РАН, г. Москва, petris2010@mail.ru

Около полувека назад В.Н. Страхов [8] провозгласил совмещение аналитического и вероятностного подходов в качестве одного из важнейших направлений в методологии интерпретации гравитационных аномалий, однако в дальнейшем теоретические и программные разработки решений обратных задач сосредоточились преимущественно в области СЛАУ, сеточных моделей и оптимизации (регуляризации, минимизации, локализации) эквивалентных решений. Однако вероятностно-детерминированные методы сохранили свое второстепенное значение в районах слабой геолого-геофизической изученности (Дальний Восток России и окраинные моря Тихого океана).

Под вероятностно-детерминированными методами здесь понимаются методы, использующие статистические и частотные связи между пространственными распределениями особых точек плотностных неоднородностей и гравитационными аномалиями [1, 5, 10]. При реализации этих методов особые точки не идентифицируются с конкретными геологическими телами, однако распределения таких точек в геологическом пространстве позволяет выявлять некоторые обобщенные характеристики изучаемых сред: особенности расслоения тектоносферы, поведение горизонтальных и вертикальных (разломы) границ раздела [6]. При таком подходе решаются две геологические задачи:

1. Изучение тектонической расслоенности проводится с помощью логарифмических спектров (рис. 1) и автокорреляционных функций (рис. 2) гравитационных аномалий.

Средняя глубина границ раздела вычисляется по углам наклона линейных участков спектра [1] и асимптотам частотных характеристик зондирования [5], а в разрезах – по зонам сгущения автокорреляционных кривых (рис. 2). В приводимых примерах (рис. 1, 2) статистические границы раздела совпадают с сейсмическими и стратиграфическими границами тектонических сред.

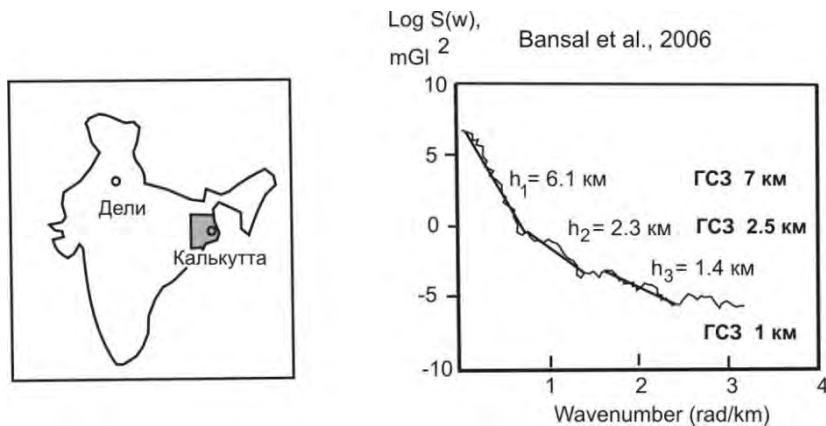


Рис. 1. Спектральный анализ гравитационных аномалий в Восточной Индии [9]

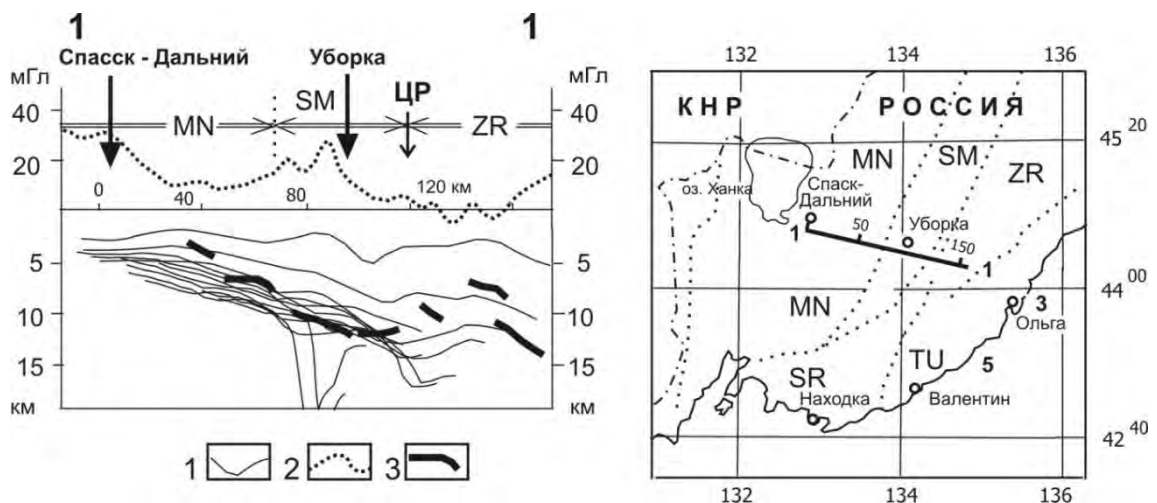


Рис. 2. Автокорреляционное гравитационное зондирование земной коры Южного Сихотэ-Алия [5]

1 – корреляционные кривые Zr; 2 – аномалия Буге; 3 – сейсмические границы

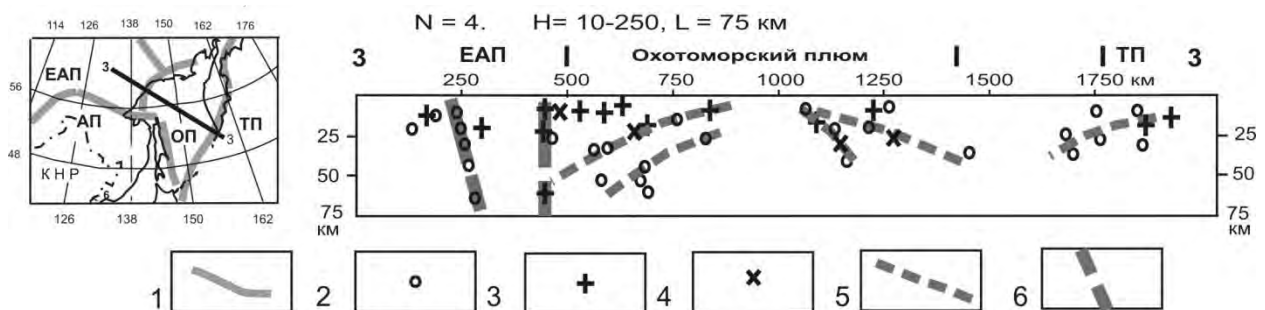


Рис. 3. Картирование субгоризонтальных и вертикальных границ методом Трошкова – Грозовой (программа СИНГУЛЯР [1])

1 – границы литосферных плит: ЕАП – Евразийской, ОП – Охотоморской, ТП – Тихоокеанской; 2–4 – особые точки плотностных неоднородностей: центры масс (2), вершины многоугольников (3), края горизонтальных пластин (4); 5 – линии пространственной корреляции особых точек; 6 – разломы

2. Моделирование рельефа субгоризонтальных глубинных границ можно осуществлять несколькими способами:

2.1. Выполнить множественные аналитические определения параметров возмущающих тел определенного класса (уступ, параллелепипед, шар или горизонтальный цилиндр) и построить обобщенную границу, соединяющую (или огибающую) особые точки плотностных неоднородностей заданного модельного класса [6]. Пионером такого подхода в России является Ю.Я. Ващилов [2].

2.2. Выполнить автокорреляционное гравитационное зондирование (рис. 2).

2.3. Построить пространственное распределение особых точек методами отношений производных [1, 10]. На рис. 3 отчетливо картируется структура центрального типа плюмовой природы методом Трошкова-Грозновой. Особые точки группируются также в зонах разломов. За рубежом с этой же целью широкое распространение получил метод, использующий деконволюцию Эйлера [10].

3. Продолжением методов особых точек является метод моделирования распределений плотностной контрастности [7]. От других методов этого направления он отличается переменным размером скользящего окна, что позволяет измерять амплитуды гравитационных возмущений и, как следствие – исследовать вещественные свойства геологического пространства. Опыт тестирования этого метода в 12 районах Дальнего Востока России, в Западной Сибири, Восточном Китае, Австралии и на Северо-Западе США показал, что плотностная контрастность геологических сред, описываемая μ_z -параметром, является индикатором их реологического состояния. Высоким и повышенным значениям μ_z -параметра соответствуют древние жесткие метаморфические блоки кратонов и террейны кратонного типа, а низким и пониженным значениям – зоны дробления и трещиноватости, аккреционные призмы и турбидитовые террейны, а так же зоны флюидно-гидротермальной проработки в разломах и апикальных частях структур центрального типа разного ранга. Применение этого метода позволяет решать широкий круг специфических геологических задач:

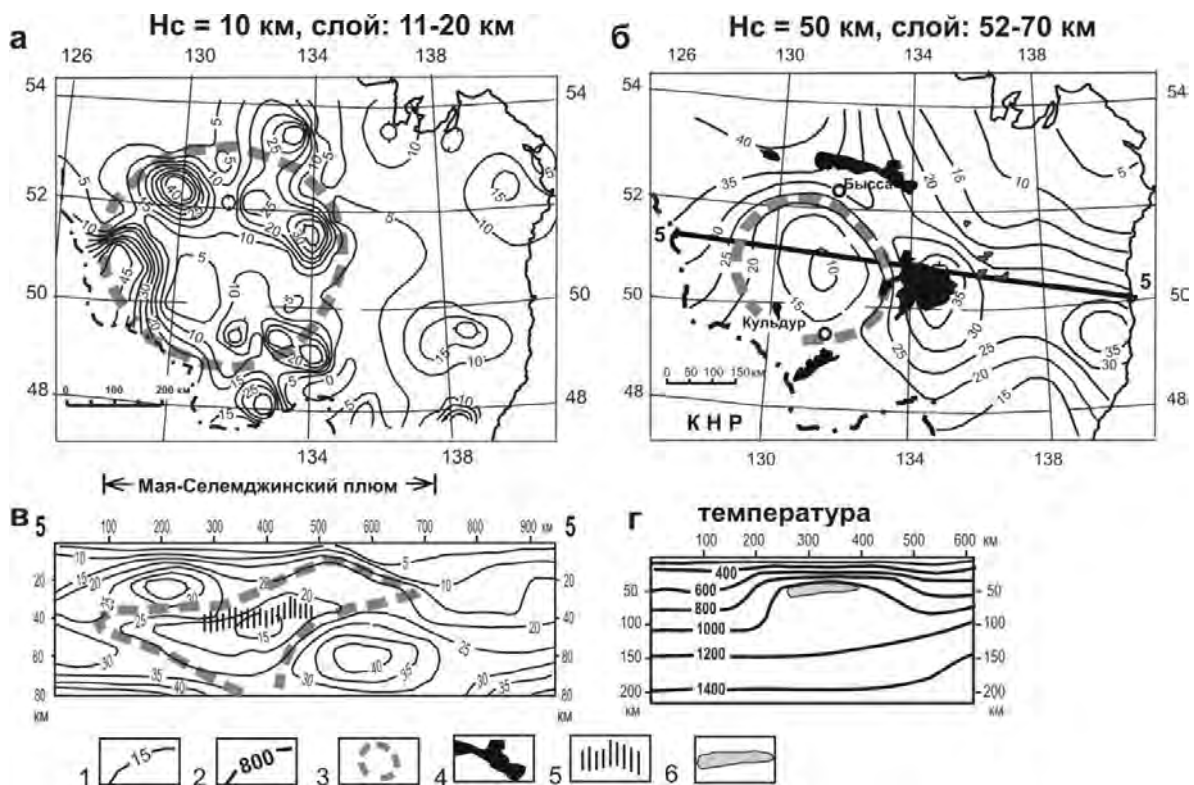


Рис. 4. Плотностная контрастность (а-в) и температура (г) в голове Мая-Селемджинского плюма

1–2 – изолинии плотностной контрастности (1 ед. = 10^{-2} кг / м²/км) и температуры °С; 3 – контуры плюма; 4 – мел-палеогеновые-четвертичные вулканиты; 5 – зона пониженных скоростей сейсмических волн в разрезе «в»; 6 – зона частичного плавления. H_c – глубина среза μ_z – модели

3. Изучение реологии и геометрии структур центрального типа разного ранга в 3D-постановке (рис. 4).

4. Диагностика структур растяжения, надвигания и пододвигания (субдукции) в земной коре и литосфере. Пример картирования зоны растяжения показан на рис. 5, где разрыву нижнего слоя литосферы под впадиной Сунляо соответствует минимум плотностной контрастности, сопровождаемый понижением скорости сейсмических волн.

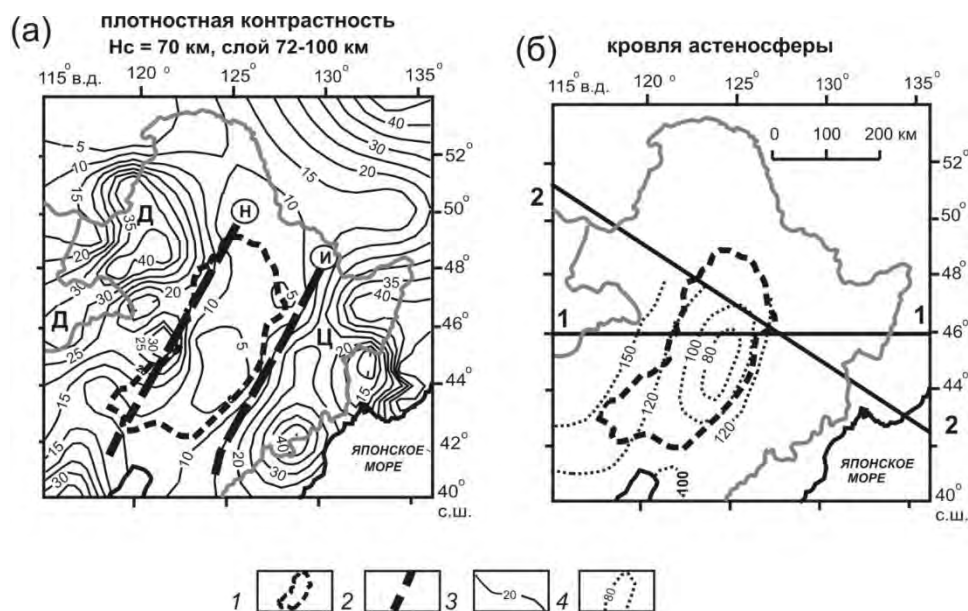


Рис. 5. Распределения плотностной контрастности (а) и схема рельефа кровли низкоскоростного слоя (б) у подошвы литосферы Северо-Восточного Китая

1 – рифтогенная впадина Сунляо; 2 – глубинные разломы: Н – Ниндзянский, И – Илань-Тунский; 3 – изолинии плотностной контрастности (1 ед. = 10^{-2} кг/м²/км); 4 – изолинии глубин низкоскоростного сейсмического слоя, км. Выступы кристаллического фундамента: Д – Дягдагачинский, Ц – Цзямусинский. Нс – глубина среза μ_z -модели

5. Выяснение особенности сочленения литосферных сегментов по формам пространственных взаимоотношений жестких пластин (максимумам плотностной контрастности). В частности, выявлено повсеместное расщепление литосферы Тихоокеанской плиты на коровую и нижнюю литосферную пластины на границе с континентальными сегментами (рис. 6). В связи с этим подтверждена и наполнена конкретным содержанием [4] модель двухъярусной коллизии литосферных плит, впервые предложенная Л.И. Лобковским [3].

Вероятностно-детерминированные модели распределений плотностных неоднородностей существенно облегчают выбор начальных приближений к обычным плотностным моделям в районах с недостаточной априорной информацией, поскольку в этом случае прямая линейная задача решается в средах с предварительно закрепленными границами. Доверие к вероятностно-детерминированным моделям повышается, когда результаты моделирования разными методами совпадают, а при совпадении результатов трех и более методов они могут быть признаны однозначными.

Вероятностно-детерминистские модели легко трансформируются в привычные плотностные модели (рис. 7) путем решения прямой линейной задачи в среде с закрепленными (по данным вероятностного моделирования) границами, что существенно ограничивает круг эквивалентных решений в районах с недостаточной, неопределенной, противоречивой, или отсутствующей априорной информацией. Распределения плотностных неоднородностей (рис. 7, в, г) и сейсмические модели (рис. 7, а) однозначно доказывают пассивную природу Байкальского рифта. От активных рифтов он отличается нормальной мощностью земной коры (рис. 7, а) и литосферы (рис. 7, г), отсутствием базальтов в зоне рифта (рис. 7, б) и наклонным положением вязкого детачмента (рис. 7, в).

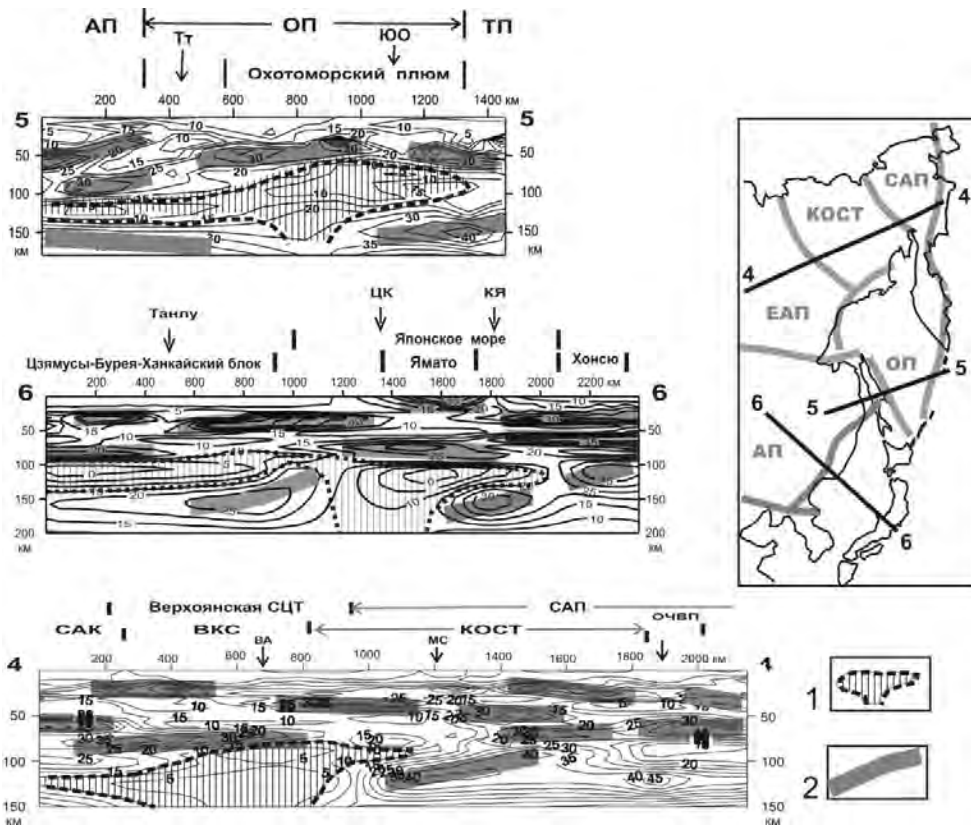


Рис. 6. Сочленение литосферных сегментов на границах плит: Охотоморской и Амурской (разрез 5–5), Тихоокеанской и Амурской (разрез 6–6), Северо-Американской и Евразийской (разрез 4–4)

1 – жесткие пластины; 2 – астеносфера. Другие обозначения на рис. 14. Плиты: ЕАП – 1 Евразийская, САП – Северо-Американская, ОП – Охотоморская, АП – Амурская; структуры: ВКС – Верхояно-Колымская складчато-надвиговая система, КОСТ – Колымо-Омолонский супертерреин; рифты: Т – Татарский, ВА – Верхне-Адычанский, МС – Момо-Селеняхский (Момский), ЮО – Южно-Охотский, ОЧ – Охотско-Чукотский, ЦК – Центральный в Японском море, Я – Ямато

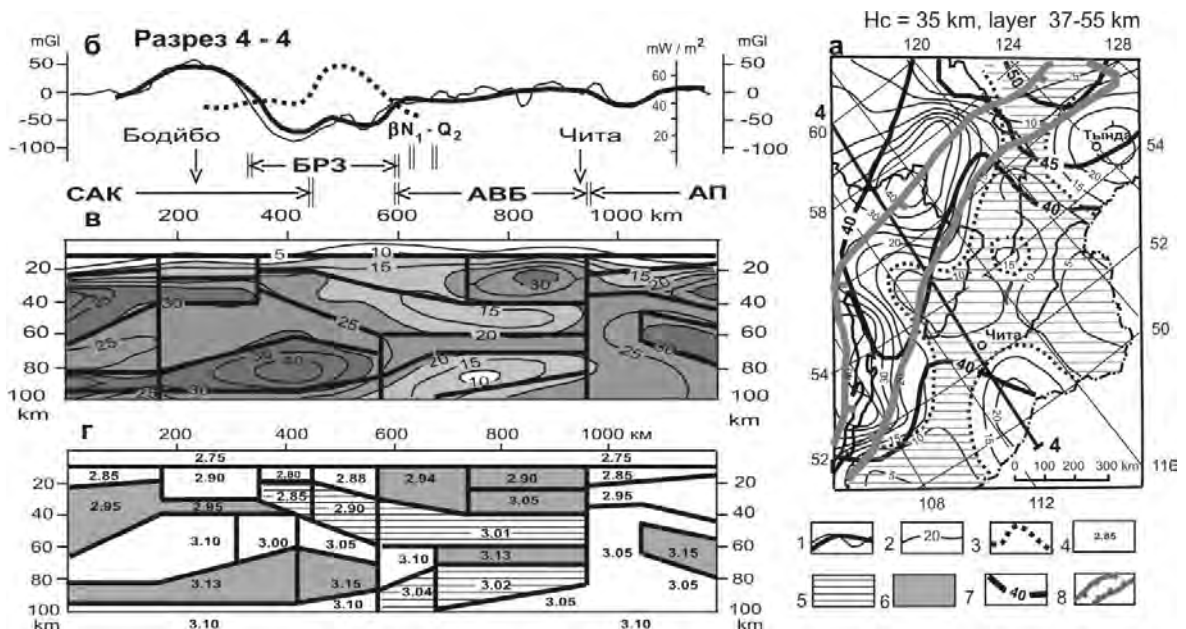


Рис. 7. Гравитационная реологическая модель Байкальской рифтовой зоны: план (а), графики геофизических аномалий (б), реологический (в) и плотностной (г) разрезы

1 – гравитационные аномалии: наблюдаемые (тонкая линия) и расчетная (толстая линия); 2 – изолинии плотностной контрастности на плане «а» и в разрезе «б» (1 ед. = 10^{-2} кг / м² / км); 3 – аномалия теплового потока; 4 – избыточная плотность блоков; 5 – зона пониженной вязкости в переходном слое кора-мантия; 6 – жесткие тектонические пластины; 7 – изопохиты подошвы земной коры по сейсмическим данным на схеме «а» [Суворов, 1999]; 8 – Байкальская рифтовая зона. Именования сруктур: САК – Северо-Азиатский кратон, БРЗ – Байкальская рифтовая зона, АВБ – Ангаро-Витимский батолит, АП – Амурская плита

1. Блох Ю.И., Каплун Д.В., Коняев О.Н. Руководство по применению интегрированной системы SINGULAR. – М., 2003.
2. Вашилов Ю.Я. Блоковослоистая модель земной коры и верхней мантии. – М.: Наука, 1984. 240 с.
3. Лобковский Л.И. Геодинамика спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. – М.: Наука, 1988. 256 с.
4. Петрищевский А.М. Гравитационные модели двухъярусной коллизии литосферных плит на Северо-Востоке Азии // Геотектоника. 2013. № 6. С. 60–83.
5. Петрищевский А.М. Гравитационные автокорреляционные индикаторы глубинных геологических структур // Тихоокеанская геология. 2004. Т. 23. № 4. С. 13–24.
6. Петрищевский А.М. Методы особых точек при интерпретации гравитационных аномалий в Дальневосточном регионе России // Геофизика. 2013. № 6. С. 38–47.
7. Петрищевский А.М. Гравитационный метод оценки реологических свойств земной коры и верхней мантии (в конвергентных и плюмовых структурах Северо-Восточной Азии). – М.: Наука, 2013. 192 с.
8. Страхов В.Н. О состоянии и проблемах геологической интерпретации данных гравитационных и магнитных наблюдений. Разведочная геофизика СССР на рубеже 70-х годов. – М.: Недра, 1974. С. 113–122.
9. Bansal A.R., Dimri V.P., Sagar G.V. Depth Estimation from Gravity Data Using the Maximum Entropy Method (MEM) and the Multi Taper Method (MTM) // Pure Appl. Geophys. 2006. Vol. 163. P. 1417–1434.
10. FitzGerald D., Reid A., McInerney P. New discrimination techniques for Euler deconvolution // Computers & Geosciences. 2004. Vol. 30. P. 461–469.

ОЦЕНКА И АНАЛИЗ ШУМОВОЙ КОМПОНЕНТЫ МАГНИТНОГО ПОЛЯ ТЕРРИТОРИИ ЦЕНТРАЛЬНОГО ВЬЕТНАМА С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ КОМПЬЮТЕРНОЙ ТЕХНОЛОГИИ «КОСКАД 3D 2021» ДЛЯ РЕШЕНИЯ ЗАДАЧ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО КАРТИРОВАНИЯ

А. В. Петров¹, Т. Х. Фан²

1 – Российский государственный геологоразведочный университет им. Серго Орджоникидзе (МГРИ),
г. Москва, petrovstud@mail.ru

2 – Ханойский горно-геологический университет Вьетнама, г. Ханой, phanthihong@humg.edu.vn

При разложении магнитного и гравитационного полей на составляющие было отмечено, что высокочастотная составляющая магнитного поля, в отличие от гравитационного, содержит содержательную информацию, которая после определенных преобразований, может быть включена в процесс интерпретационной обработки данных магниторазведки. В то же время высокочастотная составляющая гравитационного поля обычно характеризуется мозаичностью и отсутствием протяженных по площади аномальных объектов.

Методологически процедура оценки энергии шумовой компоненты магнитного поля включает последовательное выполнение следующих шагов:

- разложение наблюдаемого магнитного поля dT на составляющие с использованием автоматической процедуры технологии «КОСКАД 3D 2021», базирующейся на последовательной двумерной адаптивной энергетической фильтрации в скользящем окне «живой» формы;
- фильтрация самой высокочастотной составляющей магнитного поля, полученной на предыдущем шаге, с использованием энтропийного фильтра, для оценки «шумовой» компоненты поля;
- исключение ураганных значений из «шумовой» компоненты магнитного поля и его центрирование, то есть приведение к нулевому среднему;
- оценка энергии «шумовой» компоненты магнитного поля путем приведения отрицательных значений к положительным посредством взятия абсолютной величины;
- сглаживание результата, полученного на предыдущем шаге, путем адаптивной фильтрации в скользящем окне «живой» формы».

На рис. 1 приведена оценка самой высокочастотной (шумовой) компоненты магнитного поля после использования процедуры автоматического разложения поля на составляющие компьютерной технологии статистического и спектрально-корреляционного анализа данных «КОСКАД 3D 2021». Диапазон изменений исходного магнитного поля и высокочастотной составляющей поля, с учетом экстремальных значений, составляет 1000 и 30 нТ соответственно.

Поле абсолютных значений шумовой компоненты магнитного поля приведено на рис. 2. Здесь же, справа, приводится результат сглаживания абсолютных значений шумовой компоненты с использованием процедуры адаптивной энергетической фильтрации в окне «живой» формы компьютерной технологии «КОСКАД 3D 2021».

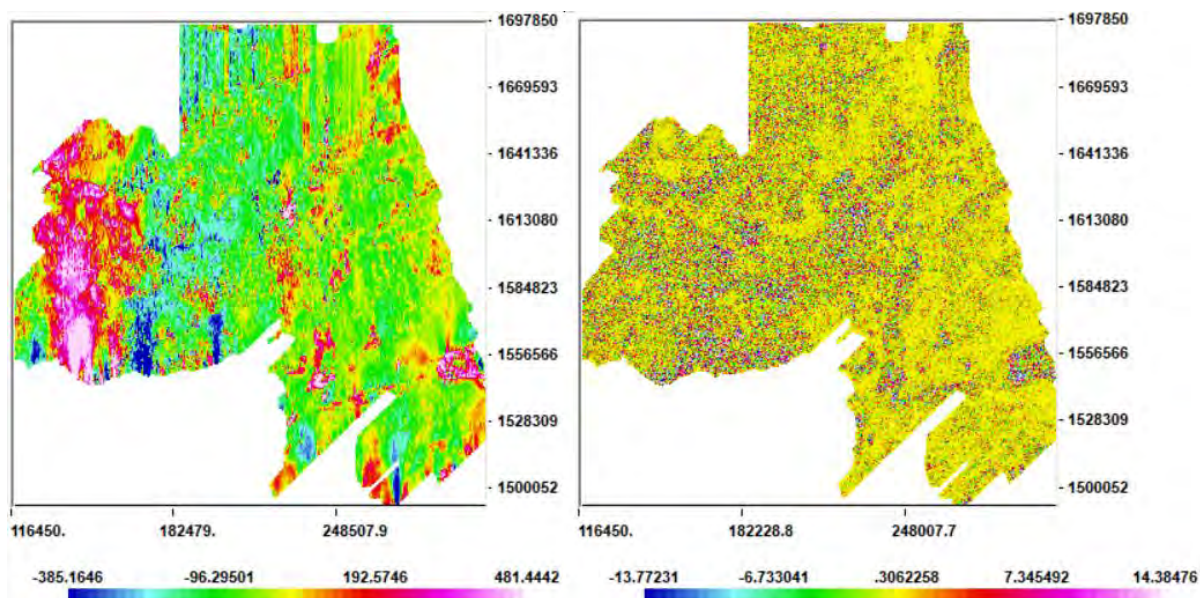


Рис. 1. Магнитное поле дТ, приведенное к полюсу (слева), оценка шумовой компоненты магнитного поля (справа)

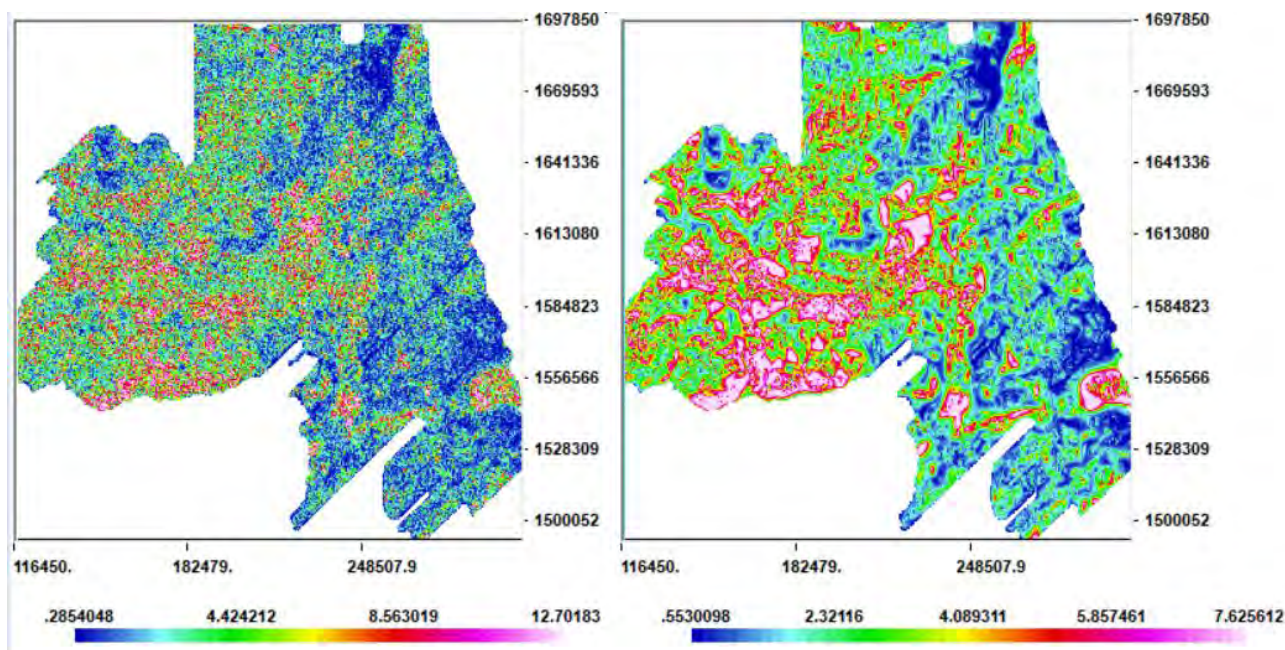


Рис. 2. Поле абсолютных значений шумовой компоненты магнитного поля дТ (слева), результат сглаживания поля абсолютных значений шумовой компоненты (справа)

Совершенно очевидно, что полученный результат оценки шумовой компоненты магнитного поля абсолютно не коррелируется с исходным магнитным полем и включает дополнительную информацию об особенностях наблюдаемого магнитного поля dT. При этом разброс значений оценки шумовой компоненты магнитного поля лежит в диапазоне 7 nT.

Анализ полученных результатов оценки шумовой компоненты магнитного dT позволяет сделать следующие выводы:

- характер шумовой компоненты магнитного поля dT содержит дополнительную полезную информацию о структурных элементах анализируемой площади, скрытых в исходных данных;

- отчетливо прослеживается наличие тренда в поле шумовой компоненты магнитного поля dT, который заключается в уменьшении ее значений в направлении запад-восток;

- минимальным значениям энергии шумовой компоненты соответствуют области в восточной части исследуемой территории, которые хорошо коррелируются с современными границами моря и уменьшения мощности осадочного чехла;

- максимальные значения энергии шумовой компоненты магнитного поля характерны для западной части исследуемой территории, где по имеющейся геологической информации отмечается уменьшение мощности пород осадочного чехла и общее повышение рельефа;

Такие особенности распределения шумовой компоненты магнитного поля по площади можно объяснить петрофизическими характеристиками пород кристаллического фундамента и осадочного чехла. Породы кристаллического фундамента содержат большое количество магнитных минералов, а осадочные отложения, наоборот, обладают небольшими значениями магнитной восприимчивости.

Таким образом особенности шумовой компоненты магнитного поля можно использовать при решении актуальной задачи интерпретационной обработки данных магниторазведки, а именно картирования положения пород кристаллического фундамента и оценки мощности осадочного чехла. Можно предположить, что там, где значения шумовой компоненты максимальны, мощность осадочного чехла минимальна или он совсем отсутствует. И наоборот, низким значениям энергии шумовой компоненты соответствуют области широкого распространения осадочных отложений большой мощности.

Характерные особенности поля энергии шумовой компоненты магнитного поля можно использовать и при решении задач выделения неоднородностей непосредственно в осадочном чехле, с целью картирования слабопроявленных отрицательных «нефтяных» аномалий и решения других задач структурной геологии.

1. Никитин А.А., Петров А.В. Теоретические основы обработки геофизической информации. Учебное пособие. – М., 2017. 127 с.

2. Петров А.В., Юдин Д.Б., Соели Хоу. Обработка и интерпретация геофизических данных методами вероятностно-статистического подхода с использованием компьютерной технологии «КОСКАД 3D» // Вестник Краунц. Науки о Земле. 2010. № 2. С. 126–132.

3. Петров А.В. Адаптивная фильтрация геополей // Геоинформатика. 1996. № 6.

4. Петров А.В., Солоха Е.В., Технология анализа геополей в скользящих окнах «живой» формы // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Материалы 33-й сессии Международного семинара им. Д.Г.Успенского. – Екатеринбург, 2006. С. 271–275.

5. Петров А.В., Трусков А.Н. Компьютерная технология статистического и спектрально-корреляционного анализа трёхмерной геоинформации КОСКАД 3D // Геофизика. 2000. 4. С. 29–33.

КОМПЛЕКСНЫЙ СТАТИСТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ МЕТОДОМ ГРУППОВОГО УЧЕТА АРГУМЕНТОВ

И.А. Пономаренко, О.М. Муравина

Воронежский государственный университет, г. Воронеж, *kochuma@yandex.ru, comovo@yandex.ru*

Метод группового учета аргументов – метод анализа данных на основе индуктивного моделирования. Он позволяет анализировать многокомпонентные системы и способен выявлять скрытые взаимосвязи между элементами, в том числе и нелинейные. Алгоритмы МГУА позволяют создать и протестировать множество вариантов математических моделей и определить модельное уравнение оптимальной сложности. Генерация моделей осуществляется комбинаторно на основе опорной функции. Лучшая модель выбирается по минимальным значениям внешних критериев. Внешние критерии рассчитываются по данным, которые не задействуются в процедуре определения структуры и параметров модели. Характер алгоритмов МГУА позволяет рассматривать его как альтернативу многоуровневым нейронным сетям [1].

Опыт применения МГУА для анализа петрофизической информации, накопленный в процессе исследований, выполняемых на кафедре геофизики Воронежского госуниверситета в течение последних десяти лет, не только подтвердил эффективность метода, но и позволил выработать практические приемы его использования. Важно отметить, что все исследования были выполнены при работе с фактической петрофизической информацией, аккумулированной в цифровой пространственной петрофизической базе данных кристаллических и осадочных пород региона Воронежского кристаллического массива. База данных содержит информацию о плотности, магнитной восприимчивости, остаточной намагниченности, удельном электрическом сопротивлении и поляризуемости (свыше 90 000 петрофизических определений) образцов керна кристаллических и осадочных пород по 5000 скважин [2, 3]. Пространственная привязка и геологическое описание сделали возможным формирование выборок данных о петрофизических характеристиках осадочных пород различного возраста и литологического типа и кристаллических пород, представляющих распространенные в пределах ВКМ магматические, вулканогенно-осадочные и метаморфические образования, которые позволили использовать идентификационный анализ МГУА для решения различных задач, связанных с обработкой, анализом, формализацией и эффективным применением петрофизической информации.

Для практической реализации МГУА разработана программа, адаптированная к работе с петрофизическими данными [4, 5].

Идентификационное моделирование МГУА позволяет получить комплексные модельные уравнения, объединяющие различные петрофизические параметры, геологические и пространственные атрибуты в виде полиномиальной зависимости различной степени сложности, что позволяет дать ее физическую трактовку и оценить степень влияния каждого фактора. О качестве петрофизических моделей можно судить по соотношению среднеквадратичной невязки модельных и экспериментальных значений со среднеквадратичным отклонением анализируемой выборки. Комплексное петрофизическое уравнение, полученное для пород, которые являются объектом исследования (определенного литологического типа, возрастной группы, структурно-вещественного комплекса, типа рудоносности) можно рассматривать как характерное именно для изучаемого объекта. Как показал опыт исследований [3, 6–9], подобные уравнения успешно используются для решения следующих задач:

– Робастное оценивание. Применение идентификационных уравнений автоматизирует процедуру выявления выбросов при работе с большим объемом информации и обеспечивает гибкий подход, позволяющий максимально полно использовать уникальные экспери-

ментальные данные. Технология робастного оценивания данных была применена при работе с петрофизической базой данных ВКМ и при формировании петроплотностной карты региона [2].

– Идентификация данных. Идентификация МГУА петрофизических данных позволяет повысить достоверность отнесения изучаемых пород к конкретным геологическим комплексам, так, например, анализ данных по 103 образцам нерасчлененной михайловской серии позволил 25 образцов пород по 10 скважинам с высокой долей вероятности отнести к породам александровской свиты [8, 9]. Комплексные петрофизические уравнения позволили выполнить оценку рудоносности никеленосных интрузий мамонского комплекса [7].

– Взаимосвязь петрофизических параметров. Взаимосвязи между различными петрофизическими параметрами необходимы в процедуре комплексной инверсии геофизических полей. МГУА были получены комплексные модели, связывающие плотность метаморфических и интрузивных пород ВКМ с удельным электрическим сопротивлением и магнитной восприимчивостью [8].

Представленные материалы свидетельствуют, что использование МГУА позволяет получить комплексную идентификационную модель, использование которой позволяет автоматизировать процесс обобщения и анализа петрофизических данных и формализовать различные петрофизические параметры для включения в процедуру комплексной интерпретации геофизических полей.

Научные исследования выполнены в рамках грантов РФФИ № 20-05-00190 и № 19-05-00336.

1. Муравина О.М. Метод группового учёта аргументов при анализе геофизических данных // Геофизика. 2012. – № 6. – С. 16–20.

2. Глазнев В.Н., Муравина О.М., Жаворонкин В.И., Лебедев И.П., Воронова Т.А. Петроплотностная карта докембрийского фундамента Воронежского кристаллического массива. – Воронеж, 2020.

3. Муравина О.М., Глазнев В.Н. Структурно-параметрические модели петрофизических параметров осадочного чехла Воронежской антеклизы // Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле Российской академии естественных наук. Геология, разведка и разработка месторождений полезных ископаемых. – 2014. – № 1. – С. 44.

4. Муравина О.М., Пономоренко И.А. Программная реализация метода группового учета аргументов при идентификационном моделировании геолого-геофизических данных // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. – Воронеж, 2016. – № 2. – С. 107–110.

5. Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ № 2021617896. GMDHmod / Пономаренко И.А. – Заявка № 2021616565. Дата поступления. 12.05.2021. Зарегистрировано в Реестре программ для ЭВМ 20.05.2021.

6. Муравина О.М. Возможности метода группового учета аргументов при статистической обработке петрофизических данных // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. – Воронеж, 2009. – № 2. – С. 150–154.

7. Муравина О.М., Чернышова М.Н., Жаворонкин В.И. Идентификационный анализ ультрамафит-мафитовых интрузий мамонского комплекса Воронежского кристаллического массива // Вестник КРАУНЦ. Серия: Науки о Земле. – 2019. – № 3 (43). – С. 89–98.

8. Муравина О.М., Пономаренко И.А., Минц М.В. Применение метода группового учета аргументов для анализа петрофизических данных // Вестник КРАУНЦ. Серия: Науки о Земле. – 2021. – № 3 (51). – С. 5–15.

9. Muravina O. M., Davudova E. I., Ponomarenko I. A. Possibility of identification of modeling in complex analysis geological and geophysical data // In Practical and Theoretical Aspects of Geological Interpretation of Gravitational, Magnetic and Electric Fields. Springer, Cham. – 2019. – P. 157–162.

СРАВНЕНИЕ ДВУХ ВЕКТОРНЫХ МЕТОДОВ ТРАНСФОРМАЦИИ ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ

Г.В. Простолупов

Горный институт УрО РАН, г. Пермь, *gena-prost@yandex.ru*

Аннотация: Рассмотрены методы векторной гравиметрии «Вектор» и «Полюс», разработанные в лаборатории геопотенциальных полей, а также некоторые теоретические аспекты полярного метода, находящегося в состоянии развития. Приведены примеры и сравнение двух методов на моделях геоплотностных разрезов. Оценены их возможности при локализации отрицательных разуплотнений в диапазоне глубин водозащитной и продуктивной толщ ВКМКС и некоторые различия при решении обратной задачи гравиметрии.

Ключевые слова: гравиметрия, аномалия, вектор, градиент, трансформация, разуплотнение.

В лаборатории геопотенциальных полей (Горного института УрО РАН) с 1990 г. ведется развитие методов гравиметрии, заложенных В.М. Новоселицким, основанных на вычислении и трансформации векторов потенциала поля. На первом этапе расчет проводился на калькуляторах, вектора вырисовывались на бумаге и сопоставлялись с геологической обстановкой. С появлением ЭВМ появилась программа «Вектор», которая непрерывно совершенствовалась. Настоящим прорывом стала идея размещения составляющих векторного разложения на вертикальной оси с интерполяцией между горизонтальными плоскостями, и получением 3D-куба – позже подобные разложения получили название томографических методов. Подобное было сделано и программно реализовано одними из первых не только в нашей стране, но и мировой практике, также проработаны теоретическое обоснование, осмысление и вопросы геологической интерпретации трансформант. Первые версии программы «Вектор» были разработаны в операционной системе DOS.

В целом, к векторным методам можно отнести методы, в которых обнаружение искомого аномального объекта (его координаты, размер, избыточная плотность, масса) в той или иной степени связаны с анализом направлений и величин скорейшего изменения потенциала силы тяжести и его производных в пространстве.

С 2000 г. началась адаптация системы «Вектор» к новым требованиям ОС Windows. Это привело к полному переустройству внешнего вида программы, ее рабочей области, однако функциональное наполнение сохранилось и усложнилось. Базовые элементы технологии – горизонтальные градиенты силы тяжести – стали вычисляться не только при помощи численных методов и триангуляционной сети, но и аналитически, при помощи истокообразных аппроксимаций. Новый программный модуль «Вектор» позволил обрабатывать геопотенциальные поля (гравитационные, магнитные) с применением векторных технологий, истокообразных аппроксимаций и полярных трансформаций.

Ряд технических ограничений, как например, размер сети наблюдений или размер трехмерной диаграммы, оказались сняты в новой версии программы. Это позволило проводить более детальные исследования территории и отказаться от предварительных манипуляций с массивами данных. При этом задействованы многозадачность операционной системы и многопроцессорность оборудования, что позволило комфортно обрабатывать большие объемы данных без ограничений по количеству точек [1].

В гравиметрических методах, в том числе и «Векторе» используется вертикальная производная потенциала V_z или вторые производные потенциала – горизонтальные градиенты V_{zx} , V_{zy} , первые можно измерять гравиметром, вторые можно вычислить или измерить градиентометром. В 2010 г. как продолжение развиваемого в лаборатории ГП направления векторной гравиметрии предложен новый метод, названный «Полюс», который задействует геометрические свойства векторов полного градиента потенциала в трехмерном пространстве – сходиться в сторону положительной массы и расходиться от нее в случае отрицательной.

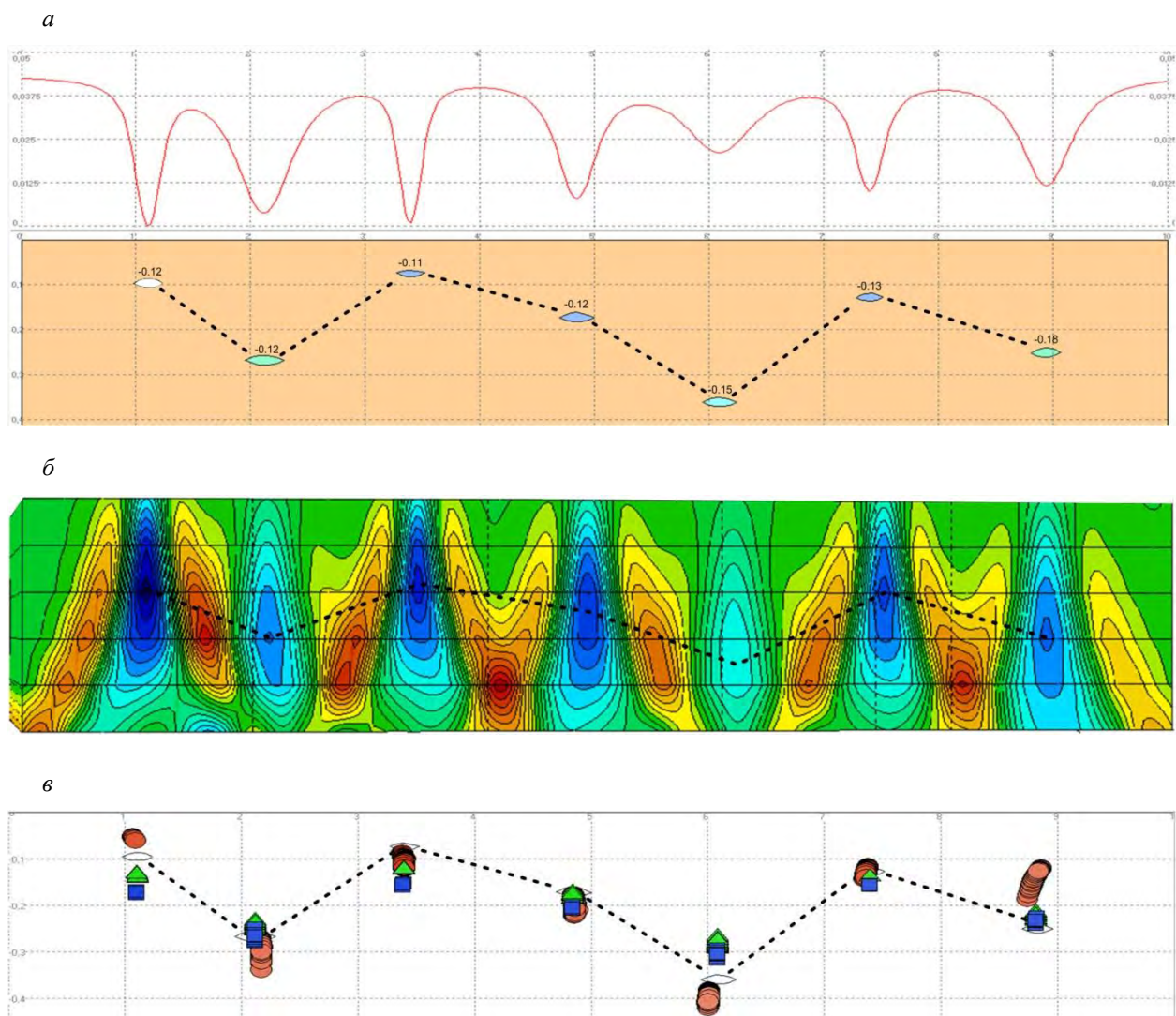


Рис. 1. Модель источников гравитационного поля и график Δg (а), вертикальное сечение трансформанты поля Δg , построенное в программе «Полюс» (б) и в системе «Вектор» (в)

Пересечения прямых – продолжений векторов дают точку-полюс, расположенную в области возмущающей массы, $-P_I$, P_{II} или P_{III} , в зависимости от того, поле какой производной порождает полюс. Однако при определении полного градиента потенциала ∇V необходимо знать его составляющие по осям координат, т. е. V_x , V_y и V_z . Значение V_z измеряется непосредственно гравиметром на пунктах съемки. Горизонтальные градиенты потенциала V_x , V_y не измеряются, но их можно вычислить, с помощью алгоритма истокообразных аппроксимаций поля [2]. Производные потенциала V вычисляются в следующем порядке. Сначала по имеющейся аппроксимационной конструкции вычисляется потенциал V . Затем вычисляются первые горизонтальная V_x и вертикальная V_z и вторая производная V_{zx} . Все эти вычисления можно провести аналитически, ввиду относительно слабого их расхождения вблизи нуля аргумента. V_{zz} вычисляется через потенциал V по двумерному аналогу формулы Гендерсона и Зитца, которая может быть получена путем преобразований уравнения Лапласа в конечно-разностном виде. Третья смешанная производная V_{zzx} вычисляется по второй вертикальной, а третья вертикальная производная вычисляется по упомянутой формуле через вертикальную производную V_z [3].

В методе «Полюс» добавилась еще одна характеристика – масса аномальных источников. Полюсы образуют скопления в области предполагаемого источника. Каждому такому скоплению точечных источников можно поставить в соответствие объем пространства и

аномальную гравитационную массу. При этом, поскольку одна аномалия поля обычно покрывается множеством полигонов и потому порождает целый ряд полюсов близких параметров, за избыточную массу M аномалиеобразующего тела в данном модельном представлении принимается среднее значение масс m_i всего множества точек в пределах одного скопления:

$$M = \sum_{i=1}^n m_i / n, \text{ где } m_i = |\vec{g}_i| \cdot r_i^2 / G, \text{ где } g_i - \text{ полная, восстановленная по компо-}$$

нентам V_x , V_y и V_z , сила притяжения i -го источника, r – расстояние до него, G – гравитационная постоянная, n – количество полюсов, объединенных в скопление.

Отличие диаграмм скоплений полюсов от диаграмм поля в системе Вектор заключается в том, что в трехмерном виде изображается схема расположения самих эквивалентных источников с условными характеристиками их размеров и массы, а не интерполированного в трехмерном пространстве поля.

Полюсы разных порядков P_I , P_{II} и P_{III} обладают разными свойствами по локализации источников. Исследования на моделях источников показали, что полюсы первых производных P_I локализуются с погрешностью или со смещением по горизонтали от источника и в целом имеют меньшую разрешающую способность разделять близкорасположенные тела, чем полюсы P_{II} и P_{III} . Однако P_I имеет хорошие локализационные свойства при определении глубин изолированных источников [4].

Рассмотрим некоторые характеристики метода «Полюс» и сравнение с системой «Вектор». Гравитационное влияние семи источников показано на рис. 1, а. Аномальная плотность источников колеблется от $-0,11 \text{ г/см}^3$ и до $-0,18 \text{ г/см}^3$. Локализация полюсов P_I , P_{II} и P_{III} на модели семи источников с отрицательной плотностью относительно вмещающих пород, построенная в программе Polus2d, показана на рис. 1, б. Обнаружен разнонаправленный характер разброса полюсов относительно источников. Можно отметить, что свойства локализации полюсов имеют взаимодополняющий характер, в совокупности способствуя более точному определению координат источника поля.

Для сравнения, данные модельного поля Δg (рис. 1, а) обработаны по технологии векторного сканирования. Сечение трехмерной трансформанты приведено на рис. 2, в. Можно отметить более обобщенный результат локализации источников, но наблюдается хорошо различимая дифференциация по глубинам аномалий в соответствии с расположением источников. Ранее подобный эксперимент был проведен с программой «Вектор» (DOS), результат был менее выразительным.

Возможность применения программы Polus2D при геологической интерпретации детального гравитационного поля рассмотрим на примере схематичного плотностного разреза, имитирующего строение Верхнекамского месторождения калийных солей (ВКМКС). В карналлитовой зоне, покровной каменной соли и нижней части терригенно-карбонатной толщи разреза смоделированы разуплотнения (рис. 2, а). Гравитационный эффект от всей модели можно видеть на графике V_z . Методом истокообразных аппроксимаций по рассчитанным значениям V_z получены величины производных потенциала V_z , V_x , V_y , а также высшие производные V_{zx} , V_{zy} , V_{zz} , V_{zzx} , V_{zzy} , V_{zzz} . По ним построены градиенты ∇V , ∇V_z , ∇V_{zz} и рассчитаны координаты пересечений полных векторов в пространстве, в результате чего определены явные отрицательные полюсы P_I^- , P_{II}^- , и P_{III}^- . Полюсы второго P_{II}^- и третьего порядков P_{III}^- показали наилучшее совпадение с отрицательными зонами плотностей (рис. 2, б).

Поле от данной модели обработано в псевдотрехмерном варианте в системе «Вектор». Источники локализовались с хорошей точностью по горизонтали и менее точно по вертикали. Решение обратной задачи в данном случае можно назвать скорее качественным, чем количественным. Фактором снижающим точность локализации по вертикали явилась дискретность диаграммы по оси z и закономерное тяготение локализаций к разностным горизонтальным слоям. В целом не стоит забывать и о вероятности несоответствия глубины залегания пологого горизонтально залегающего источника глубинам локализации аномалий при томографической трансформации поля источника [5].

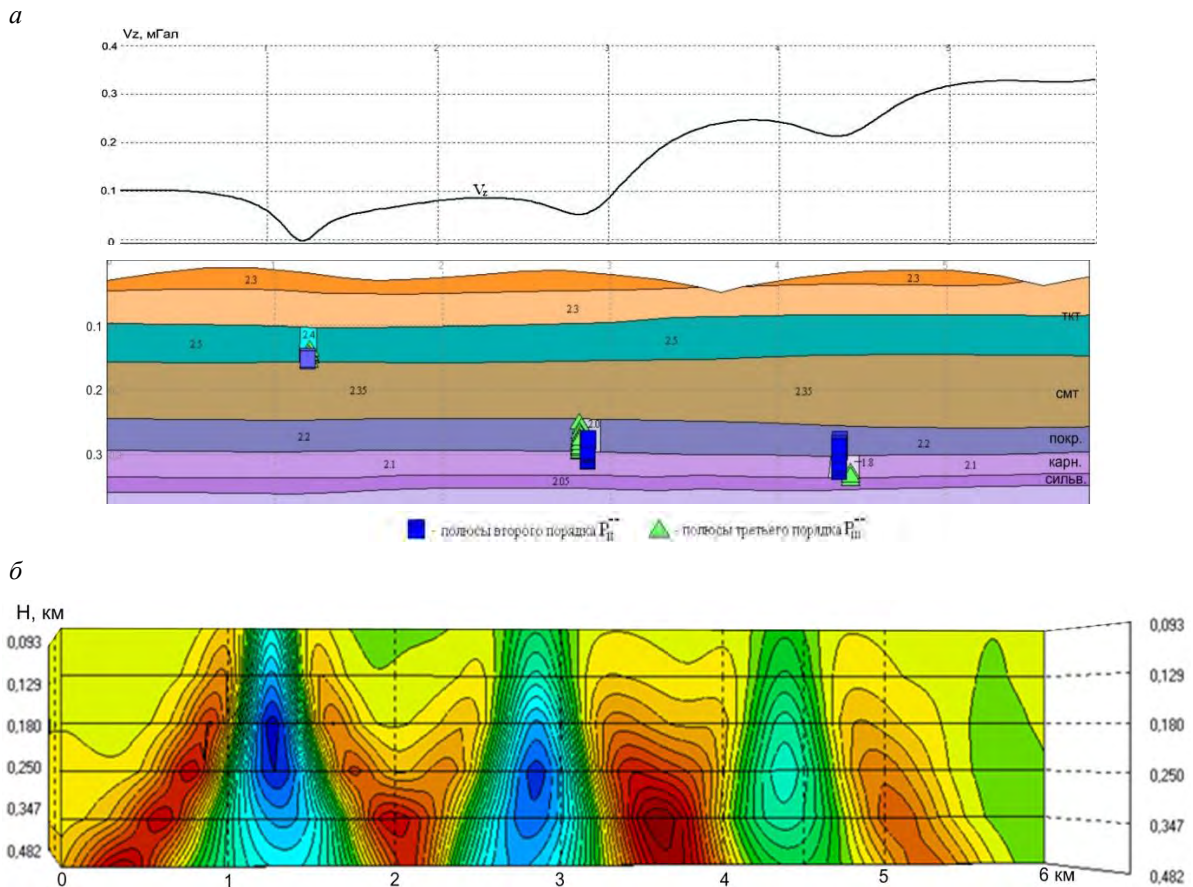


Рис. 2. Модель разреза ВКМКС с разуплотнениями и ее гравитационный эффект V_z , локализация полюсов P_{II} , P_{III} на фоне разреза в программе Polus2D (а). Сечение трехмерной диаграммы, построенной по модельному полю, в системе «Вектор» (б)

Существуют и другие методы трансформации потенциальных полей, относящиеся к томографическим, системы: Коскад, Сигма-3Д, СПАН, методы аппроксимационной томографии и др.

Еще в конце прошлого века было отмечено, что «пользователи предпочитают работать с простыми и грубыми методами, но хорошо реализованными в компьютерных системах, а не с совершенными новыми способами, но требующими больших усилий и рутинной работы по подготовке исходного и результативного материала, а также большого времени для вычислений» [6]. Именно к таким методам можно отнести систему «Вектор» и др., представляющей удобный для восприятия куб интерпретационных данных, в результате «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...» [7].

Перспективы развития метода «Полюс» связаны с расширением использования трансформант высших производных в трехмерном пространстве: версия программы Polus2D предполагает получение трансформант первой, второй и третьей производной потенциала; трехмерная Polus3D пока располагает только инструментами по работе с первыми производными V_z , V_x , V_y .

В настоящее время, методы векторной гравиметрии, получившие свое начало еще при возникновении лаборатории геопотенциальных полей, остаются одним из главных инструментов по изучению объемного плотностного строения недр, на основании которого создаются тектонические схемы, восстанавливается история развития территорий, делается прогноз зон нефтегазонакопления, а также потенциально опасных участков разработки ВКМКС [8].

1. Тарантин М.В. Технологическое развитие системы «Вектор» // Стратегия и процессы освоения георесурсов: Сб. науч. трудов, вып. 14. – Пермь: ГИ УрО РАН, 2016. С. 163–165.
2. Долгаль А.С. Аппроксимация геопотенциальных полей эквивалентными источниками при решении практических задач // Геофизический журнал. Т. 21. 1999. С. 71–80.
3. Простолупов Г.В., Тарантин М.В. Полярная трансформация производных гравитационного потенциала // Геофизика. 2. 2013. С. 13–18.
4. Простолупов Г.В. Исследование свойств локализации полюсов относительно источников потенциального поля // Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей: Материалы 43-й сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского. – Воронеж: ВГУ, 2016. С. 187–190.
5. Бычков С.Г. Современные технологии интерпретации гравиметрических данных при исследованиях на нефть и газ // Нефтегаз. Дело: электрон. науч. журн. 2005. 22 с. http://www.ogbus.ru/authors/Buchkov/Buchkov_1.pdf.
6. Старостенко В.И. О теории и методах интерпретации данных гравиразведки и магниторазведки: некоторые соображения о потребностях сегодняшнего дня // Геофизика и математика: Материалы 1-й Всероссийской конференции. – М.: ИОФЗ РАН, 1999. С. 126–127.
7. Долгаль А.С., Шархимуллин А.Ф. «Гравитационная томография» – практика, опережающая теорию? // Геоинформатика. – Киев, 2009. 3. С. 59–67.
8. Щербинина Г.П. История создания методики «Вектор» // Горное эхо. 2008. № 3–4. С. 63–65.

НЕЙРОСЕТЕВАЯ 3D-ИНВЕРСИЯ ПОЛЕВЫХ ДАННЫХ ГЕОЭЛЕКТРИКИ С РАСЧЕТОМ АПОСТЕРИОРНЫХ ОЦЕНОК

Е.А. Родионов, М.И. Шимелевич, И.Е. Оборнев, Е.А. Оборнев

Московский геологоразведочный институт, г. Москва, evgeny_980@list.ru

Обратная задача магнитотеллурического зондирования (МТЗ) сводится к решению нелинейного операторного уравнения I рода в классе кусочно-постоянных решений, задаваемых на сетке параметризации θ_N размерности N . Аппроксимационный нейросетевой метод решения задачи [1, 2] основан на построении приближенного обратного оператора задачи (нейросетевого аппроксиматора) с использованием нейросетевых конструкций типа многослойного персептрона. Это позволяет находить распределение логарифма удельного сопротивления среды в ячейках заданной сетки параметризации по наблюдаемым данным МТЗ e_m , $m = 1, \dots, M$, в аналитическом виде

$$\lg \rho_n \approx \sum_{l=1}^{L_s} v_s^{nl} \lambda_s \left(\dots \sum_{l=1}^{L_1} v_1^{nl} \lambda_1 \left(\sum_{m=1}^M w_1^{lm} e_m \right) \dots \right), \quad n = 1, \dots, N, \quad (1)$$

где v_i^{nl} , w_i^{lm} , $i = 1, \dots, s$, – коэффициенты нейронной сети, которые определяются в процессе ее обучения на основе заранее рассчитанного множества решений прямых и обратных задач, называемого «банком решений». Нелинейность в конструкции (1) задается передаточными функциями λ_i , $i = 1, \dots, s$.

Для нахождения коэффициентов нейронной сети v_i^{nl} , w_i^{lm} , $i = 1, \dots, s$, решается следующая оптимизационная задача обучения нейронной сети

$$\sum_{p=1}^P \sum_{n=1}^N \left[\lg \rho_n^p - \sum_{l=1}^{L_s} v_s^{nl} \lambda_s \left(\dots \sum_{l=1}^{L_1} v_1^{nl} \lambda_1 \left(\sum_{m=1}^M w_1^{lm} e_m^p \right) \dots \right) \right]^2 \xrightarrow{v_i^{nl}, w_i^{lm}} \min, \quad (2)$$

где N – число параметров среды, P – объем банка решений. Расчет банка решений задача весьма трудоемкая, однако, это необходимо сделать всего один раз для заданного класса сред.

При обучении аппроксиматора применяются технологии («Deep Learning») с использованием сверточных нейронных сетей. Ядро свертки сети во входном слое сети формируется

на основе технологии построения локальных аппроксиматоров [3] и методов сжатия входных данных [1].

После нахождения коэффициентов нейронной сети построенный нейросетевой аппроксиматор тестируется на независимой тестовой выборке известных решений обратных задач, которые не использовались при обучении; таким образом, вычисляется собственная (интерполяционная) ошибка аппроксиматора. После решения оптимизационной задачи (2) решение обратной задачи по формуле (1) занимает доли секунды.

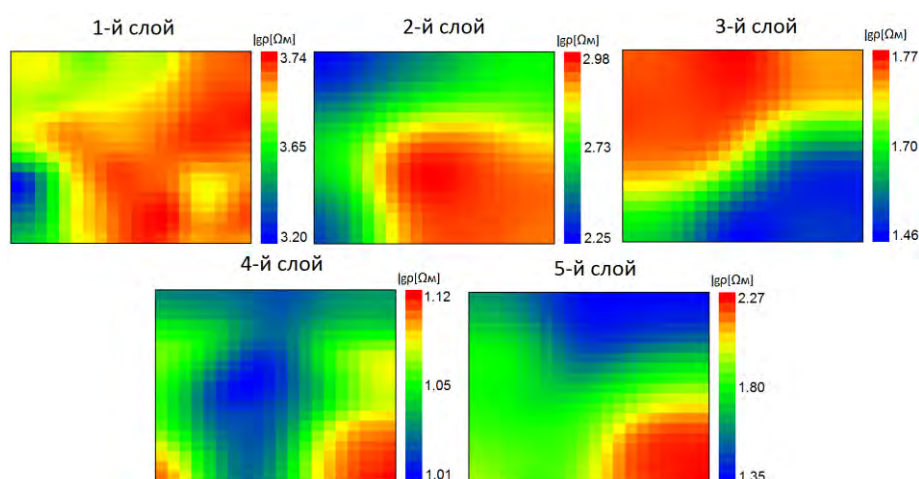
После получения первого нейросетевого приближения проводится кластеризация полученного распределения параметров среды, и рассчитывается множество решений в окрестности найденного с учетом пространственных границ полученных кластеров. За второе приближение принимается решение из этого множества с минимальной невязкой (меньшей, чем на предыдущей итерации). Эта процедура повторяется до тех пор, пока не будет найдено ни одного решения с меньшей невязкой в окрестности решения на предыдущей итерации.

В качестве модельного класса сред была выбрана пятислойная блочная модель с горизонтальными размерами 15×15 км. Мощности слоев составляют 50, 80, 250, 750 и 2000 м. В силу затухания поля с глубиной размеры блоков с глубиной увеличиваются. На 1-м слое количество параметров модели среды составляет 900, на 2-м, 3-м и 4-м – по 100 и на 5-м – 25. Таким образом общее число искоемых параметров данной модели – 1225.

Изложенный выше метод решения обратной задачи был успешно оттестирован на модельных данных для описанного выше класса сред.

В качестве инвертируемых полевых данных были выбраны площадные МТ наблюдения участка Северо-Пясинской площади, которые являются частью региональной съемки Енисей-Хатангского прогиба. Данные, полученные ООО «ЕМГЕО», представляют собой действительные и мнимые части четырех компонент тензора импеданса и двух компонент вектора Визе-Паркинсона (типпера) в диапазоне периодов $T = 0,0046\text{--}631$ с, шаг по пикетам и профилям примерно 500 м. Площадь наблюдения составляет $4,5 \times 5$ км и включает 10 профилей.

После получения первого нейросетевого приближения было проделано 5 итераций, в результате чего площадная невязка уменьшилась с 18,7% до 8,84%. Результаты инверсии (рисунок) качественно согласуются с инверсией, проведенной ООО «ЕМГЕО», значения найденных параметров среды в среднем различаются на 13,73%.



Распределение удельного сопротивления 5-ти горизонтальных срезов, полученное после проведения 6-й итерации по данным Северо-Пясинской площади

После проведения последней итерации были рассчитаны апостериорные оценки неоднозначности (погрешности) полученного решения [4].

Работа выполнена с использованием вычислительных ресурсов Межведомственного суперкомпьютерного центра Российской академии наук (МСЦ РАН) и с использованием оборудования Центра коллективного пользования сверхвысокопроизводительными вычислительными ресурсами МГУ имени М.В. Ломоносова.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда проект № 19-11-00333.

1. Алгоритм решения обратной задачи геоэлектрики на основе нейросетевой аппроксимации / М.И. Шимелевич, Е.А. Оборнев, И.Е. Оборнев, Е.А. Родионов // Сибирский журнал вычислительной математики. – 2018. – Т. 21. № 4. – С. 437–452. DOI: 10.15372/SJNM20180408

2. Аппроксимационный нейросетевой метод решения многомерных нелинейных обратных задач геофизики / М.И. Шимелевич, Е.А. Оборнев, И.Е. Оборнев, Е.А. Родионов // Физика Земли. – 2017. – № 4. – С. 100–109. DOI: 10.7868/S0002333717040093

3. Шимелевич М.И, Оборнев Е.А. Аппроксимационный метод решения обратной задачи МТЗ с использованием нейронных сетей / М.И. Шимелевич, Е.А. Оборнев // Физика Земли. – 2009. – № 12. – С. 22–38.

4. Численные методы оценки степени практической устойчивости обратных задач геоэлектрики / М.И. Шимелевич, Е.А. Оборнев, И.Е. Оборнев, Е.А. Родионов // Физика Земли. – 2013. – № 3. – С. 58–64. DOI: 10.7868/S0002333713030150

РЕЗУЛЬТАТЫ ПРИМЕНЕНИЯ ВЕРТИКАЛЬНОГО ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ПРИ ИЗУЧЕНИИ ТЕРРИГЕННОГО КОЛЛЕКТОРА ПРИ SAGD

К.В. Родионов, М.Ф. Салахова, М.С. Корнилов

Казанский федеральный университет, г. Казань, *rod_kv@mail.ru, milkatatar@mail.ru, maki-maks@mail.ru*

Электроразведочные методы, в том числе методы электрического зондирования, зарекомендовали себя эффективным инструментом при поисках мелкозалегающих залежей высоковязких нефтей и выделения зон распространения пара, возникающих в процессе применения метода SAGD для добычи битумов из песчаной пачки уфимского яруса (P_{2ss}) Ашальчинского месторождения, Татарстан [1, 2]. Проведенные работы на Ашальчинском месторождении показали видимое снижение сопротивление продуктивного пласта в районе паровой камеры [2]. Опираясь на полученный ранее опыт применения электроразведочных методов, мы поставили цель разработать экономически эффективную методику мониторинга вовлеченности в разработку продуктивного пласта при SAGD, используя метод вертикального электрического зондирования (ВЭЗ).

Полевые опытные работы проводились на месторождениях сверхвязкой нефти (СВН) Татарстана, входящем в Черемшано-Бастрыкскую группу. Закачка пара на месторождении была начата летом 2020 г. В пределах месторождения помимо горизонтальных скважин была пробурена сеть контрольно-измерительных (КИ) скважин, предназначенная для мониторинга различными методами. Забой скважин расположен несколькими метрами ниже подошвы битумонасыщенного пласта. На глубине 15 м от поверхности и на забое каждой скважины была размещена сборка из геофонов для сейсмического мониторинга, а также электроды, для изучения методом естественной поляризации и методом сопротивлений [3]. Кроме того, на забое скважин размещался терморезистор, для прямого контроля температуры. Данное оборудование было зафиксировано с помощью цемента.

За 2020–2021 гг. были выполнены одна базовая (май 2020 г.) и одна мониторинговая съёмка (май 2021 г.) методом ВЭЗ. Полученные материалы были использованы в качестве

исходных данных в представленной работе. Разносы ВЭЗ центрировались относительно устья КИ скважины. На каждой КИ скважине проводились ВЭЗ в крест расположения горизонтальных скважин на разносах от 1,5 до 500 м.

ВЭЗ проводилось с использованием генератора «Астра» и измерителя «МЭРИ», располагаемых около устья скважины. Также в ходе работ проводились 1–2 контрольных измерения.

По имевшемуся каротажу открытого ствола для каждой КИ скважины был построен обобщенная геоэлектрическая модель. Далее эта модель была скорректирована в программе «IP2Win», по полевым кривым ВЭЗ полученных в ходе базовой съёмки. Погрешность увязки полевой кривой с моделью была в пределах 2,5 %.

Зная геоэлектрическую модель в районе каждой КИ скважины в программе «IP2Win» были подобраны новые модели после проведения мониторинговых работ. При этом вариации подвергалась только сильно изменчивая верхняя часть разреза, а также сопротивление целевого пласта.

Расположение скважин в пределах месторождения показано на рис. 1. В ходе проведения исследований методом обратно взвешенных расстояний (ОВР) были построены карты кажущихся сопротивлений на май 2020 и 2021 гг. На момент базовой съёмки (рис. 1) наблюдается повышенное сопротивление пласта в районе КИ скважин 001, 004 и 007. Аналогичная картина сохранилась и в 2021 г. на момент мониторинговой съёмки. Это может быть связано, в том числе с большей нефтенасыщенной толщиной в данной зоне.

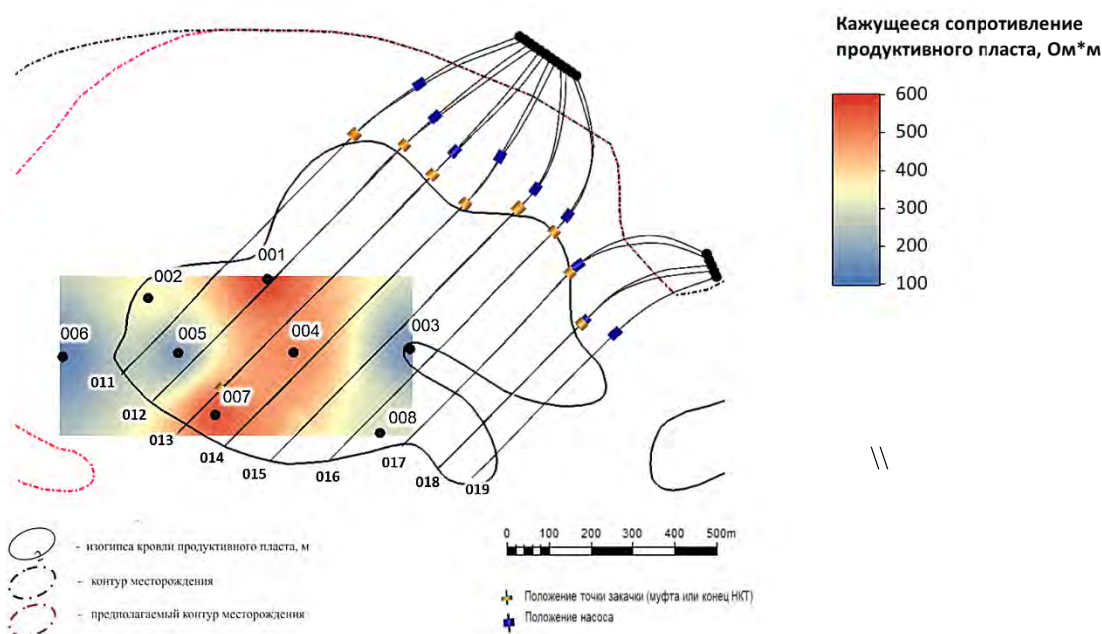


Рис. 1. Карта сопротивлений продуктивного пласта по результатам базовой съёмки (май 2020)

Поскольку карты сопротивлений плохо отображают произошедшие за год изменения, была построена карта разности сопротивлений (рис. 2). На ней видно, что наибольшее снижение сопротивлений произошло в районе скважин 001, 005, 007 и 008.

В качестве примера сопоставим данные ВЭЗ и термограмм в окрестности КИ скважины 001. К маю 2021 г. окрестность ближайшей добывающей скважины 012 по данным термограммы была прогрета до 147 °С. Рост температуры зафиксировался падением кажущегося сопротивления на 59,7 Ом · м (рис. 2) или на 10,6 % от начального сопротивления. Если взять район КИ скважины 003, видно, что в данной зоне наблюдается незначительный рост сопротивления пласта (+6,8 Ом · м). Это в целом согласуется с термограммами, т. к. прогрета скважины 015 в этой зоне не наблюдается, а прогрев скважины 016 не значителен (рис. 2). Вероятно, эта область пока не вовлечена в процесс разработки.

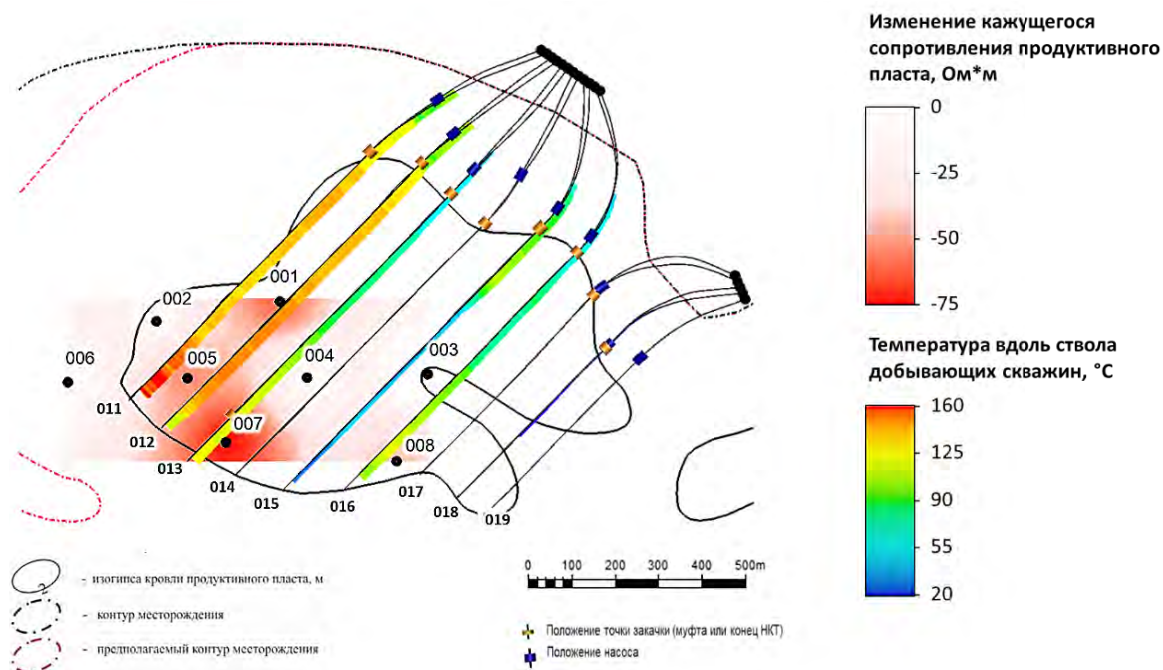


Рис. 2. Карта изменения сопротивления продуктивного пласта за 2020–2021 годы

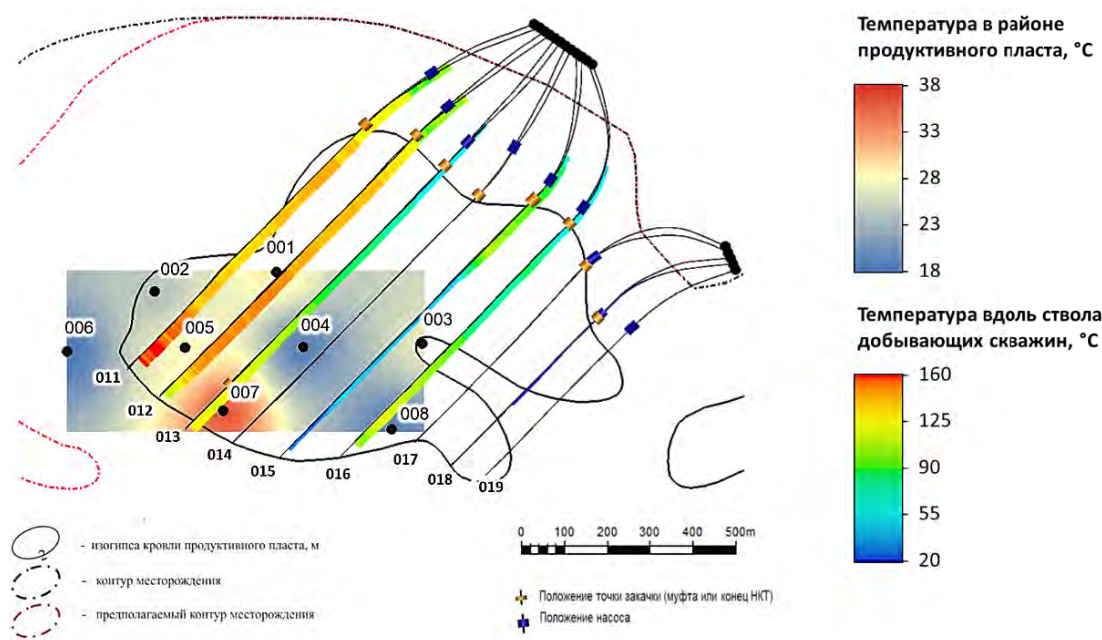


Рис. 3. Карта распределения температур продуктивного пласта по данным замеров термодатчиков КИ скважин (май 2021)

Если же взять распределение температур, рассчитанных по сопротивлению терморезисторов, в районе КИ скважин (рис. 3), то повышенные значения наблюдаются в скважинах 001, 003, 005 и 007. Высокие значения температуры в скважине 007 и значительное снижение сопротивления продуктивного пласта в этой зоне могут говорить о том, что пар от нагнетательной скважины 013 распространяется преимущественно в сторону КИ скважины 007. Изменения же в районе КИ скважин 001 и 005 меньше, чем в районе КИ скважины 007, несмотря на лучший прогрев соседних паронагнетательных скважин 011 и 012. Это может говорить, о том, что распространение пара в направлении КИ скважин 001 и 005 затруднено.

Совместный анализ термограмм и карт разностей сопротивлений в целом не выявил противоречий. Проведённые опытные работы показывают, что методика мониторинга

разработки мелкозалегающих СВН методом ВЭЗ способна выявлять изменения в продуктивном пласте. Получаемые результаты могут быть использованы в целях оптимизации управления закачкой пара при SAGD для обеспечения лучшего вовлечения запасов в разработку. Применение ВЭЗ может лечь в основу высоко рентабельной системы мониторинга разработки мелкозалегающих СВН без использования КИ скважин.

1. Бредников К.И., Хасанов Д.И., Червиков Б.Г. Применение метода дипольного электрического зондирования с измерением вызванной поляризации для поиска и разведки залежей природных битумов и высоковязкой нефти на территории Республики Татарстан // Нефтяное хозяйство. – 2014. – С. 2–4.

2. Sudakov V. et al. Downhole receiver based technology for geophysical monitoring of super-viscous oil deposits development by steam injection // Society of Petroleum Engineers – SPE International Heavy Oil Conference and Exhibition 2018. – 2018. DOI: 10.2118/193662-MS

3. Пат. 2693862 Российская Федерация, МПК G01V1/52. Сейсмoeлектрический скважинный погружной прибор / Д.И. Хасанов. – № 2018147524; заявл. 29.12.2018; опубл. 05.07.2019.

АНАЛИЗ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ СЕЙШЕЛЬСКО-МАСКАРЕНСКОГО ПЛАТО И ПРИЛЕГАЮЩИХ ГЛУБОКОВОДНЫХ КОТЛОВИН

Д.А. Рыжова¹, М.В. Коснырева¹, Е.П. Дубинин², А.А. Булычев¹

1 – Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва, *dasha_0292r@mail.ru*

2 – Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Музей землеведения, г. Москва

Введение. Северо-западная часть Индийского океана является уникальным районом, в структуре литосферы которого встречается немало хребтов и поднятий, сложенных континентальной корой. Сейшельско-Маскаренское плато является наиболее крупной и протяженной структурой этого типа. Она включает три различных морфоструктурных фрагмента: Амирантский хребет, Сейшельскую банку и Маскаренский хребет (рис. 1).

Кора Сейшельско-Маскаренского плато имеет разное строение на отдельных его фрагментах. Предположительно Сейшельская банка в значительной степени сложена докембрийским гранитным фундаментом, в строении коры Маскаренского хребта от банки Сайя де Малха до о. Маврикий преобладают палеоценовые базальты, а в коре Амирантского хребта – меловые базальты [6].

Океанические бассейны, окружающие Маскаренский хребет, имеют разный возраст и сложную картину эволюции. Западно-Сомалийский бассейн относится к позднеюрскому-раннемеловому периоду и связан с отделением Мадагаскара и Индии от Африки. Раскрытие Восточно-Сомалийского бассейна началась в палеоцене в связи с отделением от Индии Сейшельского микроконтинента, а формирование Маскаренского бассейна относится к позднемеловому периоду в результате отделения Индии от Мадагаскара.

Анализ гравитационного и магнитного полей района исследований. Маскаренский хребет проявлен положительными значениями аномалий поля силы тяжести в свободном воздухе (рис. 2, а). Форма аномалий практически полностью повторяет форму поднятий и седловин. Максимальные значения наблюдаются в южной части хребта, достигая 450 мГал над вулканическими островами Реюньон и Маврикий, которые проявлены изометричными локальными максимумами шириной 150–200 км. Для Амирантского хребта, Сейшельского поднятия, Банок Назарет и Сая де Малха характерны более низкие (до 120 мГал) значения аномального поля. Еще более низкие (менее 30 мГал) значения наблюдаются над Седловиной Сая-де-Малха. По периферии хребта, особенно его западной части, узкой полосой,

фиксируются резко отрицательные (до -150 мГал) аномалии в свободном воздухе. В пределах глубоководных бассейнов (Сомалийского, Маскаренского и Мадагаскарского) наблюдаются близкие к нулевым значения аномального гравитационного поля.

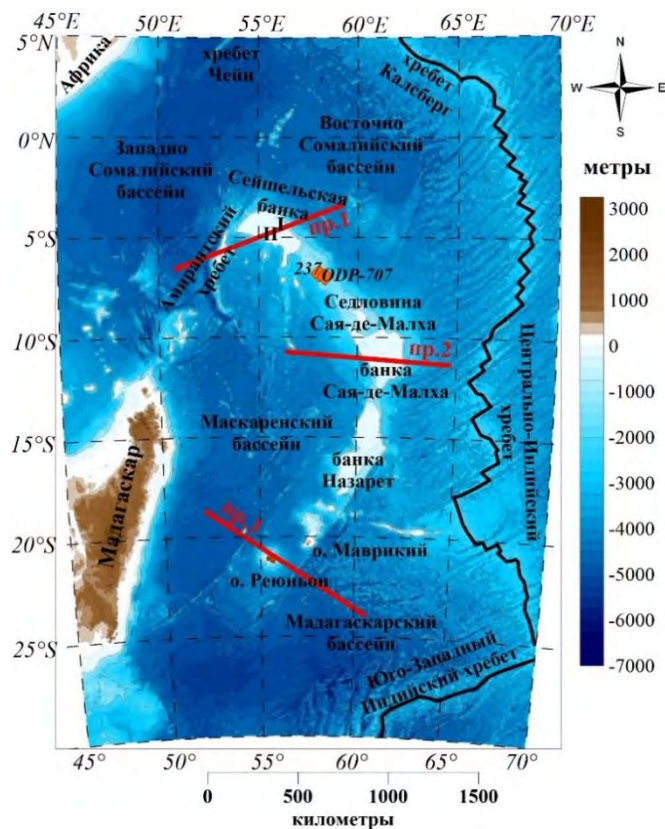


Рис. 1. Карта рельефа дна Сейшельско-Маскаренского плато и прилегающих котловин с расположением основных тектонических структур и профилей плотностного моделирования [9]

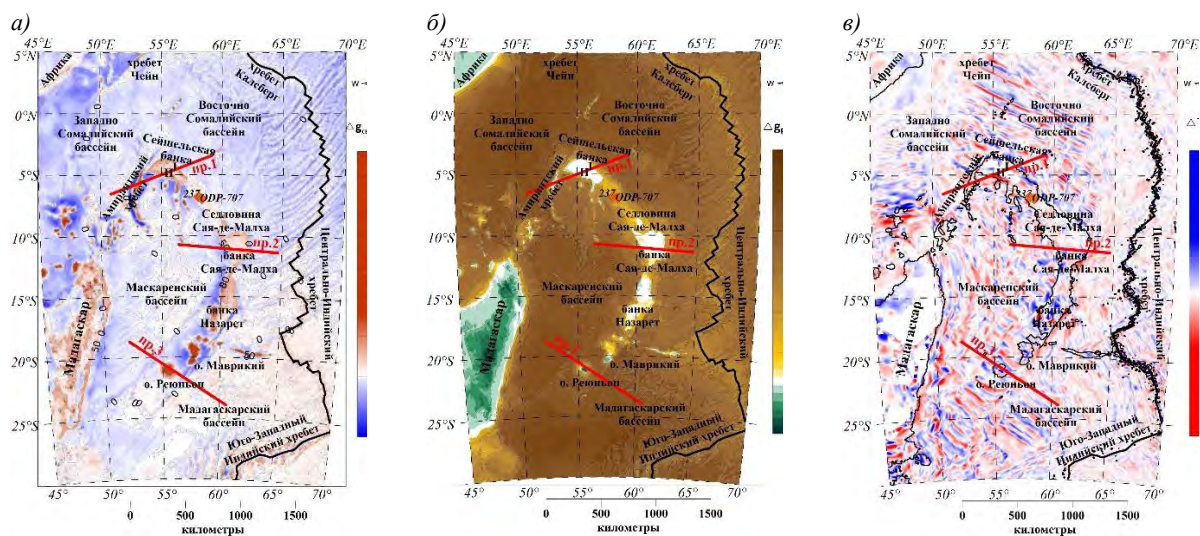


Рис. 2. Карты потенциальных полей участка исследования

а – аномальное поле силы тяжести в свободном воздухе [8]; *б* – аномальное поле силы тяжести в редукции Буге; *в* – аномальное магнитное поле [7]

В аномальном гравитационном поле в редукции Буге Маскаренский хребет проявлен положительными, но пониженными, значениями (рис. 2, б). Наиболее низкие значения наблюдаются над Сейшельским поднятием и Банкой Сая-де-Малха. В пределах Амирантского

хребта, Седловины Сая де Малха и банки Назарет амплитуда аномалий гравитационного поля увеличивается и достигает значений 150 мГал.

Аномальное магнитное поле в целом имеет характерное для океанической коры полосовое строение (рис. 2, в). Наиболее ярко такая структура поля проявлена в пределах глубоководных бассейнов Восточно-Сомалийского и Мадагаскарского, расположенных по восточной периферии Маскаренского хребта. Отсутствие магнитных данных в центральной части Сейшельско-Маскаренского плато, к сожалению, не позволяет дать полноценную характеристику этого участка. Однако, стоит отметить, что по периферии плато проявлены преимущественно изометричные положительные (до 200 нТл) аномалии магнитного поля размерами 40 ÷ 50 км.

Для разделения полей на составляющие, использованы различные методы преобразования (трансформации) полей, которые включали в себя пересчет в верхнее и нижнее полупространство, вычисление высших производных, метод Саксова–Нигарда и другие. В частности, анализ трансформант поля аномалий силы тяжести в редукции за свободный воздух и Буге показал, что глубинные структурные неоднородности находят свое отражение в полях, пересчитанных в верхнее полупространство. Так на рис. 3 представлены аномальные поля силы тяжести, пересчитанные на разные высоты и соответствующие различным частотным компонентам, отвечающим за плотностные неоднородности земной коры и верхней мантии.

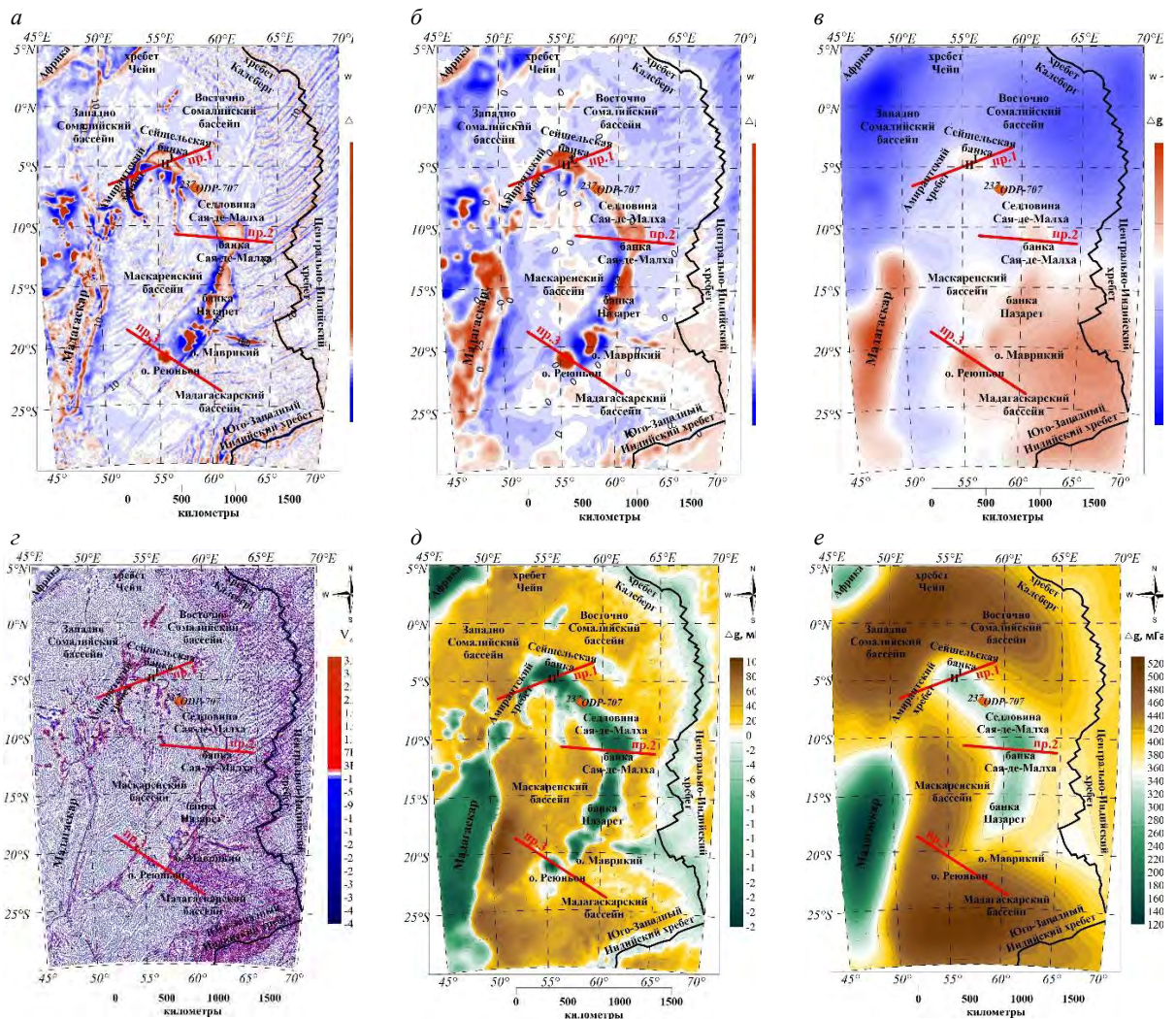
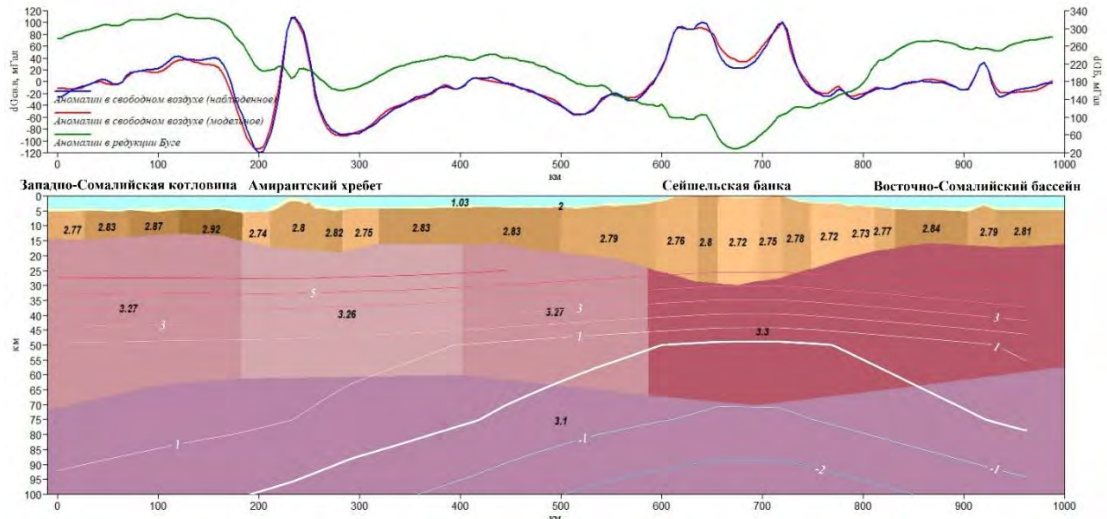


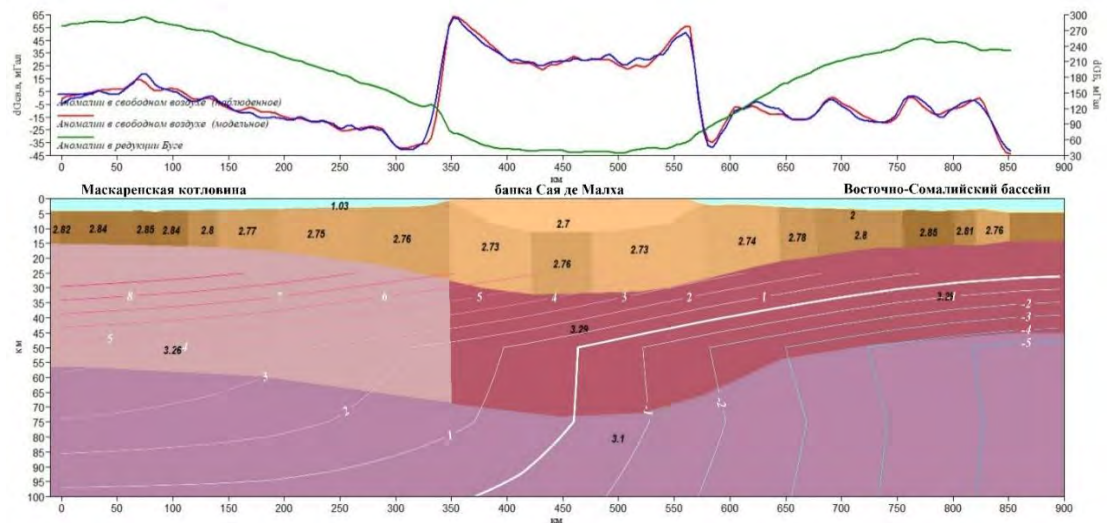
Рис. 3. Трансформанты аномального поля силы тяжести в свободном воздухе (а, б, в) и в редукции Буге (г, д, е), пересчитанные в верхнее полупространство

Высокочастотная (а), среднечастотная (б, д) и низкочастотная (в, е) компоненты, а также вертикальный градиент силы тяжести (г)

а



б



в

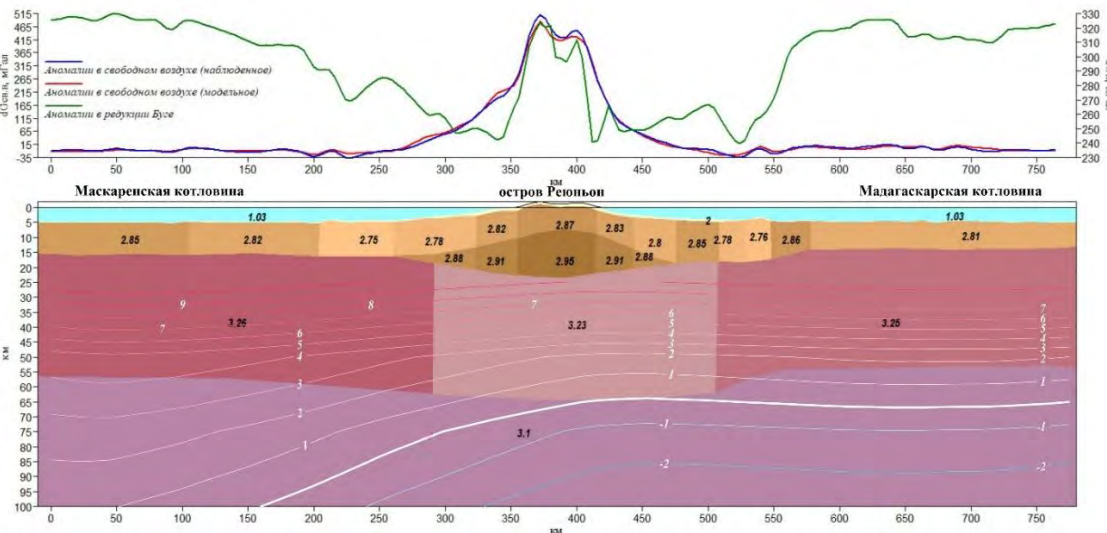


Рис. 4. Результаты двумерного плотностного моделирования по профилю 1 (а), профилю 2 (б) и профилю 3 (в)

Низкочастотная компонента гравитационного поля представлена полем аномалий силы тяжести в свободном воздухе и в редукции Буге, пересчитанных на высоту 150 км (рис. 3, в, е); среднечастотная компонента – полем разностных аномалий, пересчитанных на высоты 25 и 175 км для гравитационного поля в свободном воздухе (рис. 3, б), а для поля в

редукции Буге – 25 и 150 км (рис. 3, *д*); высокочастотная компонента – разностным полем между исходным и пересчитанным на высоту 50 км для поля силы тяжести в свободном воздухе (рис. 3, *а*), а также полем вертикального градиента аномалий Буге V_{zz} на нулевой высоте (рис. 3, *з*).

В поле высокочастотной компоненты V_{zz} лучше выделяются локальные особенности хребтов, которые представлены интенсивными локальными отрицательными аномалиями. В низкочастотной компоненте поля силы тяжести в редукции Буге бассейны характеризуются повышенными значениями интенсивностью около 500 мГал. Сейшельско-Маскаренское плато выделяется линейно вытянутой аномалией с пониженными значениями от 260 мГал до 356 мГал, в среднечастотной компоненте проявляется пониженными значениями. Остров Реюньон в гравитационном поле в редукции Буге выделяется изометричной интенсивной аномалией до –221 мГал.

Было проведено плотностное моделирование по трем профилям, через Амирантский хребет и Сейшельскую банку (рис. 4, *а*), которые занимают северное положение, через банку Сая де Малха (рис. 4, *б*), в центральной части Сейшельско-Маскаренского плато и через о. Реюньон (рис. 4, *в*), расположенный в южной части плато.

Для Амирантского хребта значения плотности составляют – 2,74–2,82 г/см³. В центральной части Сейшельской банки выявлен относительно разуплотненный блок с плотностью 2,72 г/см³, а по периферии – 2,77–2,84 г/см³. Для банки Сая де Малха характерна пониженная плотность коры (2,70–2,76 г/см³). Плотность блоков коры непосредственно под островом Реюньон достигает более 2,9 г/см³.

Заключение. Для выявления особенностей тектонических структур был проведен анализ потенциальных полей и их трансформант, а также построение двумерных плотностных моделей.

Западно-, Восточно-Сомалийская, Маскаренская и Мадагаскарская котловины в потенциальных полях и плотностном моделировании отображаются значениями, типичными для океанической коры. В магнитном поле они выделяются знакопеременными линейными аномалиями, имеют разный возраст и отражают сложную картину распространения морского дна. В поле силы тяжести в редукции Буге – повышенными до 450 мГал значениями поля, в свободном воздухе – наблюдаются близкие к нулевым значения аномального гравитационного поля.

В потенциальных полях Амирантский хребет, банки Сейшельская и Сая де Малха имеют наиболее низкие значения в гравитационном поле (до 30 мГал), что, по мнению большинства исследователей, свидетельствует о континентальной природе, слагающей их коры. Этот факт подтверждается плотностным моделированием, а также результатами морского бурения, вскрывшего гранитоиды позднепротерозойского возраста.

Острова Реюньон и Маврикий выделяются изометричными аномалиями в потенциальных полях. В аномальном гравитационном поле в свободном воздухе амплитуда аномалий достигает до 510 мГал и до 350 мГал. В поле силы тяжести в редукции Буге выделяются интенсивными пониженными значениями (–120 мГал и –50 мГал). Остров Маврикий представлен в аномальном магнитном поле изометричной отрицательной аномалией интенсивностью –195 нТл. Над островом Реюньон наблюдается аналогичная, но положительная аномалия интенсивностью более 500 нТл. Плотность блоков коры в центральной части, непосредственно под островом достигает 2,9 г/см³ по периферии уменьшается до 2,77 г/см³, что может говорить о значительной роли магматических пород и андерплейтинга, связанных с плюмовой активностью, в формировании структуры его коры.

1. Пушаровский М.Ю. Тектонические типы глубоководных впадин Индийского океана // Геотектоника. 2007. № 5. С. 23–37.

2. Шайхуллина А.А., Дубинин Е.П., Булычев А.А., Барановский М.С., Грохольский А.Л. Строение литосферы и условия формирования Чагос-Лаккадивского хребта (плотностное и физическое моделирование) // Вестник КРАУНЦ. Серия: Науки о Земле. 2020. № 4. С. 36–48.

3. Ashwal L.D., Demaiffe D., Torsvik T.H. Petrogenesis of Neoproterozoic granitoids and related rocks from the Seychelles: the case for an Andean arc origin // J. Petrol. 2002. Vol. 43. P. 45–83.

4. Ashwal L. D., Wiedenbeck M., Torsvik T. H. Archaean zircons in Miocene oceanic hotspot rocks establish ancient continental crust beneath Mauritius // *Natural communications*. 2017. P. 1–9.
5. Bhattacharya G.C., Yatheesh V. Plate-Tectonic Evolution of the Deep Ocean Basins Adjoining the Western Continental Margin of India – A Proposed Model for the Early Opening Scenario // *Petroleum Geosciences: Indian Contexts*. 2015. P. 1–61.
6. Mart Y. The tectonic setting of the Seychelles, Mascarene and Amirante plateaus in the Western Equatorial Indian Ocean // *Mar. Geol.* 1988. Vol. 79. P. 261–274.
7. Maus S., Barckhausen U., Berkenbosch H. EMAG2: A2–arc min resolution Earth magnetic anomaly grid compiled from satellite, airborne, and marine magnetic measurements // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems: Electron. J. of the Earth sci.* 2009. Vol. 10. № 8.
8. Sandwell D.T., Müller R.D., Smith W.H.F., Garcia E., Francis R. New global marine gravity model from CryoSat-2 and Jason-1 reveals buried tectonic structure // *Science*. 2014. Vol. 346. № 6205. P. 65–67.
9. Smith W.H.F. and Sandwell D.T. Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings // *Science*. 1997. Vol. 277. P. 1957–1962.

АНАЛИЗ ПОТЕНЦИАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ ПОДНЯТИЙ АЙЛОС ОРКАДАС И МЕТЕОР

Д.А. Рыжова¹, М.В. Коснырева¹, А.И. Толстова¹, Е.П. Дубинин², А.А. Булычев¹

1 – Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва, *dasha_0292r@mail.ru*
2 – Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Музей землеведения, г. Москва

Исследуемые поднятия Айлос Оркадас и Метеор, расположенные в южной части Атлантического океана являются сопряженными асейсмическими хребтами, образованными в позднем меловом периоде – раннем палеоцене в результате формирования нового срединного хребта (южный сегмент Срединно-Атлантического хребта) на старой океанической литосфере [1].

Поднятие Айлос Оркадас расположено в западной части от Срединно-Атлантического хребта между 30° и 21° з. д. и имеет морфологию хребта длиной около 500 км (рис. 1, а). Эта структура прилегает к среднемеловой коре котловины Георгия. В северной части поднятия Айлос Оркадас соединяется с Агульяс-Фолклендским трансформным разломом, а в центральной части образует относительно ровное плато.

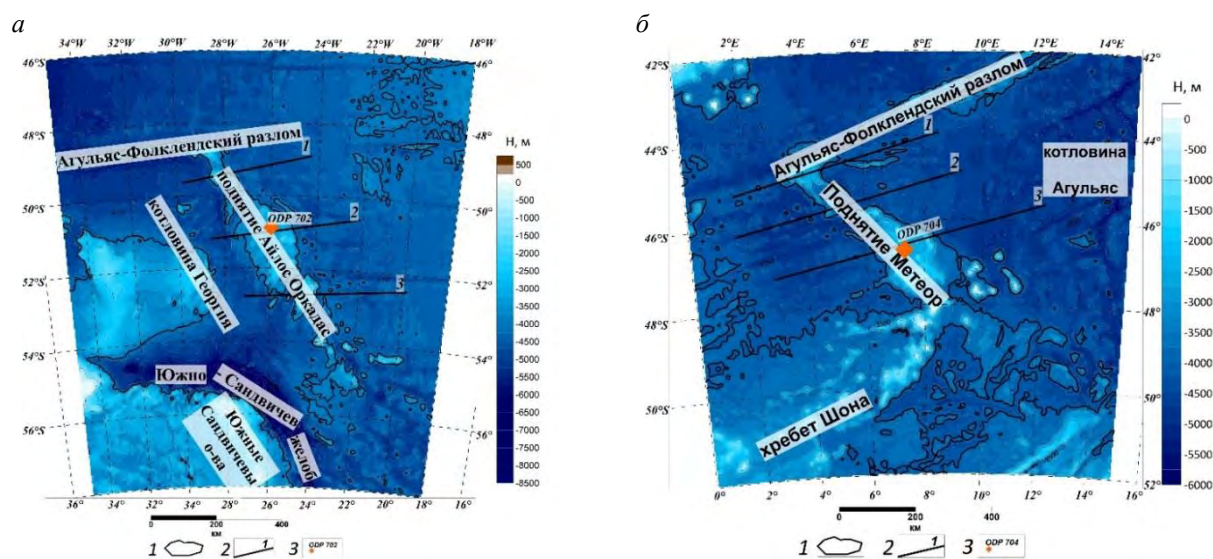


Рис. 1. Батиметрические карты поднятий Айлос Оркадас (а) и Метеор (б) [12]

Сечение изолиний 250 м. 1 – границы поднятий, 2 – расположение профилей плотностного моделирования, 3 – местоположение скважин

Поднятие Метеор расположено в восточной части от Срединно-Атлантического хребта между 3° и 12° в. д. (рис. 1, б). Эта структура отделяет позднемеловую кору сформированную на палеосрединговом хребте Агульяс от позднепалеоценовой коры, сформированной на молодом спрединговом сегменте САХ (восточный фланг). В северной части поднятия Метеор, вблизи Агульяс-Фолклендского трансформного разлома, наблюдается небольшой гайот, который может быть генетически связан с формированием поднятия Метеор.

В данной работе были использованы данные о рельефе дна океана [12], возрасте [10], аномалиях силы тяжести в свободном воздухе [11], аномалиях силы тяжести в редукции Буге, рассчитанных с помощью авторской программы с учетом сферичности Земли ($\sigma_{сл} = 2,67 \text{ г/см}^3$), модель аномального магнитного поля ΔT EMAG2 [9] и другая геолого-геофизическая информация.

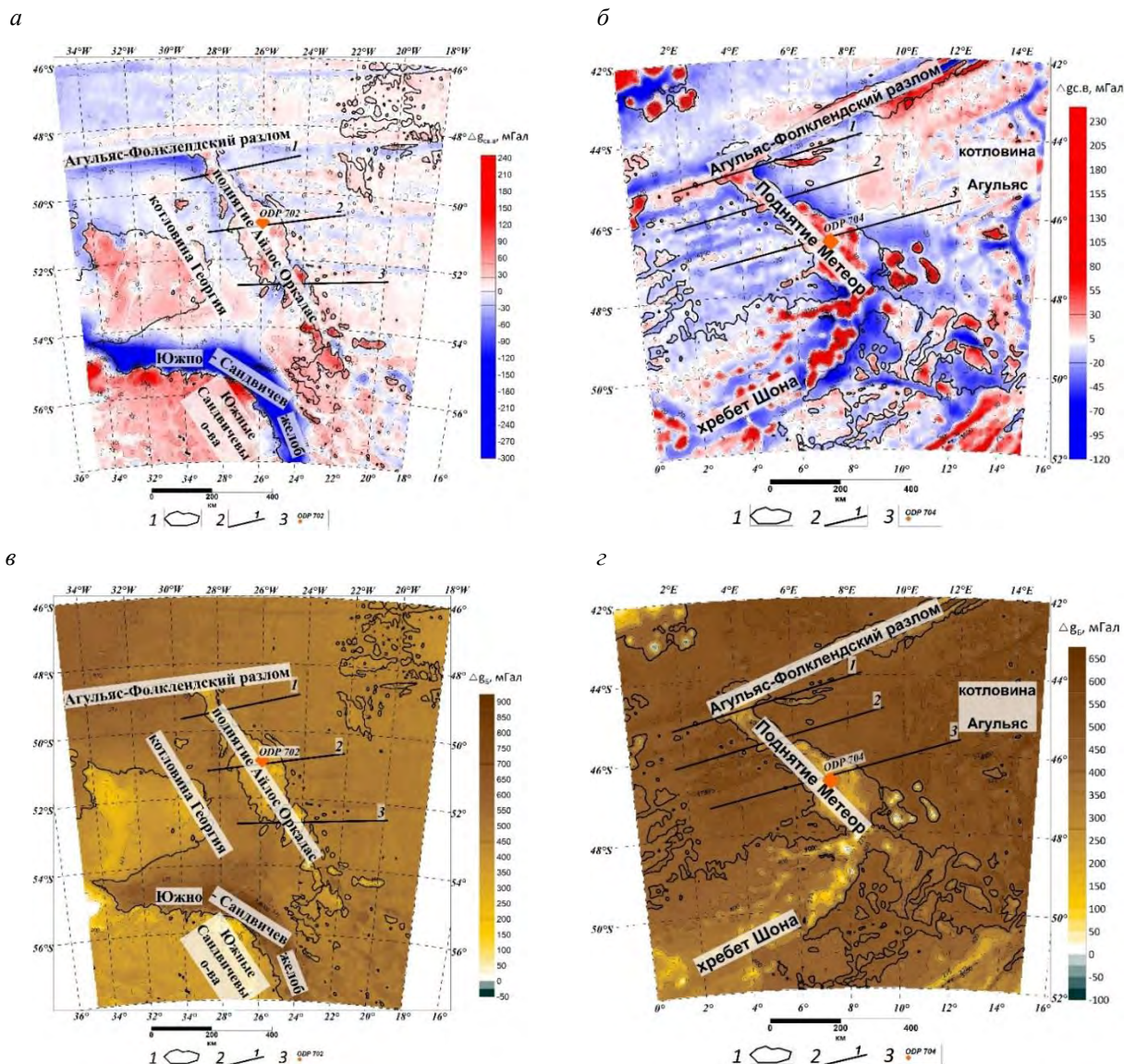


Рис. 2. Карты аномального гравитационного поля в свободном воздухе (а, б) [11] и в редукции Буге (в, г) поднятий Айлос Оркадас и Метеор

Потенциальные поля. Поднятия Айлос Оркадас и Метеор в аномальном гравитационном поле в свободном воздухе характеризуются положительными значениями до 50 мГал (рис. 2, а, б). Южное окончание поднятия Метеор оконтурено поясом интенсивных отрицательных аномалий до 50 мГал, а также интенсивными положительными аномалиями до 170 мГал, которые определяются структурами подводных вулканических гор. Поднятие

Айлос Оркадас также имеет интенсивные положительные аномалии в южной части до 150 мГал. В аномальном гравитационном поле в редукции Буге поднятия характеризуются одинаковой интенсивностью до 230 мГал в центральной части и до 420 мГал по периферии (рис. 2, в, г).

В магнитном поле данные структуры выделяются разнознаковыми аномалиями, которые в южной части имеют хаотичное направление. В западной части от поднятия Айлос Оркадас и в восточной от поднятия Метеор аномалии имеют интенсивные положительные значения до 300 нТл. Это может говорить о том, что данные участки коры имеют одно происхождение. С восточной стороны поднятия Айлос Оркадас и западной поднятия Метеор интенсивность аномалий имеет в основном отрицательный знак и варьирует от -140 нТл до 140 нТл. Данными аномалиями характеризуются области спредингового хребта САХ.

Трансформанты потенциальных полей. Для разделения полей на составляющие, использовался метод пересчета в верхнее полупространство, в котором отражаются глубинные структурные неоднородности. В аномальном поле силы тяжести в редукции Буге низкочастотная компонента представлена пересчетом вверх на высоту 250 км, среднечастотная – разностным полем, между пересчитанным полем на высоты 50 и 100 км, высокочастотная представлена также разностным полем между исходным и пересчитанным на высоту 25 км. Аналогичные трансформации были выполнены для аномального магнитного поля ΔT .

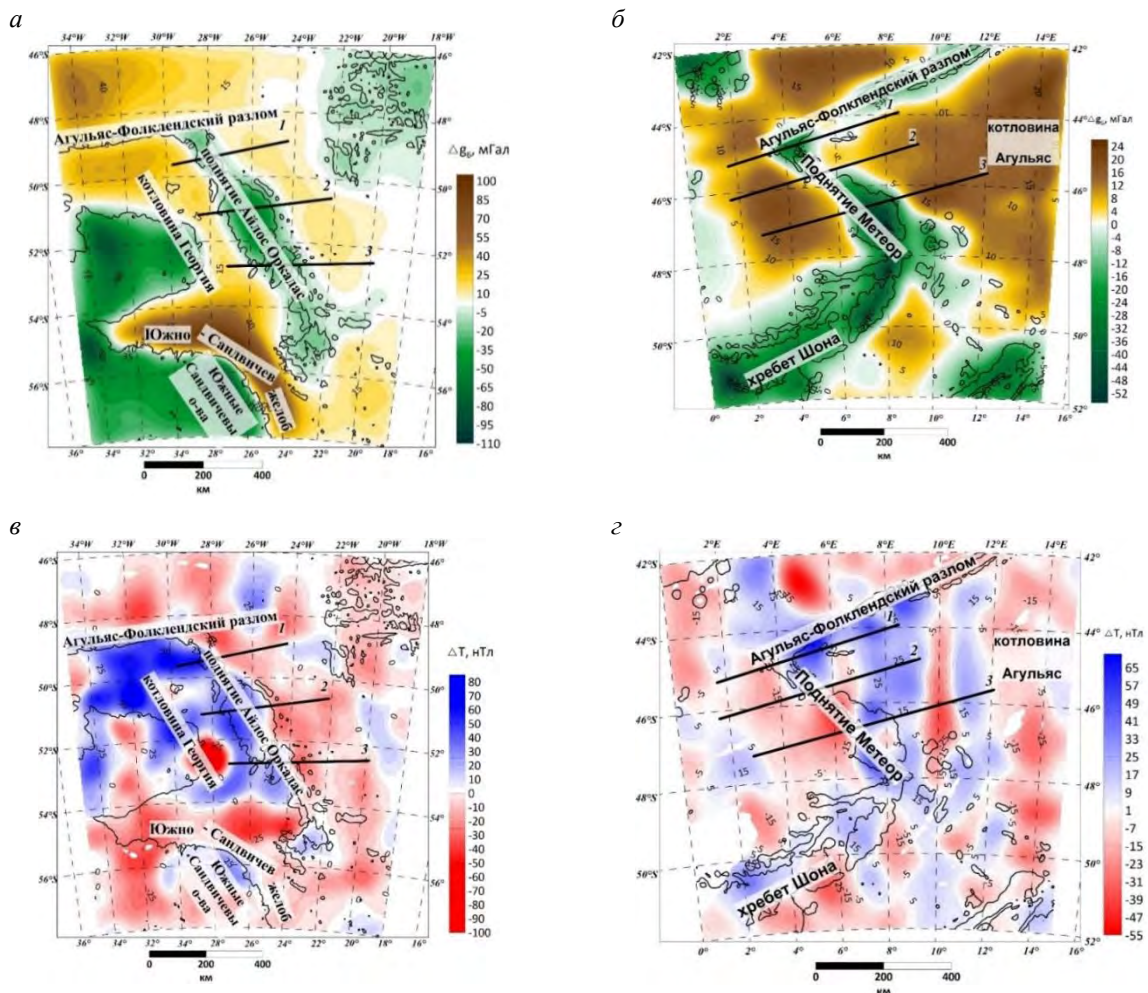


Рис. 3. Среднечастотные компоненты аномального гравитационного поля в редукции Буге (а, б) и магнитного поля (в, г)

Аномальное гравитационное поле в редукции Буге. В поле низкочастотной компоненты поднятие Айлос Оркадас выделяется пониженными значениями (более 450 мГал), а поднятие Метеор интенсивной градиентной зоной пониженных значений. В северо-западной и

юго-восточной части поднятия Айлос Оркадас наблюдаются интенсивные изометричные аномалии повышенных значений. В среднечастотной компоненте поднятия также выделяются пониженными значениями (до -55 мГал и до -75 мГал), по периферии они оконтурены повышенными значениями (до 40 мГал). В поле высокочастотной компоненты лучше выделяются локальные особенности поднятий, которые представлены интенсивными локальными отрицательными аномалиями.

Аномальное магнитное поле. В поле низкочастотной компоненты магнитного поля в районе поднятия Метеор наблюдается положительная изометричная аномалия интенсивностью до 7 нТл, а в районе поднятия Айлос Оркадас эта аномалия уходит на запад и ее интенсивность больше (до 32 нТл). В поле среднечастотной компоненты с западной части поднятия Айлос Оркадас и восточной поднятия Метеор наблюдается положительная аномалия интенсивностью до 70 нТл, которая осложнена интенсивной отрицательной изометричной аномалией со стороны поднятия Айлос Оркадас и линейновытянутой со стороны поднятия Метеор (-93 нТл и -38 нТл). В низкочастотной компоненте хорошо прослеживаются разломы с восточной стороны поднятия Айлос Оркадас и с западной поднятия Метеор.

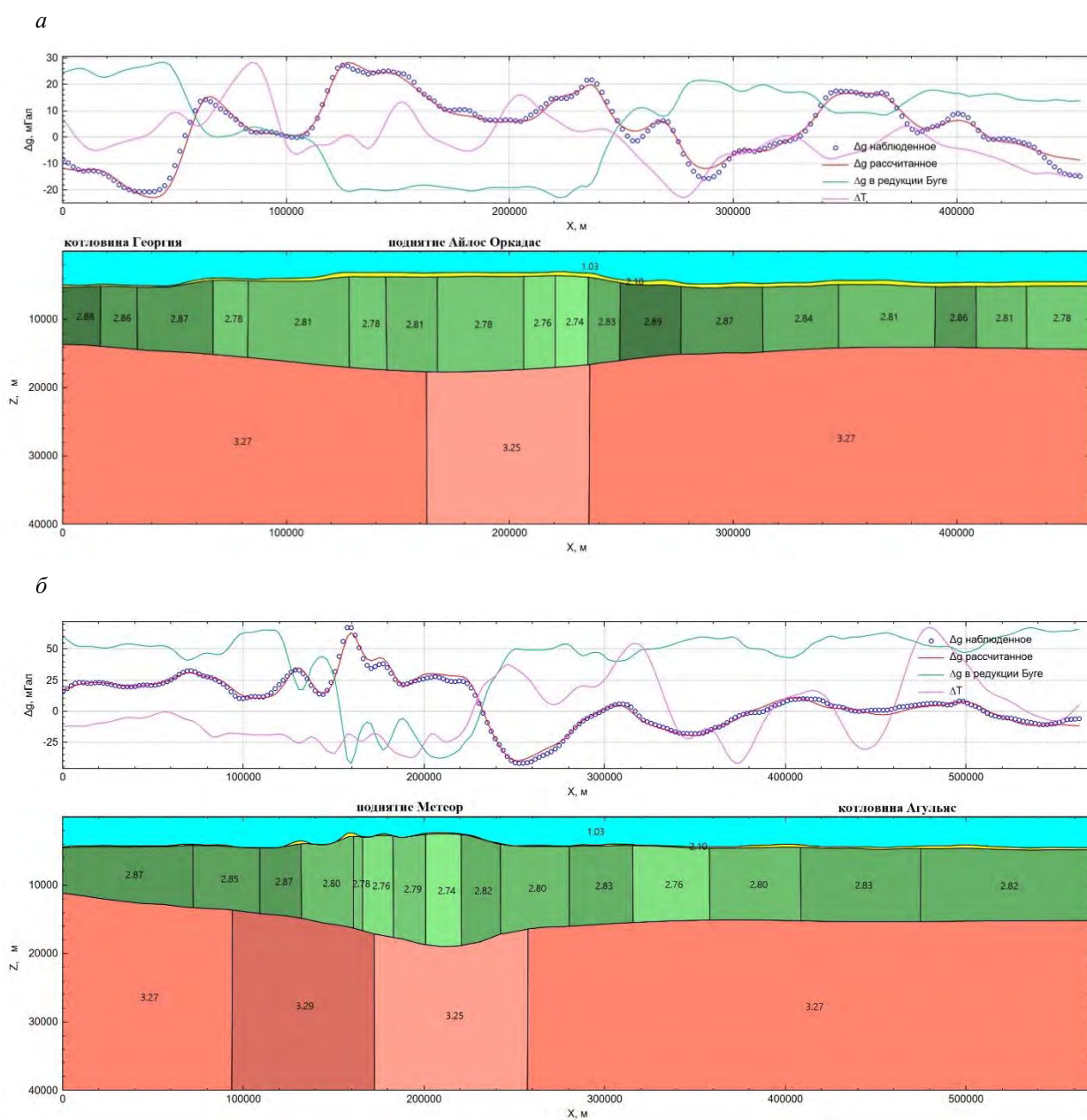


Рис. 4. Профили плотностного моделирования через поднятия Айлос Оркадас (а) и Метеор (б)

Плотностное моделирование. Было проведено плотностное моделирование для сравнения строения коры и литосферы поднятий Айлос Оркадас и Метеор. На рис. 4 представлен интерпретационный профиль 2, который проведен вкрест исследуемых структур, а также через прилегающие котловины (котловины Георгия и Агульяс).

Мощность земной коры под котловиной Георгия составляет ~15 км, а плотность блоков варьирует 2,78–2,89 г/см³. Под котловиной Агульяс мощность варьирует от 13 км до 15 км, плотность блоков земной коры меняется от 2,78 г/см³ до 2,88 г/см³.

Плотность блоков земной коры поднятий составляет 2,76–2,85 г/см³ на севере и 2,72–2,81 г/см³ на юге. Мощность земной коры под ними варьирует в пределах 18–20 км, увеличиваясь к югу

Заключение. Проведенный анализ потенциальных полей для выявления особенностей тектонических структур и плотностное моделирование, показали схожесть в строении поднятий Айлос Оркадас и Метеор. Это согласуется с гипотезой, что поднятия были образованы вулканизмом в центре нового спрединга, превратившись в сопряженные по мере его продвижения. Изрезанный рельеф и условия осадконакопления на поднятии Метеор сильно различаются с относительно ровным рельефом и отложениями на поднятии Айлос Оркадас. Такое может быть вызвано дифференциальным уплотнением и тектоническими движениями, а не крупномасштабным скольжением [3].

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда проект № 22-27-00110.

1. Дубинин Е.П., Сушевская Н.М., Грохольский А.Л. История развития спрединговых хребтов Южной Атлантики и пространственно-временное положение тройного соединения Буве // *Russian Journal of Earth Sciences*. 1999. № 5. С. 423–443.

2. Чепиго Л.С. GravInv2D: Программное обеспечение для двумерного плотностного моделирования // Свидетельство о регистрации прав на ПО. 2019. №2019662512

3. Ciesielski P.F., Kristoffersen Y. et al. Site 704 // *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. 1988. Vol. 114. P. 621–689.

4. LaBrecque J.L., Hayes D.E. Seafloor spreading history of the Agulhas Basin // *Earth and Planetary Science Letters*. 1979. Vol. 45. P. 411–428.

5. LaBrecque J.L., Ciesielski P.F., Clement B. Leg 114. Subantarctic South Atlantic // *Ocean Drilling Program, Scientific Prospectus*. 1987. № 14. 135 p.

6. Raymond C.A., LaBrecque J.L. Geophysical signatures of the Agulhas fracture zone ridge and Meteor Rise, Indo-Atlantic basin // *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports*. 1988. Vol. 11. P. 27–33.

7. Raymond C.A., LaBrecque J.L., Kristoffersen Y. Islas Orcadas Rise and Meteor Rise: the tectonic and depositional history of two aseismic plateaus from sites 702, 703, and 704 // *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. 1991. Vol. 114. P. 5–22.

8. Roex A.L., Class C., O'Connor J.M., Jokat W. Shona and Discovery Aseismic Ridge Systems, South Atlantic: Trace Element Evidence for Enriched Mantle Sources // *Journal of Petrology*. 2010. Vol. 51. № 10. P. 2089–2120.

9. Meyer B., Chulliat A., Saltus R. Derivation and Error Analysis of the Earth Magnetic Anomaly Grid at 2 arc min Resolution Version 3 (EMAG2v3) // *Geochem., Geophys., Geosystems*. 2017. Vol. 18. P. 4522–4537. URL: <http://dx.doi.org/10.1002/2017GC007280>.

10. Muller R. D., Sdrolias M., Gaina C., Roest W. R. Age, spreading rates, and spreading asymmetry of the world's ocean crust // *Geochem., Geophys., Geosystems*. 2008. Vol. 9. Q04006. DOI:10.1029/2007GC001743

11. Sandwell D.T., Müller R. D., Smith W.H.F., Garcia E., Francis R. New global marine gravity from CryoSat-2 and Jason-1 reveals buried tectonic structure // *Science*. 2014. Vol. 346. № 6205. P. 65–67. DOI: 10.1126/science.1258213

12. Smith W.H.F. and Sandwell D.T. Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings // *Science*. 1997. Vol. 277. P. 1957–1962.

РЕЗУЛЬТАТЫ АУДИОМАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ НА ГЕОТРАВЕРСЕ УМБА

А.А. Скороходов

Геологический институт КНЦ РАН, *sammicne@yandex.ru*

Геофизические исследования в районе Умба рифтовой зоны Имандра-Варзуга ведутся с 1960-х годов. Проведены аэромагнитные, аэроэлектроразведочные работы и профилирование на постоянном токе. Вся структура контактирует с рудными зонами Кольского региона и представляет промышленный интерес. Несмотря на комплексное изучение участка, есть сомнения в понимании структуры и происхождения этой зоны. Целью работы было определение строения убминской свиты, в частности направления падения горных пород на глубинах около 1 км. Сотрудниками Геологического института КНЦ РАН проведено аудиоманнитотеллурическое зондирование (АМТ) на профиле, пересекающем умбинскую свиту вдоль реки Умба (геотраверс Умба). Поскольку структура содержит электропроводящий графит и сульфитсодержащие породы, она сильно контрастирует в данных магнитотеллурических (МТ) зондирований. Измерения проводились в 11 точках, в том числе за пределами этой зоны. Обработка данных проводилась с помощью программного обеспечения VMU1d, созданного М.С. Петрищевым (ИЗМИРАН СПб). Эта программа определяет направление поляризации поля МТ. В этих направлениях проводится расчет кривых кажущегося сопротивления и фазы импеданса. В условиях протяженных структур МТ-поле можно представить в виде 2-х составляющих: ТЕ-моды (электрическая составляющая ориентирована вдоль оси структуры) и ТМ-моды (магнитная составляющая ориентирована вдоль структуры). При соблюдении определенных критериев такое разделение позволяет рассматривать поле МТ как двумерное и значительно упростить инверсию. 2D-инверсия выполнялась с помощью программы Zond MT2D [1]. Эта программа может инвертировать данные МТ как для каждой поляризации отдельно, так и для полного тензора. Инверсия проводилась последовательно. Сначала были инвертированы данные ТЕ-моды, полученный геоэлектрический разрез использовался в качестве априорной модели для инверсии ТМ-моды. На полученном разрезе Умбинского Геотраверса выделяются несимметричные токопроводящие тела.

Работа поддержана грантом РФФИ 18-05-00528 и госзаданием Министерства образования и науки РФ – тема ГИ КНЦ РАН № 0226-2019-0052 .

1. Программа двумерной интерпретации данных МТЗ, АМТ и РМТ – ZondMT2d <https://geodevice.ru/software/electric-software/zondmt2d/>

ОБОБЩЕННАЯ МОДЕЛЬ МАГНИТНОГО ПОЛЯ ПРЯМОШОВНОЙ СТАЛЬНОЙ ТРУБЫ

В.С. Стариков¹, В.Н. Глазнев²

1 – Предприятие подводно-технических работ «Пётр», г. Воронеж, *stvase@mail.ru*

2 – Воронежский государственный университет, г. Воронеж, *glaznev@geol.vsu.ru*

Для трубопроводных систем по транспортировке нефти и газа часто используются прямошовные стальные трубы, специфика изготовления которых заключается в горячей прокатке стального листа, служащего заготовкой для трубы, и последующего формирования готового трубного изделия с продольным сварным швом [1]. В процессе эксплуатации тру-

бопроводов, расположенных в грунте и пересекающих водные преграды, требуется постоянный мониторинг их технического состояния. При отсутствии данных о точном положении трубопровода часто возникают проблемы с локализацией стальных трубопроводных сооружений расположенных даже на незначительной глубине. Поэтому для решения данной проблемы применяют высокоточную магнитную съёмку, которая позволяет определить плано-высотное положение стальной трубы, а при хороших условиях выполнить диагностирование технического состояния исследуемого объекта [2].

Дистанционные магнитные исследования трубопроводов выполняются в различных вариантах: измерений модуля индукции магнитного поля, градиентов модуля индукции и векторных измерений компонент индукции поля [3–7]. В результате интерпретации материалов таких съёмок оценивается пространственное положение объектов (стальных труб), которое обусловлено методикой и точностью съёмки поля, а также наличием техногенных помех. Однако использование данных магнитометрии для дистанционного исследования стальных трубопроводов ограничено отсутствием адекватных моделей изучаемых объектов. До настоящего времени используются простейшие модели, в которых рассматриваются поля тонких стержней бесконечной или ограниченной длины [4, 8, 9]. Фактически такие модели далеки от реальной ситуации при наличии сложного намагничивания стальных труб, характеризующихся магнитной восприимчивостью и остаточной намагниченностью материала изделия.

Ранее авторами на реальных объектах были изучены магнитные характеристика материала типичной стальной прямошовной трубы большого диаметра. Так прямые измерения магнитной восприимчивости показали, что магнитная восприимчивость может варьировать по длине и периметру трубы в больших пределах [2], то есть значительно влияет на величину намагниченности объекта и его внешнее магнитное поле. В целом натурные измерения магнитных свойств материала труб большого диаметра показали, что степень изменения магнитной восприимчивости вполне достоверно может оцениваться по данным стандартных методов полевой магнитометрии.

Кроме того, лабораторные измерения величины остаточной и индуктивной намагниченности образцов материала трубы [10, 11] позволили составить модельное представление о сложном распределении остаточной намагниченности материала по периметру прямошовной трубы. Было установлено, что величина модуля остаточного намагничивания (J_{rem}) материала стальной трубы может достигать 15 000 А/м. и сложным образом распределена по образующей трубы, изготовленной из единого стального листа материала заготовки. Значение модуля индуктивного намагничивания (J_{ind}) примерно в три-четыре раза меньше, а соответствующая ей величина индуктивного намагничивания хорошо соответствует ранее полученными результатами [2, 12].

Опираясь на полученные результаты, была предложена физико-математическая модель трубы, представляющая распределение остаточной и индуктивной намагниченности, сложным образом распределённых на стенке стальной трубы. Первая из намагниченностей формируется в материале трубы внешними магнитными полями на стадии прокатки стального листа, при его охлаждении ниже температуры Кюри, и преобладающей ориентировкой вектора намагничивания в плоскости этого листа [10, 11]. Вторая, индуктивная намагниченность, обусловлена высокой магнитной восприимчивостью материала стальной трубы и формируется в современном нормальном поле Земли [8]. Таким образом, суммарный вектор намагничивания для любой точки нашего объекта можно записать в виде

$$J_{x,y,z} = J_{rem_{x,y,z}} + J_{ind_{x,y,z}} = J_{rem_{x,y,z}} + \chi \frac{B_{x,y,z}}{\mu_0}$$

где $J_{x,y,z}$ – компоненты вектора намагничивания; $J_{rem_{x,y,z}}$ – компоненты вектора остаточного намагничивания; $J_{ind_{x,y,z}}$ – компоненты вектора индуктивного намагничивания; $B_{x,y,z}$ – компоненты вектора нормального поля Земли; χ – магнитная восприимчивость материала трубы; μ_0 – магнитная проницаемость вакуума. Отметим, что ориентировка вектора остаточного намагничивания обусловлена спецификой изготовления изделия, а индуктивного – зависит от

пространственного положения элемента изделия (отрезка трубы) в системе координат геомагнитного поля [8].

Вычисление стационарного магнитного поля от нашего объекта можно выполнить, аппроксимируя с достаточной точностью стенку трубы совокупностью тонких стержней, ориентированных по длине трубы. Оптимизация разбиения объекта на дискретные элементы обусловлена геометрическими параметрами изделия: диаметром трубы и толщиной её стенок. Поскольку размеры трубных элементов, составляющих трубопровод, ограничены по длине, то в качестве базовой модели дискретного элемента трубы воспользуемся выражением для ограниченного по простираию произвольно намагниченного тонкого цилиндра [10], ориентированного по одной из осей координат, например «у». Суммируя компоненты индукции магнитного поля от всех дискретных элементов, получим компоненты поля от всего изделия, а также модуль вектора индукции поля, который собственно и используется в качестве измеряемой величины в современных магнитометрах.

Составленная программа вычисления компонент индукции и модуля вектора магнитного поля для трубного элемента, позволяет рассчитывать внешние поля отдельного изделия, а также моделировать различные сочетания полей от нескольких трубных элементов, собственно и представляющие модель стального трубопровода.

В качестве примера работы программы, приведём карты модуля вектора индукции магнитного поля от стальной прямошовной трубы диаметром 530 мм и длиной 10 м, расположенного на глубине 3 м от уровня съёмки магнитного поля. При расчётах принималась во внимание остаточная и индуктивная намагниченность изделий. Рассматривалась модель одного элемента прямошовной трубы (рис. 1); модель составленная их двух элементов прямошовных труб при одинаковом направлении векторов остаточного намагничивания соседних трубных элементов (рис. 2); и аналогичная модель при антипараллельной ориентировке векторов остаточного намагничивания соседних трубных элементов (рис. 3).

Как явствует из приведённых карт полей, магнитные аномалии составных объектов существенно зависят от взаимного направления компонент векторов остаточного намагничивания. В случае одинаковой ориентировки векторов намагничивания соседних труб (рис. 2) аномалия магнитного поля над стыком труб не образуется, что вполне согласуется с общетеоретическими позициями формирования магнитных аномалий от ограниченных по простираию объектов. В противоположном случае, при антипараллельности векторов намагничивания (рис. 3) магнитная аномалия над стыком труб – более интенсивна, чем над краевыми частями составной трубы.

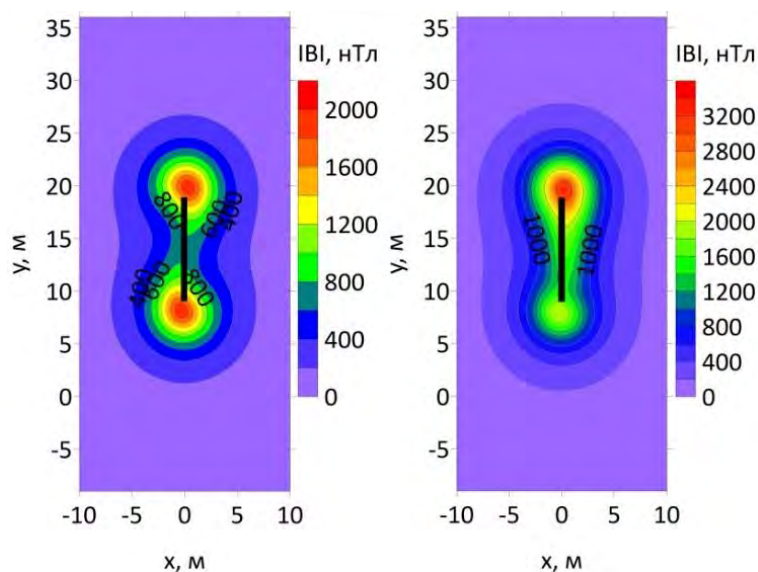


Рис. 1. Модуль вектора индукции магнитного поля одиночного трубного элемента: слева без учёта индуктивного намагничивания, справа с учётом индуктивного намагничивания

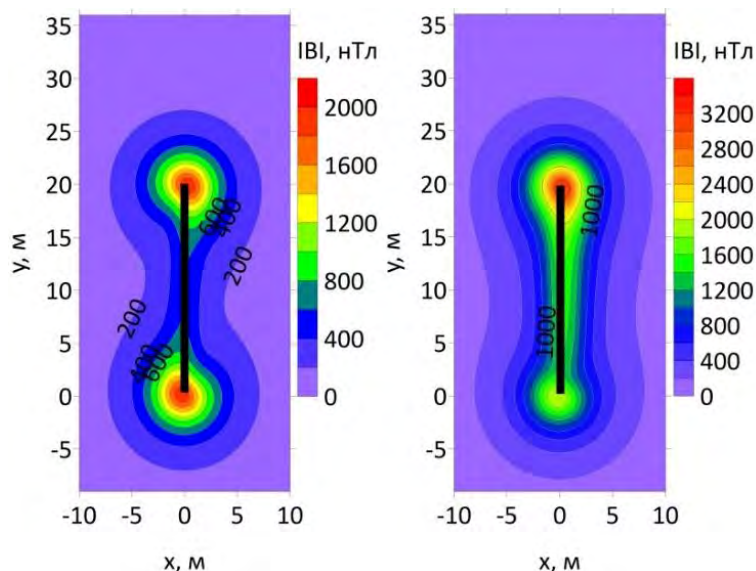


Рис. 2. Модуль вектора индукции магнитного поля над составной трубой из двух стандартных прямошовных труб (компоненты вектора остаточного намагничивания труб коллинеарны): слева без учёта индуктивного намагничивания, справа с учётом индуктивного намагничивания

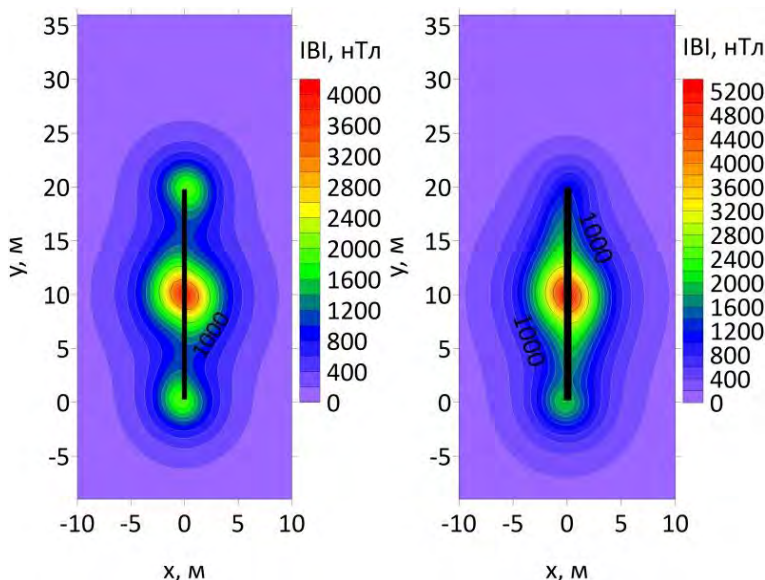


Рис. 3. Модуль вектора индукции магнитного поля над составной трубой из двух стандартных прямошовных труб (компоненты вектора остаточного намагничивания труб антипараллельны): слева без учёта индуктивного намагничивания, справа с учётом индуктивного намагничивания

Представленные результаты демонстрируют два основных варианта морфологии аномального магнитного поля, которые вполне могут транслироваться на аномальное поле всего трубопровода, формируемых за счёт различия в ориентировке намагничивания отдельных сегментов труб. Индуктивная намагниченность является вполне значимой величиной при расчёте внешнего магнитного поля от стальной прямошовной трубы и должна обязательно учитываться при анализе данных полевых магнитных съёмок над трубопроводами.

Предложенные методы расчёта компонент индукции внешнего магнитного поля, основанные на аппроксимационном подходе и опирающиеся на выявленные соотношения для компонент вектора остаточного и индуктивного намагничивания трубы, следует использовать при интерпретации практических материалов над трубопроводами.

1. Сокурено В.П., Ворона В.М., Ившин П.Н., Кузенко Н.Ф., Ганзина В.Ф. Трубы стальные электро-сварные прямошовные. ГОСТ 10704-91. – М.: Росстандарт, 2015.
2. Стариков В.С. Инженерная магнитометрия при исследовании технического состояния стальных трубопроводов большого диаметра // Вестник ВГУ. Сер.: Геология. 2016. № 3. С. 114–118.
3. Альбанова Е.В., Крапивский Е.И., Некучаев В.О. Исследование возможностей оценки технического состояния трубопроводов с помощью магнитных методов // Защита окружающей среды в нефтегазовом комплексе. 2005. № 11. С. 9–12.
4. Крапивский Е.И., Некучаев В.О. Дистанционная магнитометрия газонефтепроводов. – Ухта: Изд. УГТУ, 2011. 142 с.
5. Любчик А.Н. Способ дистанционного магнитометрического контроля технического состояния магистральных трубопроводов // Записки Горного института. 2012. Т. 195. С. 268–271.
6. Zhao W., Huang X., Chen S., Zeng Z., Jin S. A detection system for pipeline direction based on shielded geomagnetic field // Int. J. of Pressure Vessels and Piping. 2014. 113. № 1. – P 10–14.
7. Новикова П.Н., Ворошилов В.А., Копытин В.В. и др. Инженерная магниторазведка при обнаружении подземных коммуникаций в условиях помех техногенного происхождения // 18-я молодёжная научная школа по геофизике: Сборник научных материалов. – Пермь: ГИ УрО РАН, 2017. С. 147–151.
8. Захаров В.П., Логачев А.А. Магниторазведка. – Л.: Недра, 1979. – 351 с.
9. Глазнев В.Н., Стариков В.С. Применение методов магнитометрической съёмки для исследования подводных переходов трубопроводов различной протяжённости в условиях мелководья // Инженерная и рудная геофизика 2009: Сборник докладов 5-й Международной научно-практической конференции и выставки. 2009.
10. Глазнев В.Н., Стариков В.С. Остаточная намагниченность и внешнее магнитное поле прямошовных стальных труб, как объекта инженерных изысканий // Вестник ВГУ. Сер.: Геология. 2018. № 3. С. 83–92.
11. Стариков В.С., Глазнев В.Н. Магнитные свойства и аномальное магнитное поле прямошовных стальных труб // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Сборник научных трудов. Вып. 1 (46). – Пермь: ГИ УрО РАН, ПГНИУ, 2019. С. 337–340.
12. Eskola L., Jokinen T., Soininen H., Tervo T. Some remarks on static field thin sheet models // Journal of Applied Geophysics. 1993. Vol. 30. P. 229–234.

КОМБИНИРОВАННЫЙ ПОДХОД ПРИ ПОСТРОЕНИИ АНАЛИТИЧЕСКОГО ПРОДОЛЖЕНИЯ ФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ ЗЕМЛИ

И.Э. Степанова¹, А.В. Щепетиллов², А.М. Сальников³

1 – Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, *tel@ifz.ru*

2 – МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва

3 – Институт проблем управления РАН, г. Москва

В докладе рассматривается новая методика аналитического продолжения аномальных гравитационного и магнитного полей на основе построения интегральных кривых компонент этих полей в рамках аппроксимационного подхода. Приводятся результаты математического эксперимента с использованием реальных данных (аэромагнитной съёмки и морской гравиметрической съёмки).

Проблема интерпретации данных о потенциальных полях Земли и планет в настоящее время представляется еще более актуальной, чем 10–20 лет назад: наблюдается экспоненциальный рост объема информации, в основном, благодаря спутниковым измерениям. Точность и надежность измерительного оборудования также возрастает. Однако огромные массивы значений элементов полей (в выборках могут присутствовать миллиарды точек) сами по себе не могут служить гарантией правдоподобной интерпретации сигналов. Необходимо выработать надежные критерии достаточности информации о физических полях и функции, описывающей рельеф Земли, для изучения внутреннего строения Земли.

В последние годы авторы предложили ряд методов интерпретации геофизических и геодезических данных, основанных на линейных интегральных представлениях гармонических и непрерывных функций. Размерность эквивалентных по внешнему полю носителей

масс зависит от специфики задачи и может варьироваться от двух до четырех. Метод модифицированных S-аппроксимаций позволяет находить значения компонент физических полей Земли (гравитационного, магнитного и других) по лишь одной известной составляющей с достаточно высокой точностью. Но при удалении от полигона поле начинает «распадаться» из-за некорректности постановки обратной задачи по определению распределения масс. Необходимы новые подходы к решению подобной проблемы. Мы предлагаем трехстадийный регуляризирующий алгоритм восстановления поля в некоторой окрестности множества точек наблюдений.

На первом этапе (стадии) с помощью модифицированных аппроксимаций (S-,R- F или других) известная в узлах дискретной сети точек компонента поля определяется в некоторой области трехмерного пространства, примыкающей к полигону.

На второй стадии регуляризирующего алгоритма вычисляются две другие компоненты поля в той же самой сети точек. Каждая точка из заданного набора становится началом интегральной кривой (кривую как бы «выпускают» из пункта наблюдения). Получаем систему обыкновенных (нелинейных!) дифференциальных уравнений с $3N$ неизвестными функциями, представляющими собой координаты точки искомой интегральной кривой. N – это размерность массива входных данных.

Третий этап процесса регуляризации постановки обратной задачи по нахождению распределения значений поля в пространстве состоит в вычислении значений компонент векторных величин в точках интегральной кривой по формулам метода соответствующих аппроксимаций.

Ранее (см. работы [1–3]) мы редуцировали задачу нахождения аппроксимаций элемента поля к решению некоторой блочной системы уравнений:

$$\overset{\circ}{A} \overset{\circ}{\lambda} = f_{\delta}, \quad (1)$$

в которой $\overset{\circ}{\lambda}$ есть блочный вектор вида

$$\overset{\circ}{\lambda} = \begin{pmatrix} \overset{\circ}{\lambda}^{(1)} \\ \overset{\circ}{\lambda}^{(2)} \\ \dots \\ \overset{\circ}{\lambda}^{(R)} \end{pmatrix}, \quad \overset{\circ}{\lambda}^{(r)} = \begin{pmatrix} \overset{\circ}{\lambda}_1^{(r)} \\ \overset{\circ}{\lambda}_2^{(r)} \\ \dots \\ \overset{\circ}{\lambda}_N^{(r)} \end{pmatrix}, \quad (2)$$

а матрица $\overset{\circ}{A}$ – это блочная матрица следующего вида:

$$\overset{\circ}{A} = \begin{pmatrix} \overset{\circ}{A}^{(1)} & \vdots & \overset{\circ}{A}^{(2)} & \vdots & \vdots & \overset{\circ}{A}^{(R)} & \vdots \end{pmatrix}, \quad (3)$$

в которой блоки $\overset{\circ}{A}^{(r)}$ имеют элементы

$$a_{ij,k}^{(r)} = \int_{M_r} \tilde{p}_r^{(k)}(\xi) Q_r^{(i)}(\xi) Q_r^{(j)}(\xi) d\mu_r(\xi), \quad (4)$$

$$r = 1, 2, \dots, R, \quad k = 1, 2, \dots$$

и обладают свойством

$$\overset{\circ}{A}^{(r)} = \overset{\circ}{A}^{(r),T} \geq 0, \quad (5)$$

$$r = 1, 2, \dots, R.$$

Система (1–5) является сильно недоопределенной (в ней N уравнений и NR неизвестных). Матричные блоки этой системы – симметричные положительно полуопределенные матрицы. Мы разработали ряд методов нахождения устойчивых приближенных решений этой системы, позволяющих реализовать описанный трехступенчатый процесс аналитического

продолжения поля на практике. На рис. 1 приводится пример продолжения гравитационного поля вдоль интегральных кривых по результатам морской гравиметрической съемки.

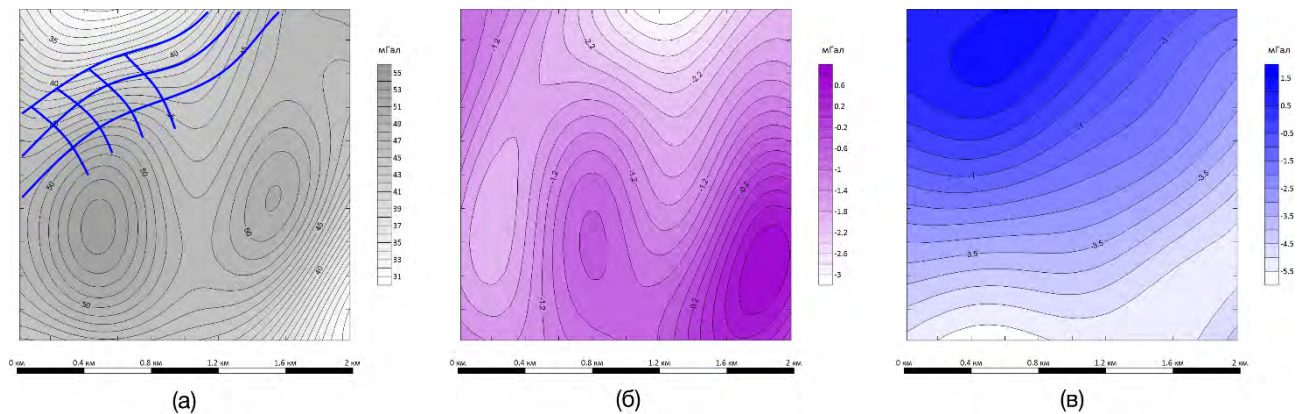


Рис. 1. Карта изолиний аномального гравитационного поля в районе акватории Чёрного моря ($N = 10\ 000$)

Участок морской площадной съемки имел размеры 2,3 км на 2,3 км. Всего точек в массиве, по которым строилась аналитическая модифицированная S-аппроксимация, было выбрано 10 000. Шаг сетки был равен 20 м по оси X и 18 м по оси Y. Гравитационное поле аппроксимировалось суммой простого и двойного слоев, распределенных по двум горизонтальным плоскостям. Найденные решения регуляризованных СЛАУ использовались затем для нахождения плотностей простого и двойного слоев, распределенных на каждой из плоскостей. Карта изолиний гравитационного поля приведена на рис. 1. Также с помощью найденных решений СЛАУ были построены аналитические продолжения гравитационного поля вдоль 7 интегральных кривых, изображенных на рис. 1 жирными линиями, а затем результаты были сравнены со значениями поля, полученными с помощью «классических» S-аппроксимаций (т. е. просто поле было вычислено в точках с координатами интегральной кривой). Относительная норма невязки $\|f_{\text{int}} - f_{\text{apprS}}\| / \|f_{\text{apprS}}\|$ составила 5,7 %. Число точек M

суммарно на всех кривых при этом было равно 1000, $f_{\text{int}} = \begin{pmatrix} f_{1\text{int}} \\ \dots \\ f_{M\text{int}} \end{pmatrix}$ – вектор значений поля

в точках интегральной кривой, $f_{\text{apprS}} = \begin{pmatrix} f_{1\text{apprS}} \\ \dots \\ f_{M\text{apprS}} \end{pmatrix}$ – вектор значений поля, вычисленных с по-

мощью метода S-аппроксимаций. Нами было получено аналитическое продолжение поля на расстояние, приблизительно составляющее 900 м (в направлении, перпендикулярном профилю в данной точке): сначала строились интегральные кривые, удаляющиеся от выбранного профиля на 70 м, а затем они последовательно продолжались уже с профилей, построенным по результатам модифицированной S-аппроксимации, в которую были добавлены новые точки с интегральных кривых, определенных на предыдущем шаге продолжения. Качество решения при такого рода последовательных аналитических продолжениях значений поля с профилей в некоторую двумерную область зависит, как это уже упоминалось выше, от морфологии поля, помех во входных данных и других причин. В данном случае участок съемки не отличался особой сложностью, поэтому процесс аналитического продолжения не представлял собой чрезмерно сложную задачу.

1. Керимов И.А., Раевский Д.Н., Щепетиллов А.В. Интерпретация больших объемов данных при решении задач геофизики и геоморфологии с помощью модифицированного метода S-аппроксимаций // Физика Земли. 2017. № 1. С. 123–137.

2. Степанова И.Э., Керимов И.А., Раевский Д.Н., Щепетиллов А.В. Комбинированный метод F-, S- и R-аппроксимаций при решении задач геофизики и геоморфологии // Физика Земли. 2018. № 1. С. 96–113.

3. Степанова И.Э., Керимов И.А., Ягола А.Г. Аппроксимационный подход в различных модификациях метода линейных интегральных представлений // Физика Земли. 2019. № 2. С. 31–47.

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ СЕВЕРО-ВОСТОКА АЛДАНСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ ПО ПРОФИЛЮ 3-ДВ

В.В. Стогний, Г.А. Стогний

Геофизический институт ВНЦ РАН, г. Владикавказ, *stogny_vv@mail.ru*

По линии Сковородино – Томмот – Хандыга – Адыгалах опорного профиля 3-ДВ в 2008–2010 гг. был выполнен комплекс геофизических исследований (сейсмические наблюдения ОГТ, КМПВ, ГСЗ и электроразведка методом МТЗ). На отрезке Сковородино – Томмот (0–700 км) линия профиля пересекает Становой мегаблок и Центрально-Алданский блок Алдано-Станового щита. В данной статье рассматривается тектоническое и глубинное строение следующего отрезка профиля в интервале 700–1650 км, пересекающего северовосточную часть Алданской антеклизы (700–1630 км) и Сетте-Дабанскую зону (1630–1650 км) Верхояно-Колымской складчатой области (рис. 1).

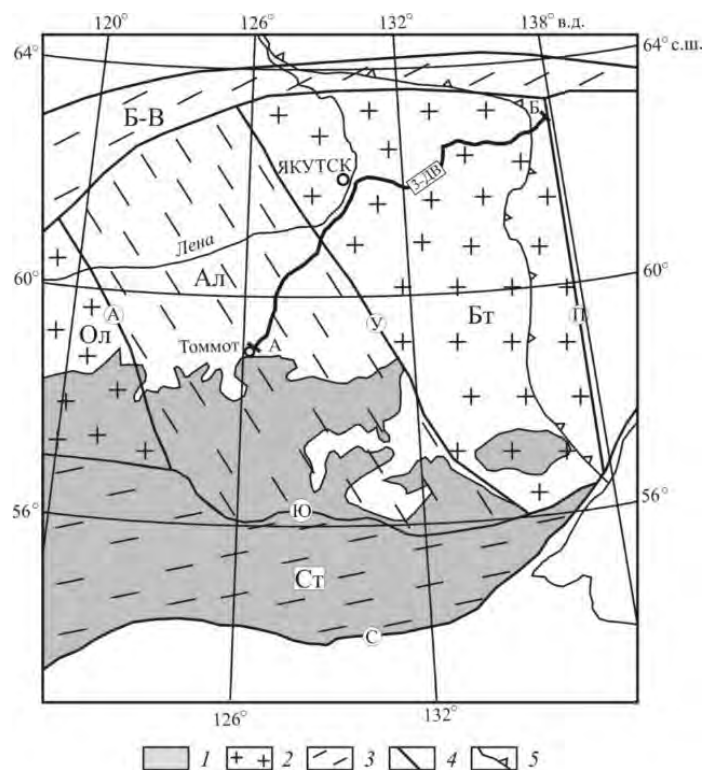


Рис. 1. Структура кристаллического фундамента Алданской антеклизы по [4]

1 – раннекембрийские метаморфические породы Алдано-Станового щита; 2 – архейские гранит-зеленокаменные области: Ол – Олекминская, Бг – Батомгская; 3 – палеопротерозойские гранулит-гнейсовые пояса: Ал – Алданский, Ст – Становой, Б-В – Байкало-Вилуйский; 4 – граница Верхояно-Колымской складчатой области; 5 – линия профиля 3-ДВ (700–1650 км)

Кристаллический фундамент Алданской антеклизы перекрыт платформенным чехлом мощностью от нескольких метров (район Томмота) до 3–7 км (интервал 1530–1650 профиля). Имеющиеся схемы тектонического районирования кристаллического фундамента Алданской антеклизы отражают различные подходы к изучению структуры консолидированной коры: геосинклинальный, блоковой делимости, террейнового анализа, в системе гранит-зеленокаменных и гранулит-гнейсовых областей. Линия профиля 3-ДВ пересекает в северо-восточном направлении Алданский палеопротерозойский гранулит-гнейсовый пояс и Батомгскую гранит-зеленокаменную область.

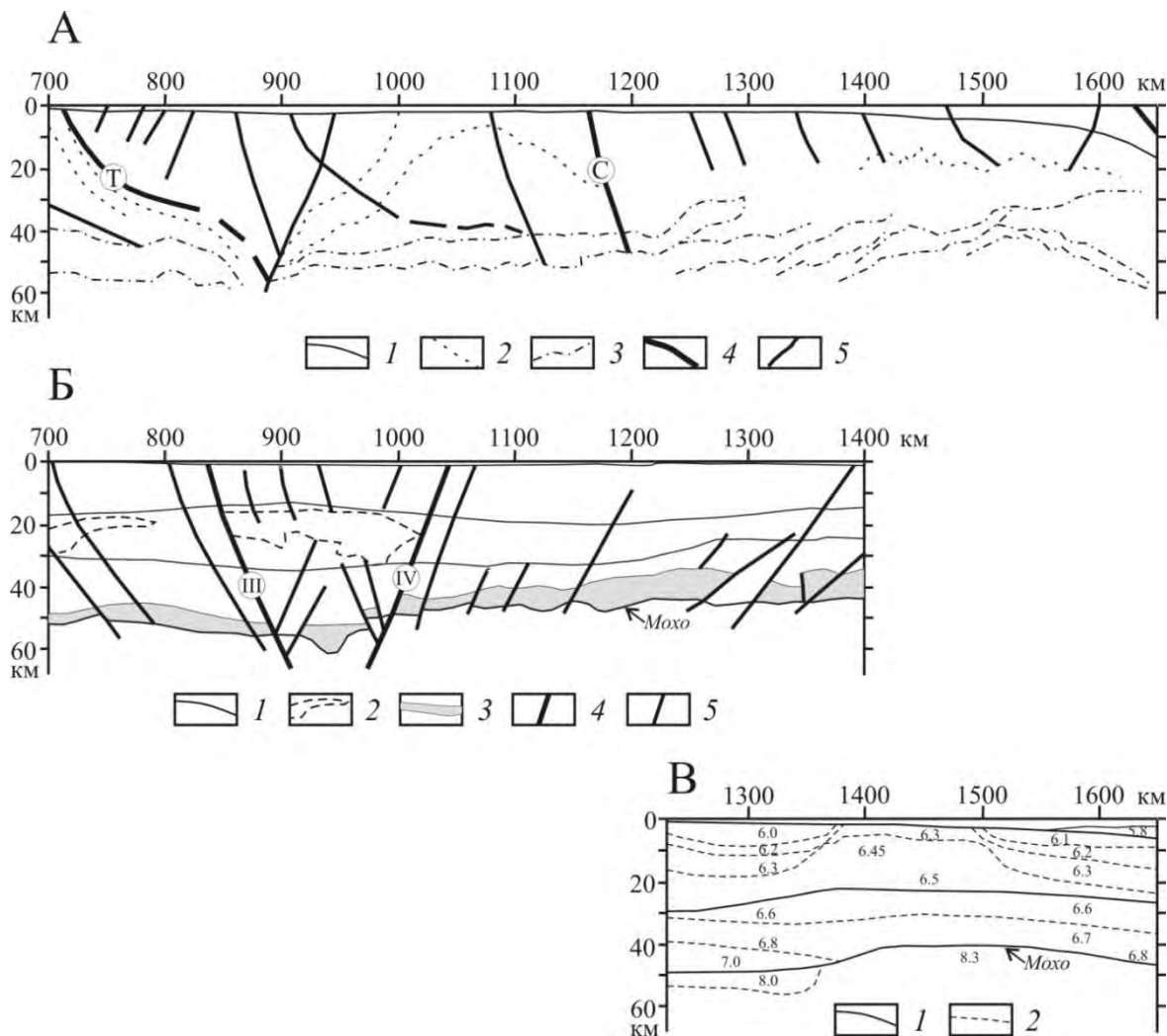


Рис. 2. Геолого-геофизические разрезы земной коры Алданской антеклизы по линии профиля 3-ДВ (с упрощением): А – по Е.Ю. Гошко и др. [1]

1 – кристаллический фундамент; 2–3 – структурные линии внутри консолидированной коры; 4–5 – разломы: 4 – главные (Т – Тыркандинский, С – Суольский); 5 – второстепенные. Б – по Д.И. Рудницкой и др. [2]: 1 – слои консолидированной коры; 2 – области разуплотнения; 3 – слой «рефлексивити»; 4–5 – разломы: 4 – главные; 5 – второстепенные. В – скоростная модель по В.Д. Суворову и Е.А. Мельник [5]: 1 – сейсмические границы со скачком скорости; 2 – изолинии скорости волн, в км/с

Результаты интерпретации полученных материалов по профилю 3-ДВ опубликованы в [1, 2, 5]. Разработка модели строения земной коры по профилю 3-ДВ в работе [1] основана на технологии динамической обработки «StremSDS» сейсмического разреза (рис. 2, А). Интервал 700–1050 км профиля интерпретируется как аккреционная призма, сформированная при закрытии архейского океана в результате продвижения Батомгского блока в западном направлении. Д.И. Рудницкой с соавт. [2] при построении геолого-геофизической модели земной коры по профилю 3-ДВ применена обработка сейсмических материалов в системе

РearакРК+. Разрез земной коры представлен в виде блоково-слоистой модели (рис. 2, Б). В интервале профиля 1380–1510 км скоростной модели [5] слой верхней части консолидированной земной коры со скоростью продольных волн 6,45–6,5 км/с поднимается до глубины 5 км и имеет мощность около 20 км (рис. 2, Г).

Разделяющий Тимптоно-Учурский и Батомгский мегаблоки Учурский разлом юго-восточного падения проявляется в материалах ОГТ до глубины Мохо. Тыркандинский, Юнгюэлинский и Дарылыкский разломы Тимптоно-Учурского мегаблока кристаллического фундамента довольно отчётливо идентифицируются в материалах ОГТ как разломы северо-восточного падения. Рассчитанные по методике Д.Г. Успенского углы падения Тыркандинского разлома в пределах Алдано-Станового щита, изменяются от 35° до 70° в северо-восточных румбах. Разломы Батомгского мегаблока, выделенные по элементам гравитационного поля, не находят отражения в материалах ОГТ.

В работах [1, 2, 5] применялись различные системы обработки, в материалах которых отражаются особенности глубинного строения земной коры по профилю 3-ДВ, что является ценным источником информации о строении земной коры Алданской антеклизы. В качестве базовой при разработке геолого-геофизической модели глубинного строения земной коры Алданской антеклизы в полосе профиля 3-ДВ авторами принята методика комплексной интерпретации сейсмических материалов и гравитационного поля с учётом имеющиеся данных по проявлению в геофизических полях тектонических и магматических структур (зеленокаменные пояса, массивы основных и ультраосновных пород, блоки земной коры различного состава) Алдано-Станового щита.

Схема тектонического строения кристаллического фундамента с позиции геоблоковой делимости земной коры разработана по анализу гравитационного поля (рис. 3). Алданская антеклиза рассматривается в объеме Алдано-Станового геоблока. Кристаллический фундамент восточной части Алданской антеклизы Учурским разломом разделен на Тимптоно-Учурский и Батомгский мегаблоки, контуры которых соответствуют гравитационным аномальным областям. Блоки первого порядка выделены по региональным аномалиям. При построении геолого-геофизического разреза в полосе профиля 3-ДВ принята слоисто-блоковая модель консолидированной коры, которая приведена с учётом сейсмических материалов [1, 2, 5] (А.С. Сальников, В.С. Старосельцев, П.Н. Соболев, 2013), а межблоковые разломы вынесены на основе предложенной схемы тектоники кристаллического фундамента.

При построении блок-схемы глубинного строения линия профиля 3-ДВ в соответствии с её направлением была разбита на следующие отрезки: 700–1200, 1200–1350, 1350–1420, 1420–1570, 1570–1650 км, имеющие северо-восточное и широтное простирание (рис. 3). Отрезок 700–1200 км северо-восточного направления пересекает Тимптоно-Учурский мегаблок и Бестяхский блок Батомгского мегаблока. Дальнейшее продолжение профиля находится в пределах Батомгского мегаблока. Широтный отрезок 1200–1350 км и северо-восточный отрезок 1350–1420 км пересекают Борогонский блок, широтный отрезок 1420–1530 км – Хандыгский блок, а северо-восточный отрезок 1530–1650 км – Нижнехандыгский блок.

Мощность земной коры по линии профиля изменяется от 40 до 55 км (рис. 3). Граница Мохо Тимптоно-Учурского мегаблока находится на уровне 50–52 км, севернее по Учурскому разлому происходит резкое утонение земной коры до 40–42 км. Мощность земной коры Батомгского мегаблока увеличивается в северо-восточном направлении от 40–42 км (Бестяхский и Борогонский блоки) до 55 км (интервал 1600–1650 км). Также наблюдаются вариации глубины границы Мохо в пределах блоков второго порядка. Так, граница Мохо в центральной части Борогонского блока опущена на 2 км, а в восточной на 6 км.

Граница верхнего и среднего слоёв характеризуется продольной скоростью в пределах 6,25–6,30 км/с, среднего и нижнего слоёв – 6,60–6,70 км/с, кора-мантия – 7,20–8,00 км/с, за исключением отрезка 1380–1600 км, где скорость кора-мантия достигает 8,3 км/с (рис. 2, В). Изменение мощности верхнего, среднего и нижнего слоёв консолидированной коры по разрезу довольно существенное. В пределах Тимптоно-Учурского мегаблока

мощность верхнего слоя увеличивается с 12 до 15 км с одновременным уменьшением от 20 до 10 км среднего слоя при слабой (19–20 км) изменчивости мощности нижнего слоя. В пределах Бестяхского и Борогонского блоков по линии профиля наблюдается утонение верхнего слоя от 15 до 7 км с параллельным утолщением среднего слоя от 10 до 15 км. Повышение мощности земной коры до 43 км происходит за счёт утолщения нижнего слоя от 12 до 16 км. Аналогичная ситуация наблюдается для Чурапчинского блока, максимальная (48 км) мощность земной коры которого определяется утолщением нижнего слоя до 22 км.

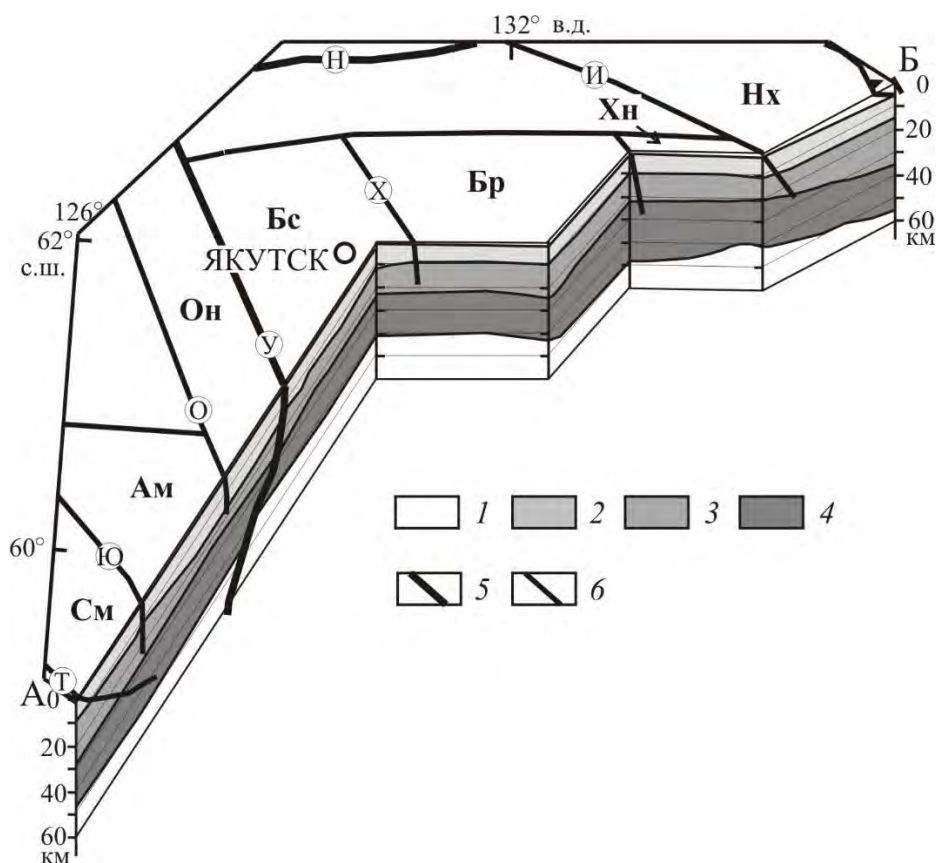


Рис. 3. Блок-схема глубинного строения северо-восточной части Алданской антеклизы в полосе профиля 3-ДВ, тектоника кристаллического фундамента Алданской антеклизы по анализу гравитационного поля

1 – платформенный чехол; 2–4 – слои консолидированной коры: 2 – верхний, 3 – средний, 4 – нижний; 5 – межмегаблоковые разломы: У – Учурский, Н – Нижнеалданский; 6 – межблоковые разломы: Т – Тыркандинский, Ю – Юнгюэлинский, О – Оноконский, Х – Хомпуйский, И – Ивановский. Блоки Тимптоно-Учурского мегаблока: См – Сумнагинский, Ам – Амбардахский, Он – Оноконский. Блоки Батомгского мегаблока: Бс – Бестяхский, Бр – Борогонский, Нх – Нижнехандыгский, Хн – Хандыгский

Существенное увеличение мощности земной коры Центрально-Алданского и Тимптоно-Учурского мегаблоков Т.Н. Хераскова с соавт. [6] предполагают за счёт внедрения подкорового материала, а Е.Ю. Гошко с соавт. [1] при поддвиге океанической плиты под воздействием плюмового апвеллинга. По нашему мнению, резкое утонение земной коры от 50–52 до 40 км в зоне Учурского разлома связано с различным типом земной коры мегаблоков. Тимптоно-Учурский мегаблок по типу земной коры относится к гранулит-гнейсовому поясу (Алданскому), а Батомгский – к гранит-зеленокаменной области (рис. 1). Увеличению глубины границы Мохо до 52 км Тимптоно-Учурского мегаблока способствовали процессы формирования в палеопротерозое Алданского гранулит-гнейсового пояса [3]. Тектоническое и глубинное строение северо-востока Алданской антеклизы по линии профиля 3-ДВ отражает характерные черты раннедокембрийской земной коры палеопротерозойского Алданского гранулит-гнейсового пояса и архейской Батомгской гранит-зеленокаменной области, выявленные в пределах Алдано-Станового щита.

1. Гошко Е.Ю., Ефимов А.С., Сальников А.С. Современная структура и предполагаемая история формирования земной коры юго-востока Северо-Азиатского кратона вдоль опорного профиля 3-ДВ // Геодинамика и тектонофизика. 2014. № 3. С. 785–798.
2. Рудницкая Д.И., Старосельцев В.С., Сальников А.С. Построение макромодели земной коры с применением Реапак-технологии по геотраверсу 3-ДВ (Восточная Сибирь) // Геофизика. 2013. № 1. С. 19–26.
3. Стогний В.В., Стогний Г.А. Неоднородности земной коры Алдано-Станового щита по профилю 3-ДВ (Восточная Сибирь, Россия) // Геофизический журнал. 2021. Т. 43. № 3. С. 27–46.
4. Стогний Г.А., Стогний В.В. Геофизические поля восточной части Северо-Азиатского кратона. Якутск: ГУП НИПК «Сахаполиграфиздат», 2005. 174 с.
5. Суворов В.Д., Мельник Е.А. Сейсмическая структура земной коры в зоне сочленения Сибирского кратона и Верхояно-Колымской складчатой системы // ИнтерЭкспо Гео-Сибирь. 2018. Т. 4. С. 264–271.
6. Хераскова Т.Н., Яковлев Д.В., Пиманова Н.Н., Березнер О.С. Строение Алданского щита и зоны его сочленения с Центрально-Азиатским складчатым поясом по геофизическим данным интерпретации трансектов «3-ДВ» и «Тында-Амурзет» // Геотектоника. 2018. № 1. С. 3–27.

ИНЖЕНЕРНЫЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИЗЫСКАНИЯ МЕТОДОМ ЭЛЕКТРОТОМОГРАФИИ ПОДТОПЛЯЕМОЙ ГРУНТОВЫМИ ВОДАМИ ТЕРРИТОРИИ ПРЕДМЕСТЬЯ МАРАТА ГОРОДА ИРКУТСК

*С.А. Терешкин¹, М.С. Шкиря¹, Ю.К. Ланкин¹, А.В. Лазурченко¹,
Д.А. Витвинин¹, Ю.А. Давыденко^{1, 2, 3, 4}*

1 – ФГБОУ ВО «ИРНТУ», г. Иркутск, stereshkin@geo.istu.edu, mshkiria@geo.istu.edu

2 – Департамент геофизики Сибирской школы геонаук, г. Иркутск

3 – ИЗК СО РАН, г. Иркутск, davidenkoya@gmail.com

4 – ООО «Гелиос», г. Иркутск

Введение. В статье рассматривается применение метода электротомографии для оценки проблемы подтопления одного из населенных пунктов Иркутской области. Периодическое поднятие среднегодового уровня подземных вод приводит к частичному или полному затоплению подвальных помещений [1, 5]. В зоне аэрации подтопление жилой застройки происходит за счет подвешенных подземных вод и «верховодок», которые, как правило, образуется на первом от поверхности земли водоупорном пласте или прослойках водоупорных отложений в водоносной толще. «Верховодка» имеет локальный характер и существует в период достаточного увлажнения, а в засушливое время исчезает. Грунтовые воды «верховодки» формируются в период дождей или таяния снега, имеют непостоянный уровень вследствие постепенного просачивания через слабопроницаемые грунты или разгрузки воды по склонам. Проблема возникновения таких явлений обусловлена плохой инженерной подготовкой территорий, связанной с нерациональной планировкой рельефа, неэффективной системой водоотведения атмосферных осадков или ее отсутствием.

Работы методом электротомографии проводились для оценки геолого-гидрогеологических условий развития процесса подтопления, оказывающего негативное воздействие на жилую застройку с последующей разработкой технических решений для предотвращения вредного воздействия грунтовых вод. В комплексе с гидрогеологическими методами использование электротомографии позволит наиболее рационально распределить ограниченные объемы бурения.

Электротомография применялась для решения следующих задач:

1. Расчленение геологического разреза на глубину до 30–40 м.
2. Определение глубины залегания и мощности водоупорного слоя аргиллитов.
3. Выявление элювиально-делювиальных грунтов возможного интенсивного питания грунтового горизонта «верховодки» и участков перетекания подземных вод в основной водоносный горизонт.

Исследуемый участок находится в районе территории предместья Марата г. Иркутска, Иркутской области (рис. 1). Объем полевых работ составил 3 погонных километра.

Методика исследования. Детальное строение верхней части разреза до глубин 30–40 м было получено по данным электротомографии, выполненной аппаратурой «Скала-64» [3].

Электротомография — это электроразведочный комплекс, включающий в себя как методику полевых работ, так и технологию обработки и интерпретации полевых данных. Ее особенностью является многократное использование в качестве питающих и измерительных одних и тех же фиксированных на профиле электродов. Эта методика приводит к уменьшению общего числа рабочих положений электродов при существенном увеличении плотности измерений по сравнению с обычным методом вертикальных электрических зондирований.

Удельное электрическое сопротивление ($УЭС$) горных пород зависит от поровой влаги (свободной и связанной) и определяется такими факторами, как пористость, трещиноватость, водонасыщенность, с увеличением которых сопротивление пород уменьшается. Именно это определяет выбор данного метода для поиска и локализации обводненных зон [6].



Рис. 1. Схема участка работ

При проведении электротомографии использовалась установка Шлюмберже [2]. Расстояние между электродами составляло 2,5 м. Выходное напряжение составляло 200 В. Продолжительность импульса тока 100 мс, паузы 20 мс.

Работы были осложнены плохими условиями заземления электродов. Половина участка работ заасфальтирована и забетонирована, также 25 % участка осложнена каменистыми насыпями. По возможности заземления проводились в трещины на асфальте. На участках пересечения дорог выполнить заземление было невозможно, в следствии чего некоторые профили построены с разрывами.

Результаты и их обсуждение. Инверсия данных выполнялась в программах ZondRes2D и ZondRes3D, которые предназначены для двумерной и трехмерной интерпретации данных электротомографии методом сопротивлений и вызванной поляризации [4].

Среднеквадратическое отклонение между наблюдаемыми и модельными данными составило 3 %. По результатам двумерной инверсии, выполненной в программе «ZondRes2D», были отстроены разрезы. На рис. 2 представлены все 10 профилей в псевдотрехмерной модели.

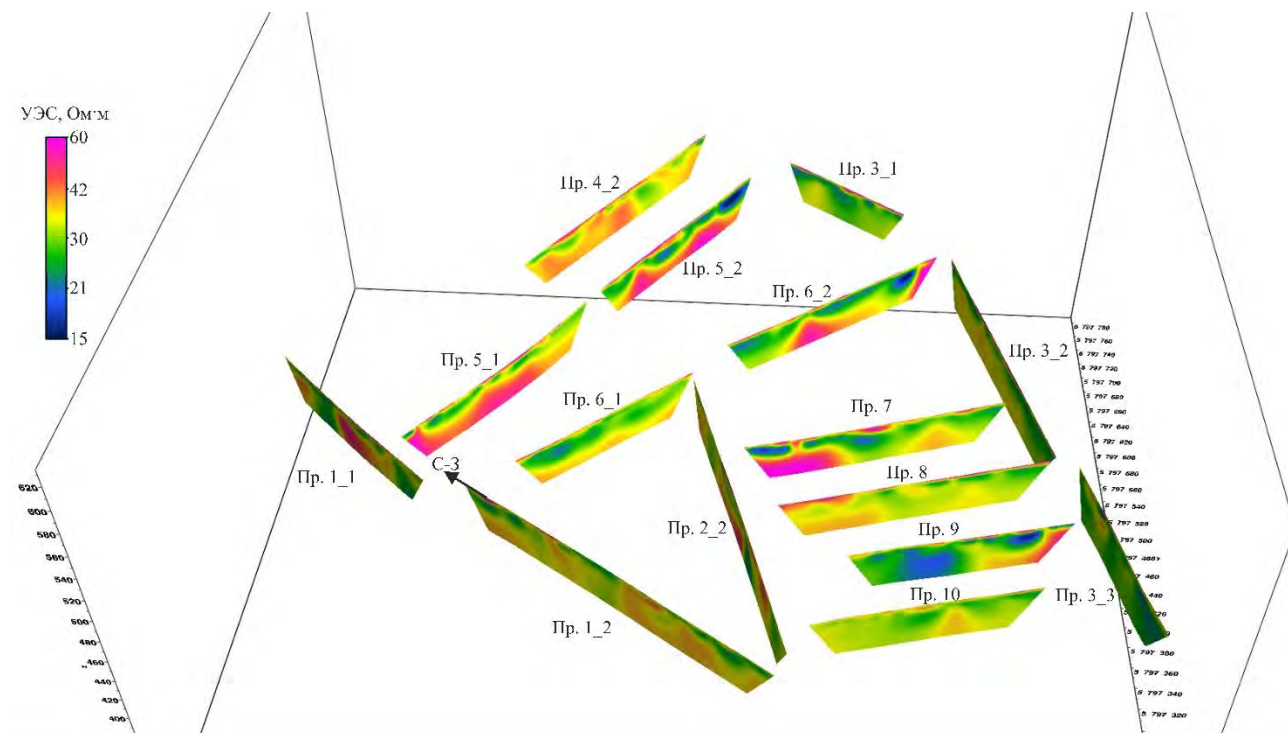


Рис. 2. Расположение разрезов электротомографии в псевдотрехмерной модели

На профиле 1_1 с 40 до 70 м от начала профиля выявляется субвертикальная проводящая зона, вероятно связанная с высокой степенью водопроницаемости. Аналогичные зоны выделяются на профилях 1_2, 2_2 и 9. Техногенный слой, мощность которого варьируется в пределах от 0,5 до 5 м прослеживается на всех профилях. УЭС данного слоя в пределах 70–100 Ом · м. На профилях 1_1 и 2_2 отчетливо выделяется блоковое строение исследуемого участка.

На профиле 7 водоупорный горизонт прерывается и уходит на глубину свыше 40 м. Разрешающей способности метода электротомографии в данных условиях недостаточно, чтобы проследить водоупор на глубину свыше 40 м. На профиле 7 в районе 40 м от начала профиля видна высокоомная «перемычка» неизвестной природы, которая скорее всего препятствует оттоку воды из соседней области, находящейся справа от нее. На профилях 5_1 и 5_2 кровля водоупорного слоя хорошо прослеживается.

Для анализа полученных материалов, использовалась программа трехмерной визуализации многокомпонентных данных «Voxler». На рис. 3 бирюзовым цветом показаны отдельные, не связанные между собой, линзы «верховодки». Данные зоны характеризуются пониженными значениями УЭС в пределах от 8 до 15 Ом · м. Предполагаемая кровля водоупорного горизонта (коричневая) характеризуется значениями УЭС от 40 до 60 Ом · м. Предполагается что мощность водоупорного слоя, сложенного аргиллитами, более 10 м. В геологическом отношении участок работ достаточно сложный. На профилях электротомографии отчетливо наблюдается блоковое строение.

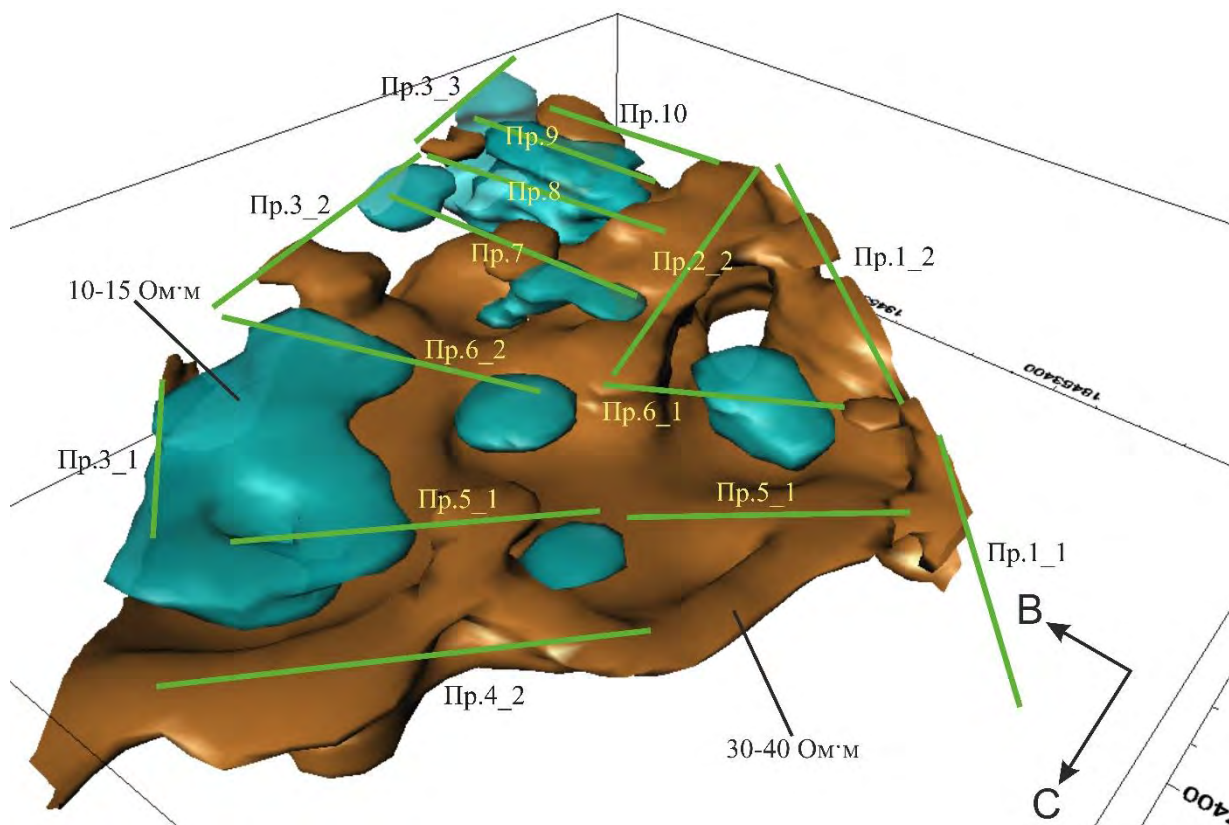


Рис. 3. Модель расположения линз «верховодки»

Выводы. По данным двумерной и трехмерной инверсий были выявлены зоны пониженного УЭС в пределах от 10 до 15 Ом*м, которые являются линзами «верховодки». Глубина кровли водоупорного горизонта варьируется в широких пределах от 8 до 20 м, что говорит о большой неоднородности верхней части разреза. УЭС «водоупора» в пределах от 30 до 40 Ом · м.

На основе результатов применения комплекса гидрогеологических методов поиска и метода электротомографии будет выполнено разведочное бурение скважин глубиной 10–20 м для оценки техногенной опасности подтопления.

Для населенных пунктов г. Иркутска, подверженных сезонным подтоплениям, актуальность применения электротомографии вытекает из особенностей сложного геологического строения разреза, при изучении которого особенно востребована высокая детализация и хорошая разрешающая способность. Проблемы подтопления подземными водами связаны с плохой инженерной подготовкой территории под строительство. Гидрогеологические особенности территории необходимо учитывать для предотвращения негативных последствий подтопления.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФ № 20-67-47037 «Методологическое и программное обеспечение обработки больших объемов данных электромагнитных зондирований, гравиразведки и БПЛА-магниторазведки на основе комплексного решения трехмерных обратных задач рудной геофизики».

1. Аузина Л.И. Опытнo-фильтрационные исследования. Основные виды работ. Методы обработки / Л.И. Аузина, Ю.К. Ланкин, А.Г. Вахромеев. – Иркутск: Иркутский национальный исследовательский технический университет, 2016. – 120 с.

2. Жданов М.С. Электроразведка: Учебник для вузов. – М.: Недра, 1986. 316 с.

3. Официальный сайт GEODEVICE [Электронный ресурс]. – Режим доступа свободный. – URL: <https://geodevice.ru/main/electric/units/skala64> (22.11.2021).

4. Официальный сайт Zond Software [Электронный ресурс]. – Режим доступа свободный. – URL: <http://zond-geo.com/software/resistivity-imaging-ves/zondres2d/> (22.11.2021).

5. Поспелова И.Ю. Проблемы затопления г. Иркутск / И.Ю. Поспелова, Б.В. Семигановский // Водные ресурсы – основа устойчивого развития поселений Сибири и Арктики в XXI веке: Сборник докладов XXI Международной научно-практической конференции, Тюмень, 22 марта 2019 года. – Тюмень: Тюменский индустриальный университет, 2019. – С. 243–249.

6. Санчаа А.М., Фаге А.Н., Шемелина О.В. Применение метода электротомографии для поиска водонесных горизонтов в геологических условиях восточной части Новосибирской области // Горный информационно-аналитический бюллетень. – 2019. – № 10. – С. 90–105. DOI: 10.25018/0236-1493-2019-10-0-90-105

К ВОПРОСУ О СОВПАДЕНИИ ГЕОМЕТРИЧЕСКОГО ЦЕНТРА И ЦЕНТРА МАСС ЗЕМЛИ

В.В. Тимофеев, Е.Н. Волкова

ФГБОУ ВПО «СНИГУ им. Н.Г. Чернышевского», г. Саратов, wwtimofeev@mail.ru, volkovaen@info.sgu.ru

Известно, что магнитные полюса Земли постоянно перемещаются. Исторически сложилось так, что о миграции полюсов мы судим исключительно по смещению северного полюса Земли, в том числе потому что в северном полушарии Земли находится основная масса астрофизических обсерваторий.

Традиционно в науке геометрической моделью нормальной Земли принято считать эллипсоид вращения. Центр эллипсоида совмещают с центром масс, а его ось вращения – с осью вращения Земли [1]. Принято считать, что ось вращения земли проходит через её геометрический центр, совмещённый с центром масс, в связи с чем обычно представляют, что положение южного полюса центрально симметрично северному. Следуя такому выводу, колебания Чандлера учитывают в вычислениях исключительно по данным северного полюса.

«По определению общеземная система координат является геоцентрической пространственной системой координат с началом в центре масс Земли. Вертикальная ось направлена к условному земному полюсу. Общеземная система координат вращается вместе с Землей. В геоцентрической системе координат положение точки в пространстве определяется значениями координат, относящихся к общеземному эллипсоиду – эллипсоиду вращения, геометрический центр которого совпадает с центром общеземной системы координат. Вертикальная ось, направленная к условному земному полюсу, является осью вращения эллипсоида» [2]. В специализированном справочнике общеземной геоцентрической системы координат фактически утверждается, что центр эллипсоида совмещён с началом геоцентрической системы координат, то есть центр масс центр эллипсоида, центр эллипсоида и ось вращения земли проходит через одну точку.

Данное утверждение представляется верным только в том случае, если согласимся, что Земля, с точки зрения воздействия на неё гравитационного поля, находится в инерциальной системе отсчёта. Однако, наличие приливных явлений, наблюдаемых на Земле, свидетельствует, что это не так. Генерируемые Солнцем и Луной приливные явления (или вариации гравитационного поля) можно рассчитать по формуле Лонгмана, или по какой-либо другой аналогичной формуле. Влияние других планет обычно не учитывают в связи с его незначительностью. Полагаем, что сила гравитационного воздействия помимо видимых явлений (морские приливы) вызывает смещение центра тяжести Земли.

Показания гравиметра весьма зависимы от угла наклона датчика прибора в связи с тем, что гравиметр снабжён чувствительным и точным угломером. Прибор, находясь в режиме измерения дрейфа нулевой линии, фиксирует не только гравиметрические показания, но и

часть вспомогательной информации (в том числе и угол наклона датчика), которая оказывается взаимосвязанной с показателями вариаций гравиметрического поля.

В течение определенного периода были составлены диаграммы, на которых были представлены лунно-солнечные вариации силы тяжести, вычисленные по формуле Лонгмана, и изменения углов наклона датчика прибора и графика. Показания углов смещения прибора по оси X и смещения по оси Y, представленные на диаграммах, хорошо коррелируют как между собой, так и с графиком вариаций гравитационного поля. Анализ диаграмм позволил установить взаимосвязь вариаций гравиметрического поля и углов наклона гравиметра.

Был составлен график смещения углов наклона, на котором отразилось смещение центра масс в плоскости, перпендикулярной отрезку, опущенному из точки наблюдения в точку центра Земли, выраженное в угловых секундах, были построены проекции движения точки центра масс на экваториальную плоскость, выраженное в угловых секундах. На этих рисунках нашло отражение постоянное изменение углов движения центра масс, которое улавливали геодезические приборы, регистрируя не движение центра геоида, а именно движение центра масс. Анализ данных позволил сделать вывод о том, что координаты центра масс не являются фиксированными, а также, учитывая компенсацию перемещения координат за счет высоты, позволил сформулировать алгоритм трансформации координаты в приращение высоты за счёт смещения центра масс.

Бесспорно, что центр масс является в некотором роде устойчивой точкой Земли, однако генерации гравитационного поля не могут не оказывать влияние на смещение центра масс относительно геометрического центра Земли.

Таким образом, полагаем, что центр масс Земли в отличие от геометрического центра Земли постоянно меняет своё положение. Определение истинного положения оси вращения Земли в настоящее время представляет собой проблему, различные варианты решения которой предлагаются как учеными-геофизиками, так и практиками-геодезистами.

1. Серапинас Б.Б. Геодезические основы карт гравитационное поле: Лекция 7. – М.: МГУ, 2001. С. 105.
2. Специализированный справочник общеземной геоцентрической системы координат «Параметры земли 1990 года» (ПЗ-90.11) / Военно-топографическое управление генерального штаба вооруженных сил Российской Федерации. – М., 2020. С. 10.

ГРАВИРАЗВЕДКА ПРИ ПОИСКЕ ПОДЗЕМНЫХ СООРУЖЕНИЙ В УСЛОВИЯХ ГОРОДСКИХ АГЛОМЕРАЦИЙ

А.А. Фадеев, С.С. Трубка, Е.П. Боровская

МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва, *allexfadeev@mail.ru, sstrubko@gmail.com, borovskaty@gmail.com*

Наиболее эффективно задачу поиска подземных сооружений и коммуникаций можно решить при помощи высокоточной гравirazведки [4, 2]. Решение данной задачи может быть полезно для изыскательских работ в строительстве, поиска археологических объектов [1], мониторинга просадки фундамента зданий, а также грунта в его окрестности [3] и т. п.

В настоящей работе описан пример использования высокоточной гравirazведки для поиска подземных сооружений и коммуникаций вблизи Главного здания МГУ имени М.В. Ломоносова в г. Москва. На карте фактического материала (рис. 1) указано положение пунктов гравиметрической съемки.

Гравиметрические работы выполнены с использованием трех гравиметров CG-5 Auto-*grav* (Scintrex Ltd.) по методике однократных наблюдений. Центральный опорный гравиметрический пункт (ЦОГП), относительно которого были определены приращения силы

тяжести на пунктах рядовой сети, располагался в лаборатории Гравиметрии Геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова на специально оборудованном бетонном постаменте. Для удобства проведения гравиметрических работ были вынесены на улицу три опорных гравиметрические пункты (ОГП), совмещенные с пунктами рядовой сети. Среднеквадратическая ошибка разбивки опорной сети составила 0,0007 мГал.



Рис. 1. Карта фактического материала

Гравиметрические наблюдения на каждом пункте состояли из серии отсчетов. Для пунктов рядовой сети не менее трех отсчетов, для опорных пунктов не менее десяти. Каждый отсчет – это среднее значение 60-секундной выборки. Во время наблюдений получаемая серия отсчетов анализируется для исключения случайных выбросов. Выброс – отсчет в серии, отличающийся более чем на 0,003 мГал от остальных отсчетов. Окончательным значением гравиметрического наблюдения на пункте является среднее значение из серии стабильных отсчетов. Серия стабильных отсчетов включает отсчеты, отличающиеся друг от друга не более чем на 0,003 мГал.

Шаг гравиметрической съемки составил 2 м. На краях профилей, в местах отсутствия локальных гравиметрических аномалий, шаг съемки был увеличен и составил 4 и 10 м. Количество пунктов рядовой сети составило 976, количество контрольных наблюдений 21 %. Каждое гравиметрическое звено было проконтролировано с использованием другого гравиметра, в разное время и разными операторами. При проведении работ проводился предварительный анализ получаемых данных, оценивалась гладкость кривой силы тяжести. В случае выявления явно выраженных отскоков проводились дополнительные измерения силы тяжести на данных пунктах. Также проводилась заверка локальных аномалий силы тяжести. Среднеквадратическая ошибка рядовой сети составила 0,0032 мГал.

Основным источником помех при измерениях силы тяжести являлись микросейсмические помехи, вызванные проходящим неподалеку дорожным транспортом и пешеходами. Для минимизации данной помехи следует проводить измерения в ночное время или увеличить длительность наблюдения на пункте.

Геодезическое сопровождение гравиметрической съемки осуществлялось при помощи тахеометра Trimble M3. Привязка базовых станций тахеометра осуществлялась по опорным геодезическим пунктам. Координаты опорных геодезических пунктов были измерены при помощи GPS Trimble GNSS R8 относительно федеральной сети базовых станций EFT-CORS. Среднеквадратическая погрешность планового определения координат пунктов рядовой сети составила 15 мм, высотного 2 мм.

Исходя из опыта проведения высокоточных гравиметрических работ, следует отметить некоторые особенности методики проведения гравиметрической съемки, которые позволяют повысить качество получаемых гравиметрических данных:

1. Перед началом работ необходимо проводить предполевую подготовку и проверку гравиметра, входе которой оценивается качество работы гравиметрического датчика и его пригодность для выполнения планируемых работ.

2. Основной вклад в погрешность определения приращений силы тяжести вносит поправка за сползание пуль-пункта, которая при обработке учитывается как линейная функция. Для минимизации ошибки нелинейного изменения нуля-пункта необходимо чаще заходить на опорный пункт. Рекомендуемая продолжительность гравиметрического звена не должна превышать трех часов. При чем первое звено не должно по длительность быть более одного часа. Это связано с тем, что гравиметр может не успеть войти в рабочий режим в момент начала первого измерения на опорном пункте. На практике, первые гравиметрические звенья, как правило, имеют большее сползание нуля-пункта по сравнению с измерениями в последующих звеньях и при контрольных измерениях на этих звеньях наблюдается повышенное отклонение силы тяжести.

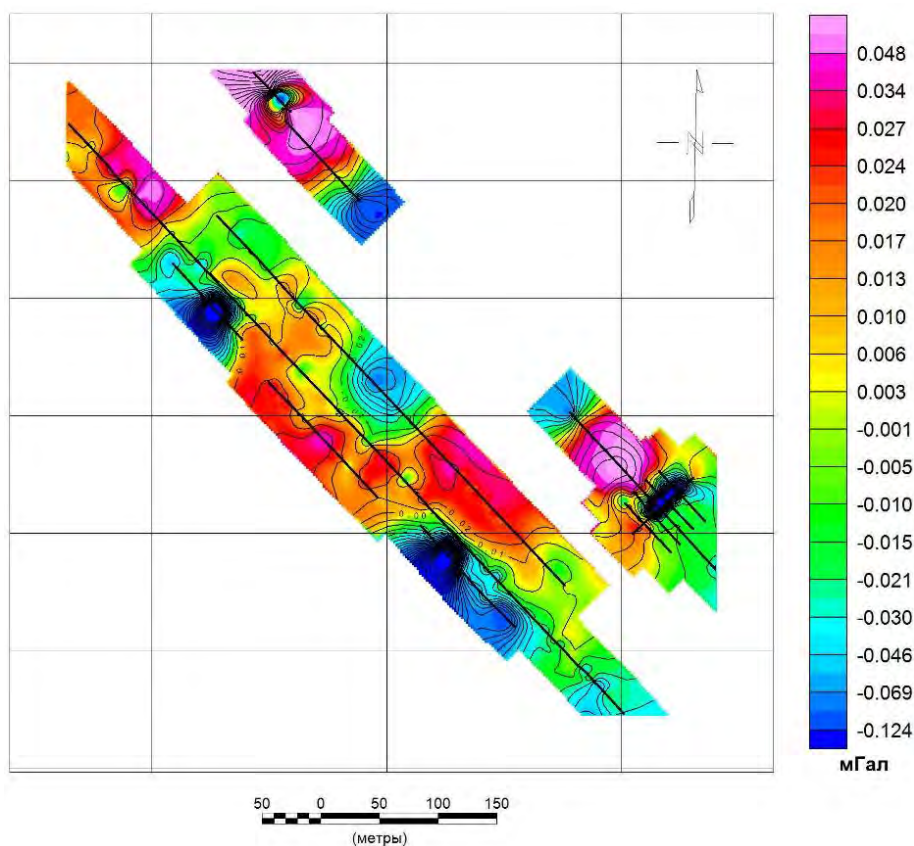


Рис. 2. Карта локальных аномалий силы тяжести

3. Необходимо учитывать положение точки записи гравиметра (гравиметрического датчика) и точки измерения координат на пункте наблюдения, расположенной, как правило, на поверхности земли.

4. Измерение плановых и высотных координат на пунктах гравиметрической сети следует осуществлять при помощи тахеометра в случае присутствия высотных сооружений и деревьев вблизи пунктов наблюдения. Рекомендуется использовать только тахеометр для работ с частым шагом сети наблюдения. Это позволит добиться высокой точности определения координат и существенно увеличит скорость геодезических работ на небольших площадях.

По результатам гравиметрической съемки была построена карта локальных аномалий силы тяжести с плотностью промежуточного слоя $1,9 \text{ г/см}^3$ (рис. 2), сечение изолиний $0,010 \text{ мГал}$. На карте отчетливо выделяются локальные минимумы, приуроченные к подвальным помещениям и подземным ходам. На карте можно выделить несколько типовых аномалий силы тяжести, отличающихся интенсивностью и своей протяженностью. К первому типу аномалий силы тяжести можно отнести высокоинтенсивные минимумы с амплитудой $0,150\text{--}0,230 \text{ мГал}$ и шириной аномалии около 20 м . Первому типу аномалий соответствуют подвальные помещения. Ко второму типу – низкоинтенсивные минимумы амплитудой $0,020\text{--}0,060$ и шириной аномалии около 8 м . Второму типу аномалий соответствуют подземные ходы.

Поскольку подземные сооружения и коммуникации, как правило, имеют правильные геометрические формы (модель прямоугольного параллелепипеда или цилиндра), высокую эффективную плотность и расположены вблизи от поверхности съемки, то их моделирование и соотнесение с наблюдаемым гравитационным полем не представляет особой сложности. При наличии данных бурения в местах локальных аномалий или же при непосредственном доступе к подземному сооружению можно с высокой точностью провести подбор модели для всей территории исследования.

1. Ушаков Д.Г., Валькова М.В. Мониторинг вариаций поля силы тяжести на территории Главного здания МГУ // Материалы докладов XVIII Международной конференции студентов, аспирантов и молодых ученых «Ломоносов» / Отв. ред. А.И. Андреев, А.В. Андриянов, Е.А. Антипов, М.В. Чистякова. – М.: МАКС Пресс, 2011.

2. Фадеев А.А. Применение высокоточной гравиметрии для поиска подземных сооружений // Материалы Международного молодежного научного форума «Ломоносов-2012» / Отв. ред. А.И. Андреев, А.В. Андриянов, Е.А. Антипов, К.К. Андреев, М.В. Чистякова. – М.: МАКС Пресс, 2012.

3. Фадеев А.А., Соловьева М.А. Возможности высокоточной гравиметрии при поиске малоамплитудных аномалий // Материалы Международного молодежного научного форума «Ломоносов-2013» / Отв. ред. А.И. Андреев, А.В. Андриянов, Е.А. Антипов, К.К. Андреев, М.В. Чистякова. – М.: МАКС Пресс, 2013.

4. Фролов В.И. Возможности высокоточной гравиметрии при поиске инженерных объектов на примере подземных сооружений территории МГУ // Материалы докладов XVIII Международной конференции студентов, аспирантов и молодых ученых «Ломоносов» / Отв. ред. А.И. Андреев, А.В. Андриянов, Е.А. Антипов, М.В. Чистякова. – М.: МАКС Пресс, 2011.

ДИЛАТАЦИЯ И ЕЁ ПРОЯВЛЕНИЕ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЕ

В.В. Филатов¹, Л.А. Болотнова²

1 – Владимирский государственный университет, г. Владимир, *filatov47@bk.ru*

2 – Уральский государственный горный университет, г. Екатеринбург, *L.bolotnova@yandex.ru*

Физической предпосылкой применения гравиметрии для изучения деформирования геологической среды в связи с определением механизмов структурообразования и прогнозирования месторождений полезных ископаемых является изменение её плотности, которое происходит не только за счёт минералогических преобразований, но в значительной степени за счёт развития в ней трещиноватости. Основным количественным показателем, характеризующим процесс деформирования, является первый инвариант тензора упругих деформаций или дилатация (θ), или относительное измерение объёма среды. Дилатация может быть положительной, когда процесс деформирования идёт с увеличением объёма среды (т. е. с её разуплотнением), отрицательной – при уменьшении объёма среды (т. е. с её уплотнением) и равной нулю (в этом случае в среде образуются вихревые структуры). Дилатация зависит от большого числа факторов: петрографического типа пород среды, времени действия нагрузки, характера разрушения пород (хрупкое или пластичное), температуры среды и некоторых других. И плотность среды, и дилатация представляют собой однопорядковые, объёмные величины. Это обстоятельство позволяет устанавливать между ними количественные зависимости статистического типа из-за того, что на плотность и дилатацию влияет много причин.

Изучение дилатации осуществляется различными способами:

– в лаборатории экспериментально, путём испытания образцов различных горных пород на сжатие при трёхосном неравномерном нагружении для различных временных и температурных режимах;

– в естественных условиях путём изучения современных движений дневной поверхности на геодинамических полигонах;

– геофизическими способами, в основном с помощью гравиметрии путём изучения локальных аномалий поля силы тяжести.

Результаты испытаний образцов горных пород, исследования на геодинамических полигонах и интерпретация аномалий поля силы тяжести показали, что дилатация растёт с увеличением предела прочности породы на сжатие и уменьшается с ростом температуры; дилатация больше у пород склонных к хрупкому разрушения, наилучшие условия для которого существуют в верхней части земной коры; величина дилатации изменяется в широких пределах от долей процента до 10–15 %, достигая 20–30 %.

Величина изменения дилатации от действия различных факторов приводит к изменению плотности геологической среды на 0,1–0,4 г/см³. Такое по величине изменение плотности в локальных участках геологической среды приводит к образованию в ней плотностных неоднородностей, являющихся источниками локальных аномалий интенсивностью в сотые – первые десятые доли мГал. Эти аномалии уверенно фиксируются современной гравиметрической съёмкой. Изучая их, можно решать задачи определения механизмов формирования геологических структур и давать прогнозные оценки территорий на рудную минерализацию.

Деформация количественно описывается различными характеристиками, одной из которых является дилатация или относительное изменение объёма деформируемого объекта. В геологической среде дилатация проявляется в виде трещинообразования или, напротив, в виде закрытия пор и трещин. В первом случае происходит разрыхление среды, её разуплотнение; во втором – среда становится менее проницаемой, более плотной, т. е. деформация геологической среды приводит к изменению её свойств, в частности, такого важного как плотность, что впервые показал В.В. Белоусов [1] при изучении диапировых складок. Поэтому свойства геологических объектов следует рассматривать с учётом их генезиса, т. е. с учётом того деформационного процесса, в результате которого они образовались (Ф.Ю. Левинсон-Лессинг, 1923).

Плотность горных пород в отдельных образцах и в массиве существенно различная. Это различие отчётливо выявляется при сопоставлении данных петроплотностных измерений с результатами определения плотности при регистрации космического излучения в горных выработках или с результатами гравиметрических исследований при определении плотности промежуточного слоя.

Исходя из вышесказанного, задача изучения дилатации, определение факторов, от которых она зависит, является очень актуальной и в теоретическом, и в прикладном отношениях. Описанию результатов решения этой задачи и их анализу и посвящена настоящая статья.

Систематического и целенаправленно изучения дилатации пока нет. Это обусловлено двумя причинами. Во-первых, сложностью установок и методик для её изучения. Во-вторых, и это главное, отсутствием чёткого представления о важности прикладного изучения дилатации в связи с изучением деформации геологической среды с помощью гравиметрии.

Дилатацию, как аномалиеобразующий фактор, впервые рассмотрел и количественно проанализировал В.А. Шередеко на примере района юго-западного Синегорья-Ханкайского массива [2]. Несмотря на пионерское значение его работы, она является односторонней. Поскольку объекты дилатационного разуплотнения геологической среды им рассмотрены только как источник аномалий-помех, искажающих поле силы тяжести изучаемых геологических тел. Поэтому подход к анализу этих аномалий-помех свёлся к тривиальному геологическому редуцированию. А дилатацию следует рассматривать как результат геодинамического процесса, как одну из форм проявления напряжённо-деформированного состояния геологической среды, доступного изучению гравиметрией подобно тому, как это сделано в [3].

Для вычисления дилатации ($\theta = e_1 + e_2 + e_3$) были использованы результаты измерения продольной (e_1) и поперечных деформаций ($e_2 = e_3$) при трёхосном неравномерном сжатии ($\sigma_1 \geq \sigma_2 = \sigma_3$) для $\sigma_2 = \sigma_3 \leq 100$ МПа [4] и другие данные [3].

По данным вычисления дилатации были построены поля корреляции, установлены корреляционные зависимости и определены выборочные коэффициенты корреляции между θ и пределом прочности пород на сжатие ($\sigma_{сж}$), между θ и температурой T для магматических, метаморфических и осадочных пород (рис. 1).

Статистический анализ показал, что между θ и $\sigma_{сж}$ существует устойчивая корреляционная зависимость, которая описывается уравнением линейной регрессии для всех типов, рассмотренных пород:

$$\theta = 0,02 (\sigma_{сж}) - 1,04, \quad (1)$$

$$\theta = 0,02 (T) - 0,57. \quad (2)$$

Выборочный коэффициент корреляции для зависимости (1) равен 0,65, для зависимости (2) – 0,74. Прямопропорциональная зависимость между θ и $\sigma_{сж}$ свидетельствует о том, что вещество геологической среды сохраняет упругую реакцию на силовое воздействие вплоть до напряжений близких к пределу его прочности на сжатие, т. е. зависимость между деформацией и напряжением хорошо описывается законом Гука. Равенство первых коэффициентов регрессии в обоих уравнениях (0,02) указывает на то, что процесс деформирования вещества геологической среды подчиняется закону подобия.

Корреляционная зависимость между θ и T установлена только для осадочных пород; величина дилатации с увеличением температуры уменьшается:

$$\theta = - 0,024 T + 5,49. \quad (3)$$

Уменьшение дилатации с увеличением температуры обусловлено тем, что с ростом температуры, вследствие перекристаллизации или структурно-деформационных изменений, происходит «залечивание» микропор и микротрещин. Выборочный коэффициент корреляции для зависимости (3) равен 0,70.

Из результатов экспериментальных исследований образцов горных пород и данных их обработки следует, что величина дилатации изменяется в широких пределах от долей процента до 10–15 %, достигая в отдельных случаях 20–30 %. Наибольшая дилатация происходит при хрупком разрушении, благоприятными условиями для которого являются

растягивающие напряжения по одному или по всем трём главным направлениям, концентрация напряжений, низкая температура, высокая скорость нагружения, наличие поверхностей раздела, различные фазовые состояния вещества, невысокий уровень бокового давления. Все эти условия в значительной степени характерны для верхней части земной коры.

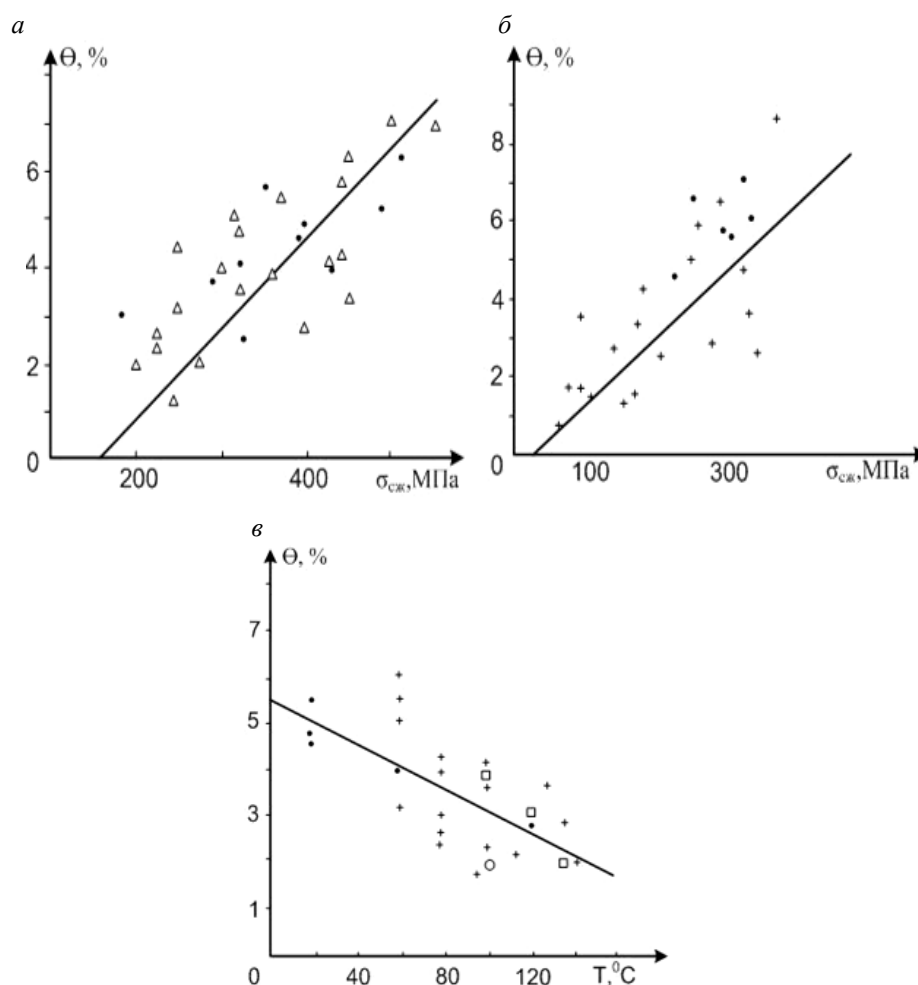


Рис. 1. Поле корреляции

a – θ и $\sigma_{сж}$ некоторых магматических и метаморфических пород при неравномерном трехосном сжатии $\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3$, $\sigma_2 = \sigma_3 < 100$ МПа: Δ – гранит, \bullet – гнейс; *б* – θ и $\sigma_{сж}$ осадочных пород при неравномерном трехосном сжатии $\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3$, $\sigma_2 = \sigma_3 < 100$ МПа: $+$ – известняк, \bullet – песчаник; *в* – θ (на уровне $\sigma_{сж}$) и температуры (T) некоторых осадочных пород при неравномерном трехосном сжатии $\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3$, $\sigma_2 = \sigma_3 < 100$ МПа: \bullet – алевролит, \square – аргиллит, \circ – доломит, $+$ – известняк

По данным В.И. Старостина (1979), хрупкий характер разрушения осадочных пород сохраняется до глубины в несколько километров, магматических и метаморфических – до 20 км. По оценкам [5] хрупкие разрушения могут происходить на глубинах 4–11 км. По мнению В.Н. Николаевского (1985) развитие трещин отрыва происходит до глубины 2–3 км. Результаты исследований на Кольской сверхглубокой скважине свидетельствуют о значительной глубине раскрытия не минерализованных трещин [6].

Детальные структурно-петрографические исследования, выполненные в зонах Первомайского, Тальновского и других разломов Украины [6] показали, что основным механизмом деформаций пород в них является катаклаз, проявляющийся в дроблении зёрен минералов и развитие микротрещиноватости. Благодаря этому плотность пород уменьшается на 0,01–0,07 г/см³. Так объём открытых трещин розовых гранитов подольского комплекса зависит от степени катаклаза: у слабых бластоклазитов он составляет 4,2 %, у бластоклазитов – 5,2 %, у сильных бластоклазитов – 5,7 %. Связь между плотностью породы (ρ) и объёмом открытых трещин (v) описывается уравнением линейной регрессии:

$$\rho = -0,614 v + 2,685. \quad (4)$$

Выборочный коэффициент корреляции зависимости (4) равен 0,81.

Динамометаморфически изменённые породы всегда разуплотнены. Наименьшая плотность, соответственно наибольшая трещиноватость, характерна для осевых зон разломов, в которых она может достигать 0,3 г/см³. Для одной из разломных зон Забайкалья была установлена линейная корреляционная зависимость между плотностью пород (ρ) и расстоянием до осевой линии разлома (R) точки, где взят образец породы:

$$\rho = 1,5 \cdot 10^{-4} R + 2,51, \quad (5)$$

где R – расстояние в метрах; выборочный коэффициент корреляции в уравнении (5) равен 0,71.

При изучении плотности и трещиноватости тектонитов разломных зон Таджикистана, к которым приурочены многие рудные месторождения, было установлено, что при деформации практически не происходит изменение минеральной плотности тектонитов. Тектониты имеют тот же минеральный состав, что и исходная порода. Уменьшение плотности тектонитов до 0,40 г/см³ обусловлено в основном развитием трещиноватости (ростом дилатации). Участки локализации оруденения и развития тектонитов связаны не только пространственно, но и генетически. При чём, промышленные оруденения приурочены в обломочным тектонитам, а не к менее проницаемым дисперсным тектонитам (глинкам трения) [7]. Этот пример наглядно показывает значимость выявления и изучения зон дилатации для прогнозирования оруденения.

Прихотливое изменение естественного поля напряжений приводит к сложному распределению в пространстве трещиноватости, а следовательно, и дилатации. Участки дилатационного разуплотнения в геологической среде распределены не случайно, а закономерно в соответствии с типом геологической структуры. Они (участки) приурочены к осевым частям разломных зон, к сводовым поднятиям, к краевым частям кальдер, к ядрам складок, к поверхностям разгрузки напряжений; они образуют кулисообразные системы в активных крыльях горизонтальных сдвиговых зон [8].

Геологические процессы характеризуются большой продолжительностью. Время действия региональных полей напряжений оказывается соизмеримым со временем тектонического развития крупных регионов. Анализ палео- и современных напряжений Байкальской рифтовой зоны показал, что они были стабильными в течение второй половины кайнозоя, т.е. в течение 35 миллионов лет.

Известно, что деформация под действием постоянных сил увеличивается с течением времени. Это явление называется ползучестью. Процесс ползучести, независимо от типа горной породы, характера нагружения, температуры и других факторов, состоит из четырёх стадий:

- мгновенной упругой деформации;
- нестационарной или затухающей ползучести. В породе на этой стадии происходит интергрануляция и внутрикристаллическая пригонка границ зерен минералов;
- установившаяся ползучесть, или стационарная ползучесть, или квазивязкое течение. На этой стадии в породе основную роль играют перекристаллизация, интергранулярное смещение и диффузия;
- ускоренная или прогрессирующая ползучесть. Она характерна тем, что в породе происходят различные внутрикристаллические изменения, увеличивается пластичность породы при значительном уменьшении её прочности. Процесс ползучести завершается разрушением породы.

Поскольку основным механизмом ползучести является трещинообразование, то и при этом виде деформации происходит изменение дилатации. На рис. 2 показаны результаты изменение дилатации в образцах каменной соли (а) и в сильвините (б) от величины сжимающих напряжений при различной продолжительности действия нагрузки. Из результатов испытаний следует, что дилатация нелинейно возрастает с увеличением времени (t) испытания и нагрузки ($\sigma_{сж}$).

Нелинейный рост дилатации, установленный для осадочных пород, будет справедлив и для пород другого генезиса и в целом для земной коры, о чём свидетельствуют результаты

изучения современных движений дневной поверхности на Байкальском и Алма-Атинском геодинамических полигонах [9].

Одним из процессов, обуславливающим ползучесть, является релаксация напряжений, которая заключается в перегруппировке молекул вследствие их теплового движения, в результате чего свободная энергия релаксирующего объекта становится минимальной, т. е. релаксация – это стремление среды к состоянию равновесия. Состоянию равновесия в земной коре отвечает гидростатическое напряжённое состояние. В этом состоянии среда ведёт себя как идеально упругое тело, и напряжения в ней не релаксируют до тех пор, пока равновесие не будет нарушено внешними силами.

Поскольку одним из механизмов ползучести является трещинообразование, то релаксация напряжений в значительной степени способствует первоначальной трещиноватости горных пород. Релаксационное течение завершается образованием трещин. В [10] экспериментально показано, что такой финал релаксационного течения наблюдается даже при очень малых скоростях релаксации и в однородных средах. В геологическом отношении релаксация напряжений способствует увеличению дилатации и, развиваясь в маломощном слое, примыкающим к разгружаемой поверхности (явление зонной релаксации) способствует формированию линейных и площадных кор выветривания [11, 12].

Из анализа результатов изучения дилатации следует, что дилатация увеличивается с ростом предела прочности породы (и, соответственно, геологической среды). Это обусловлено тем, что прочные породы способны накапливать значительный запас упругой энергии, релаксация которой способствует обильному трещинообразованию и, соответственно, увеличению дилатации, большему, чем у малопрочных пород. Поэтому аномалии силы тяжести, обусловленные дилатационным разуплотнением, в районах развития плотных пород будут интенсивнее, чем в районах развития менее плотных пород при прочих равных условиях.

Исходя из уравнений регрессии (2) и (3), можно допустить обратную пропорциональность между интенсивностью аномалий силы тяжести и пределом прочности геологической среды на сжатие. Такая зависимость позволяла бы оценивать по величине аномалий силы тяжести интенсивность динамического процесса, приведшего к трещинообразованию.

Корреляционные зависимости (2) и (3), в принципе, можно использовать для прогнозной оценки предела прочности геологической среды на сжатие по известной величине дилатации, и, наоборот, по величине предела прочности среды прогнозировать, какой величины может достигнуть дилатация при трещинообразовании по результатам измерения силы тяжести.

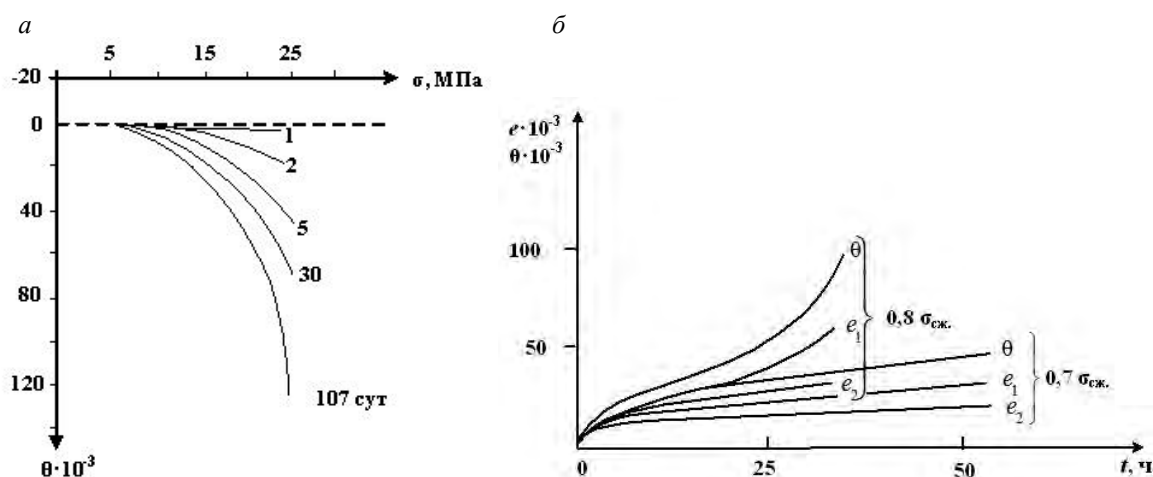


Рис. 2. Зависимости временных изменений характеристик деформационного процесса
 а – каменная соль; б – сильвинит (Ставрогин, 1965; 1969)

Плотностные неоднородности земной коры (т.е. гравитационное поле Земли) обуславливают её сложное напряжённо-деформированное состояние, в результате которого формируются новые плотностные неоднородности в виде локальных областей дилатационного

разуплотнения (в меньшей мере уплотнения), являющихся в геологическом отношении пликативными и дизъюнктивными тектоническими структурами. Эти структуры образуют иерархические системы, они аномальны по плотности, локализованы в пространстве и приурочены к верхней части земной коры. Благодаря этим свойствам структуры можно уверенно картировать и изучать их строение с помощью гравиметрических съёмок различного масштаба. Результаты анализа аномального гравитационного поля, таким образом, при благоприятных условиях могут дать объективное представление о механизмах структурно-деформационных процессов в геологической среде и прогнозировании на этой основе месторождений и рудопроявлений полезных ископаемых.

1. Белоусов В.В. Складчатость и основные типы тектонических деформаций // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1969. № 4. С. 5–23.
2. Шередеко В.А. Гравитационный эффект дилатационного разуплотнения геологических тел при крупномасштабном глубинном картировании (на примере юго-западного Синегорья-Ханкайский массив): дисс. канд. геол.-минерал. наук. – Хабаровск, 1986. 157 с.
3. Филатов В.В., Болотнова Л.А. Гравиразведка. Метод тектонофизического анализа гравитационного поля: научная монография. – Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2015. 284 с.
4. Физические свойства минералов и горных пород при высоких термодинамических параметрах: справочник / Под ред. М.П. Воларовича. 2-е изд., перераб. и доп. – М.: Недра. 1988. 255 с.
5. Гинтов О.Б., Исай В.М. Тектонофизические исследования разломных зон консолидированной коры. – Киев: Наукова думка, 1988. 225 с.
6. Кольская сверхглубокая скважина. Исследование глубинного строения континентальной коры с помощью бурения Кольской сверхглубокой скважины. – М.: Недра, 1984. 490 с.
7. Куддусов Х.К. Тектониты сдвиговых нарушений рудных месторождений и их роль в рудолокализации (на примере Таджикистана) // Сдвиговые тектонические нарушения и их роль в образовании месторождений полезных ископаемых: тез. докл. I Всес. совещ. по сдвиговой тектонике. – Л., 1988. Вып. 3. С. 85–88.
8. Philatov V., Bolotnova L., Vandysheva K. Horizontal Shear Zones and Their Reflection Gravitational Fields // Practical and Teoretical Aspects of Geological Interpretation of Gravitational, Magnetic and Electric Fields. Proceedings of the 45th Uspensky International Geophysical Seminar. – Kazan, Russia. 2019. P. 339–347.
9. Есиков Н.П. Тектонофизические аспекты анализа современных движений земной поверхности. – Новосибирск: Наука, 1979. 183 с.
10. Griggs D.T., Christie T.M., Carter N.L. Quartz deformation lamellas are dislocation arrays (abstract) // Transaction Am. Geophys. Union. 1963. Vol. 44.
11. Кадышева Е.В., Вандышева К.В., Филатов В.В. Проявление временных деформаций геологической среды в аномалиях гравитационного поля // Изв. Вузов. Горный журнал. 2011. № 3. С. 126–130.
12. Vandysheva K., Philatov V. Studying of nonlinear deforming processes of geological environment by gravimetric means // Geophysical Research Abstracts. Vol. 13. EGU 2011–651, 2011 EGU General Assambly [Режим доступа к сборн.: www.Copernicus.Org. 208.]

МЕТОДИКА ПОСТРОЕНИЯ ТРЕХМЕРНОЙ МОДЕЛИ ТЕРРИТОРИИ НА ОСНОВЕ КОМПЛЕКСА ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ НА РЕГИОНАЛЬНОМ ЭТАПЕ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ

М.Я. Финкельштейн, С.А. Каплан, В.А. Спиридонов, Е.М. Большаков

ФГБУ «ВНИГНИ», г. Москва, misha@geosys.ru

Информационную основу регионального этапа ГРР, как известно, составляют:
– актуальные геологические представления о формировании и строении изучаемой и сопредельных территорий различного уровня детальности от глобального – земной коры в целом – до отдельных осадочных комплексов, перспективных на образование скоплений углеводородов;

– данные глубокого бурения: по единичным опорным, сверхглубоким, и редким параметрическим скважинам, а также по более многочисленным, класса поисковых, разведочных и эксплуатационных, неравномерно распределённых по территориям, отличающихся относительно небольшими глубинами исследований и ограниченным комплексом методов ГИС;

– данные дистанционных аэро – и космических методов;

– наблюдения на опорных геофизических профилях – геотраверсах, пересекающих крупные образования геологического пространства (платформы, геосинклиналей и т. п.);

– наблюдения потенциальных полей (гравитационного и магнитного), относительно мелкого масштаба (1 : 1 000 000–1 : 200 000);

– профильные наблюдения сейсморазведки (МОВ-ОСТ) и электроразведки (преимущественно МТЗ).

Наиболее информативными являются скважинные исследования. Они характеризуются высокой детальностью представления геологического разреза по вертикали, но существенной ограниченностью по пространству. Геофизические исследования на опорных и региональных профилях, особенно сейсмические, обладая меньшей в сравнении со скважинными данными, детальностью по вертикали, имеют лучшую информативность в двумерных сечениях геологического пространства по геометрическим, физическим и геологическим характеристикам, укрупнённым в соответствии с разрешающей способностью используемых методов. Менее информативны по введённому критерию дистанционные методы и площадные исследования потенциальных полей. Они отличаются пространственной обзорностью, но весьма ограниченной разрешающей способностью по вертикали.

Для регионального этапа, характеризующегося достаточно низкой плотностью сейсмических профилей, расстояния между которыми достигают нескольких десятков км, актуальным является объединение данных сейсморазведки и гравиметрии в решении задачи построения пространственной модели среды, причём как в режиме их комплексной обработки на уровне результативных материалов, так и в процессе их получения.

Для формирования методики интегрирования данных целесообразно рассмотреть возможности наименее информативного, в плане указанных выше критериев, гравиметрического метода.

Как известно, наблюдаемое аномальное поле Δg в точке представляет сумму сил притяжения, связанных с телами, различных плотностей, объёмов (размеров), положения в геологическом пространстве и зависит, соответственно, от их удаления от точки на поверхности наблюдения. При этом одно и то же аномальное гравитационное поле может соответствовать различным наборам возмущающих тел (принцип эквивалентности). Поэтому заранее обречены на неудачу попытки получить только по гравитационным измерениям сколько-либо правдоподобную модель строения территории. Однако, модель, построенная по данным других методов исследования, может быть при наличии ограничений на изменения плотности проверена на соответствие полю силы тяжести и, соответственно, отвергнута или, что важнее, скорректирована.

И.И. Приезжевым [1], опираясь на положения Кобрунова [2] предложено решение обратной задачи гравиразведки, основанное на преобразованиях Фурье поля силы тяжести. Ему удалось получить трехмерное распределение избыточных плотностей, гравитационный эффект от которого в точности равен наблюдаемому полю. Однако, как уже указывалось выше, это решение далеко не единственное. Тем не менее, данный метод представляет собой очень мощный инструмент, позволяющий «подогнать результат под ответ».

Чем глубже залегает аномалообразующее тело, тем меньший по амплитуде и тем больший по латерали вклад оно даст в суммарное аномальное поле. Казалось бы, что, базируясь на площади объекта поиска, легко оценить максимальную глубину интересующих нас аномалообразующих тел, а все, находящееся ниже, назвать региональным фоном и исключить из рассмотрения. Однако, в связи с эффектом эквивалентности такая попытка нивелировать влияние глубинного фактора разделением поля с помощью усреднения в скользящем окне

на региональную и локальную составляющую и утверждением, что региональная составляющая отвечает за глубинные неоднородности, а локальная за неоднородности осадочного чехла, некорректна и возможная при этом ошибка может свести на нет все дальнейшие построения. Кроме того, необходимо заметить, что латеральные границы раздела земной коры и осадочного чехла, на которых происходит скачок плотности, бывают зачастую достаточно плавными и, следовательно, эффект от изменения их рельефа непременно уйдет в региональную составляющую, что не добавит точности создаваемой модели.

Пространство решений обратной задачи гравиразведки может быть существенно сужено при задании геометрии границ и характера изменчивости физических свойств в слоях между ними. Основным постулатом при этом является положение о том, что граница, на которой происходит скачок какого-либо физического свойства имеет объективную, а не случайную природу, то есть является границей в физическом мире. Из этого следует, что остальные физические свойства будут в общем случае также иметь скачок на этой границе.

С учётом того, что региональные исследования, как правило, проводятся на довольно больших территориях, интервал глубин, представленный рельефами границ, и значимых изменений характеристик между ними, должен быть достаточно большим, в частности включать, помимо осадочного чехла, и земную кору вплоть до границы Мохоровичича (кровли мантии). Необходимая для этого информация получается в процессе исследований по опорным геофизическим и региональным профилям с использованием методов: МОВ-ОСТ, в традиционной и глубинной модификациях, и МПВ при глубинных сейсмических зондированиях (ГСЗ).

Методика формируется с учетом того, что природа поля Δg , связана с двумя существенно разными по структуре объектами: земная кора и осадочный чехол. Поэтому задача использования гравитационного поля при комплексной интерпретации может быть разделена на два этапа: редукция поля по глубине (на кровлю фундамента) и комплексная интерпретация данных, отображающих строение относительно верхней части разреза – осадочного чехла. Оба этапа ставят своей целью построение трехмерной плотностной модели территории, отвечающей полю силы тяжести (соответственно наблюденному или редуцированному), а также другой имеющейся информации (буровой, сейсмической, электроразведочной), но имеют различную детальность и точность. Далее при описании предлагаемой методики мы будем опираться на аппарат ГИС INTEGRО (ФГБУ «ВНИГНИ») и на опыт работ при построении трехмерных моделей.

Первый этап рассматриваемой методики комплексной интерпретации состоит в построении модели на всю мощность земной коры и верхов мантии, соответствующей «глубинной» составляющей наблюденного гравитационного поля. Кроме самостоятельного интереса эта модель должна послужить для редукции поля силы тяжести на глубину окрестности фундамента. Излагаемая далее кратко технология следует работе [3], в соответствие с которой плотностная модель может быть представлена в виде суммы базовой и модели избыточной плотности.

Базовая модель трехмерна и в зависимости от сложности территории – слоистая, градиентно-слоистая или блоково-градиентно-слоистая, Структурной основой базовой модели служат поверхности основных латеральных границ земной коры и осадочного чехла, базирующиеся на результатах других методов (в большинстве случаев сейсмических), на которых наблюдается значимое изменение физических свойств. Для их построения производятся следующие действия:

1. Создается набор решений обратной задачи гравиразведки с различными дискретно изменяемыми параметрами. Эти параметры определяют положение аномалообразующих тел. Полученные трехмерные распределения избыточных плотностей рассекаются по линиям опорных профилей. Выбирается решение, для которого горизонтальные границы на профилях наилучшим образом согласуются с огибающими разночастотных аномалий избыточных плотностей.

2. Генерируется система ортогональных модельных профилей. На каждый из них выносятся засечки границ с опорных профилей. В межпрофильном пространстве эти границы согласованно интерполируются на основе огибающих плотностных аномалий полученных сечением выбранного в предыдущем пункте варианта решения обратной задачи.

3. Поверхности границ раздела земной коры и основных границ раздела осадочного чехла получают интерполяцией с сети модельных профилей и представляются в виде равномерных двумерных сеток с одинаковыми параметрами (размер и положение ячеек сети).

4. Слои, образованные структурными поверхностями, получают плотностные характеристики. Плотность в каждом слое задается с учетом априорных данных и может постепенно усложняться: от среднего значения плотности в слое к распределению плотности на основе скоростных моделей. Однако необходимо иметь в виду, что это достаточно грубая модель, сглаженная по вертикали и латерали, и по детальности сопоставимая для земной коры и осадочного чехла.

По этим структурным поверхностям может быть построен плотностной куб до глубины верхних отделов мантии (~80 км) в зависимости от изучаемой территории. Далее решается прямая задача и вычисляется невязка между гравитационным эффектом от построенной модели и наблюдаемым гравитационным полем. Эта невязка итерационно минимизируется с помощью имеющегося в системе инструментов редакции структурных поверхностей и формирования интрузий в межпрофильном пространстве. Необходимое условие: невязка должна быть сопоставима по амплитуде с локальной компонентой поля. После исчерпания возможностей минимизации мы получаем базовую модель. Далее рассчитывается обратная задача с выбранными ранее оптимальными параметрами от результирующей невязки и полученные избыточные плотности (обычно первые десятки г/см³) добавляются к модельным, т.е. изменяются значения плотности. Таким образом, мы получаем плотностной куб, гравитационный эффект от которого совпадает с наблюдаемым полем.

В некотором приближении можно считать, что полученная нами суммарная плотностная модель отвечает реальному положению вещей (особенно для нижней части разреза). Поскольку гравитационное поле аддитивно, то редуцированным за счет нижней части разреза полем можно считать гравитационный эффект от верхних слоев полученного плотностного куба, содержащих преимущественно весь осадочный чехол. Понятно, что при этом какая-то часть земной коры (во многих местах весьма значительная) будет также входить в исследуемую нами часть модели.

Второй этап. Можно считать, что нам задано:

– редуцированное гравитационное поле, отображающее неоднородности осадочного чехла и фрагментов верхней части земной коры, полученные на первом этапе поверхности раздела в пределах осадочного чехла и земной коры,

– данные по редкой сети сейсмических и геоэлектрических профилей, единичные скважины, геологическая информация в виде карт и сопровождающих записок к ним. При этом необходимо иметь в виду несопоставимый масштаб сейсмических и гравитационных данных: гравитационные данные покрывают всю площадь по сети 1*1 км, а сейсмические данные, как указывалось выше характеризуются редкой сетью профилей, но большей детальностью по отдельному профилю (интервал между точками на профиле интервал между точками составляет 12,5–25 м).

Модель, которую мы должны построить, представляет из себя объем, заполненный прямоугольными параллелепипедами (вокселями). При этом, если их латеральные размеры могут быть довольно большими, то размеры по глубине должны быть такими, чтобы с их помощью можно было отобразить толстослоистую сейсмическую модель.

Далее необходимо построить начальный вариант границ раздела в осадочном чехле. Как отмечено выше, некоторые границы раздела уже определены в трехмерном пространстве, но на имеющихся сейсмических профилях имеют место и промежуточные границы. Имеется технология, позволяющая получить первый вариант всех необходимых поверхностей

раздела с опорой на уже имеющиеся, сейсмические данные и информацию о областях распространения различных отложений.

Полученные границы раздела позволяют перейти к воксельной модели исследуемого объема. Встает вопрос о значениях плотности каждого вокселя. Поскольку мы имеем дело со слоистой моделью и в верхней части осадочного чехла эти слои достаточно тонки (по сравнению с размером ячейки по глубине), то внутри слоя можно не учитывать изменения плотности по градиенту от кровли к подошве и определять их, ориентируясь на скорости, заданные на сейсмических профилях. При этом во внимание нужно принимать значение скоростей только на тех участках сейсмических профилей, где они определены достаточно уверенно, то есть там, где мощность соответствующего слоя не меньше 300 м, а глубина не слишком велика в сравнении с удалениями источник – приемник, принятыми при сейсмических наблюдениях.

Таким образом, мы получаем воксельную плотностную модель, от которой необходимо рассчитать гравитационный эффект и сравнить его с редуцированным полем. При этом нивелировать невязку добавлением избыточной плотности, как это делалось на предыдущем этапе, недопустимо, так как при этом может принципиально нарушиться соотношение плотности и скорости.

Если положительные и отрицательные аномалии невязки носят региональный характер, то, видимо, была допущена ошибка на стадии редуцирования и следует вернуться к предыдущему этапу, исправив модель с учетом полученной невязки и далее работать с обновленным редуцированным полем. Если же положительные и отрицательные аномалии невязки имеют мозаичный характер, то технология их минимизации описывается ниже.

Если невязка невелика (первые милигалы), то ее можно уменьшить, изменяя геометрию поверхностей раздела осадочного чехла в межпрофильном пространстве. ГИС INTEGRO предоставляет такую возможность. Однако при большой невязке коррекция геометрии не поможет: она указывает на наличие внедрений в слоистую модель. Местоположение (но не форма) такого внедрения может быть намечено по аномальной избыточной плотности, полученной при решении обратной задачи гравиметрии от невязки. Также внедрение должно быть подтверждено особенностями волновой картины на сейсмическом разрезе (при наличии соответствующего профиля на территории, где наблюдается невязка).

ГИС INTEGRO предоставляет две возможности для моделирования внедрений. Во-первых, можно приблизить внедрение эллипсоидом аномальной плотности. При этом от него сразу решается прямая задача, что позволяет подобрать эллипсоид, выбирающий или почти выбирающий невязку. Подобрав подходящий эллипсоид и приняв его в качестве первоначального приближения, форма интрузии уточняется так называемым «монтажным методом». Он позволяет итерационно, добавляя и убирая воксели некоторой аномальной плотности, минимизировать невязку.

Понятно, что описанный выше процесс требует большой ручной работы и внимания геолога, занимает значительное время и в настоящем виде не может быть автоматизирован. После проведения вышеописанного процесса невязка между гравитационным эффектом от модели и редуцированным полем будет уменьшена до первых милигалов. Дальнейшей минимизации невязки можно добиться изменением геометрии поверхностей раздела. Иногда в межпрофильном пространстве приходится модифицировать и плотностные характеристики.

Таким образом, может быть получена трехмерная плотностная модель, отвечающая редуцированному полю.

Располагая 3D-плотностной моделью, возможно восстановление скоростных характеристик во всём объёме изучаемой среды, включая интервалы сейсмических разрезов, отличающихся пониженным качеством прослеживания отражающих горизонтов или их полного отсутствия. Тем самым рассмотренная методика обеспечивает количественную комплексную интерпретацию, по меньшей мере сейсмо – и гравиразведки на региональном этапе исследований с построением 3D-физико-геологической модели крупного объекта. Наличие

подобной модели является основой уточнения интерпретации сейсмических разрезов с использованием акустической инверсии, атрибутивного анализа, построения региональных 3D-кубов сейсмических записей, упрощения переобработки ретроспективных сейсмических материалов и, в конце концов, последовательного уточнения геологического строения изучаемых регионов и отдельных объектов в их пределах.

Выводы:

1. Предложенная методика совместной обработки данных ГИС, сейсморазведки и региональной гравиметрической съёмки представляет собой этап количественной комплексной интерпретации геофизической информации при региональных исследованиях.

2. Методика обеспечивает построение 3D-физико-геологической модели изучаемого объекта, включая структурные построения в рамках толстослойной модели среды, по редкой сети региональных профилей с учетом поля силы тяжести, при взаимосогласованных значениях плотностных и скоростных характеристик.

3. Показаны перспективы использования 3D-физико-геологической модели в процессе реализации этапов региональных исследований.

4. Методика опирается на геоинформационный комплекс INTEGRO, в котором функционируют основные элементы технологии количественного интегрирования геофизических данных.

1. Приезжев И.И. Построение распределений физических параметров среды по данным гравиразведки, магнитометрии // Геофизика. 2005. № 3. С. 46–51.

2. Кобрунов А.И. Математические основы теории интерпретации геофизических данных. – М.: ЦентрЛитНефтеГаз, 2008. – 286 с.

3. Спиридонов В.А., Пиманова Н.Н., Финкельштейн М.Я. Технология построения 3D-плотностной модели земной коры в ГИС ИНТЕГРО // Геоинформатика. 2020. № 4.

ОЦЕНКА ХАРАКТЕРА ВЗАИМОСВЯЗИ АНОМАЛИЙ ПОТЕНЦИАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ СО СТРУКТУРАМИ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

И.И. Халиулин

Филиал «Газпром недра НТЦ», ООО «Газпром недра», г. Тюмень, *i.haliulin@nedra.gazprom.ru*

Геофизические методы поиска и разведки полезных ископаемых, в частности гравиразведка и магниторазведка, играют важную роль в современной геологоразведке. Наблюдаемые магнитные аномалии в районах, сложенных осадочными породами, обычно вызываются нижележащим магматическим реже метаморфическим фундаментом или интрузиями. Часто причинами магнитных аномалий являются дайки; смещенные по разломам, смятые в складки или срезанные эрозией пластовые интрузии основного состава; излияния базальтов в основании грабенообразных прогибов. Сами осадочные породы практически немагнитные, за исключением отдельных случаев, когда они содержат в своем составе примеси магнитных минералов в значительном количестве.

Аномалии гравитационного поля в пределах осадочных бассейнов формируются, как правило, блоками пород фундамента, отличающимися по плотности от окружающих их пород. В осадочной толще изменения плотности по латерали незначительны, а по разрезу плотность пород тяготеет к увеличению с глубиной (вследствие уплотнения) и с возрастом (вследствие возрастающей литификации). В подавляющем числе случаев аномалии гравитационного поля отражают литологический состав пород фундамента осадочного бассейна и характер их площадного распространения.

Если между элементами рельефа фундамента и магнитно-плотностными свойствами слагающих его пород существует какая-либо взаимосвязь, то такая же взаимосвязь будет прослеживаться и между аномалиями потенциальных полей и структурами осадочного чехла, имеющими унаследованный характер тектонического развития.

Характер таких совпадений наиболее подробно рассмотрен в статье В.Г. Смирнова [3], в которой было показано, что крупным отрицательным аномалиям гравитационного поля соответствуют крупные (первого порядка) антиклинальные структуры в осадочном чехле, а крупным положительным аномалиям – синклинальные структуры того же порядка. Для более мелких положительных структур (второго и третьего порядка) взаимосвязь не так однозначна и, если в одних районах имеется четкое совпадение структур с гравитационными или магнитными аномалиями в различных их сочетаниях, то в других – такие совпадения отсутствуют.

С физической точки зрения, наблюдаемые аномалии магнитного поля обусловлены неравномерным распределением в земной коре горных пород, обогащенных минералами с повышенной магнитной восприимчивостью. Наиболее широко распространенным магнитным минералом является магнетит, и магнитные свойства породы определяются общим содержанием в ней этого минерала.

Магматические породы основного состава, как правило, сильно магнитные вследствие относительно высокого содержания в них магнетита. Количество магнетита в магматических породах имеет тенденцию к уменьшению с увеличением кислотности породы, поэтому породы кислого состава, хотя и разные по магнитным свойствам, обычно менее магнитны, чем породы основного состава.

Магнитные характеристики метаморфических пород еще более скромные. В зависимости от физико-химических условий формирования пород магнетит может либо разлагаться по мере возрастания степени метаморфизма, либо наоборот – образоваться в качестве акцессорного минерала.

Осадочные породы по магнитным характеристикам относятся к немагнитным за исключением отдельных случаев, когда они содержат значительное количество магнетита во фракции тяжелых металлов.

Несмотря на частные вариации, наибольшей магнитной восприимчивостью обладают магматические породы основного состава, которая в 4 раза выше, чем у пород кислого состава и в 7,6 раза выше, чем магнитная восприимчивость метаморфических пород.

Аномалии гравитационного поля формируются блоками пород, отличающихся по плотности от окружающих их горных пород. Большинство распространенных типов пород имеет плотности в пределах 1500–3500 кг/м³. Минимальной плотностью обладают пористые осадочные породы, максимальной – ультраосновные магматические породы.

Так как большинство магматических и метаморфических пород обладает пренебрежимо малой пористостью, то главной причиной вариаций плотности оказывается их состав. Плотность обычно растет при уменьшении кислотности пород: от кислых через основные к ультраосновным магматическим породам.

Как уже упоминалось выше, в пределах осадочных бассейнов изменения плотности и магнитной восприимчивости терригенных пород по площади незначительные, поэтому в подавляющем числе случаев аномалии гравитационного и магнитного полей отражают литологический состав пород фундамента осадочного бассейна и характер их площадного распространения.

Анализ гравитационного и магнитного полей над изученными интрузивными и эффузивными комплексами горного обрамления Западно-Сибирской плиты [1, 2] показал, что кислые интрузии, особенно гранитные батолиты, всегда характеризуются отрицательными гравитационными аномалиями различной интенсивности. В магнитном поле отрицательными аномалиями отражаются только гранитные батолиты (синорогенные), а гранитные интрузии посторогенного типа в большинстве случаев характеризуются положительными аномалиями. Магматические комплексы основного состава всюду отражаются положительными

аномалиями силы тяжести и магнитного поля. Такую же характеристику гравитационного и магнитного полей имеют и ультраосновные породы, но интенсивность аномалий над телами ультраосновных пород более значительна. Как правило, ультраосновные породы располагаются в прибортовых частях структурных зон, при этом выделяются они интенсивными узкими положительными аномалиями магнитного поля, а в гравитационном поле располагаются в зоне повышенных градиентов.

Изучение физических свойств горных пород по керну скважин, вскрывших фундамент Западно-Сибирской плиты, показало картину, аналогичную для горного обрамления [1, 2, 4]. Так магматические комплексы пород кислого состава всюду характеризуются отрицательными аномалиями силы тяжести, отрицательными либо положительными аномалиями магнитного поля. Породы основного и ультраосновного составов характеризуются положительными аномалиями силы тяжести. В магнитном поле они всегда отражаются положительными аномалиями. К интрузиям ультраосновного состава приурочены узкие зоны линейных интенсивно положительных магнитных аномалий.

Эффузивные образования, напрямую не связанные с рифтами, характеризуются положительными аномалиями магнитного поля расплывчатых очертаний, соответствующих конфигурации структурных зон, которые заполняют эффузивы. Гравитационное поле может быть положительным и отрицательным, отражая степень участия эффузивных образований.

Образования эффузивного и интрузивного комплекса основного состава в пределах рифтовых долин характеризуются линейными положительными аномалиями гравитационного и магнитного поля. Большое влияние на характер магнитного поля оказывают состав и мощность заполнения грабенов эффузивным материалом, плотность насыщения и глубина проникновения интрузивных тел, мощность пострифтового комплекса.

Установленные закономерности между аномалиями потенциальных полей и рельефом фундамента должны быть справедливы также и для структур осадочного чехла, которые на протяжении юры и мела развивались унаследовано и сохранили черты строения поверхности складчатого основания. Однако при распространении характера взаимосвязи на отложения осадочного чехла необходимо помнить, что выполаживание структурного плана вверх по разрезу нивелирует исходный рельеф поверхности фундамента, ухудшая корреляционные связи между аномалиями и структурными элементами, рассматриваемой поверхности.

В данной работе выполнен статистический анализ для оценки характера взаимосвязи аномалий магнитного и гравитационного поля со структурами осадочного чехла Западной Сибири. Исходными данными для потенциальных полей были: гравиметрическая съёмка масштаба 1 : 200 000, аэромагнитная съёмка масштаба 1 : 200 000. По совмещенным картам магнитного и гравитационного полей со структурной картой по кровле юрских отложений (отражающему сейсмическому горизонту Б – ОГ Б) подсчитывалось общее количество аномалий отрицательного и положительного знака, а также количество аномалий, совпадающих в плане с различными структурами. Оценка была проведена для следующих вариантов сопоставлений:

- 1) соответствие отрицательных аномалий магнитного или гравитационного поля положительным структурным элементам;
- 2) соответствие положительных аномалий магнитного или гравитационного поля отрицательным структурным элементам;
- 3) соответствие положительных аномалий магнитного или гравитационного поля положительным структурным элементам;
- 4) соответствие отрицательных аномалий магнитного или гравитационного поля отрицательным структурным элементам.

В качестве критерия совпадения аномалии и структурного элемента использовалась величина относительного перекрытия контуров, которая должна составлять половину или более от контура структуры. Этот критерий применялся как к замкнутым структурам и аномалиям, так и незамкнутым (структурный нос, залив и т. д.). За совпадение принимались случаи, когда тектонической структуре соответствовало локальное осложнение градиент-

ного участка магнитного или гравитационного поля. А когда протяженный структурный элемент, например, прогиб, контролировался вытянутой аномальной зоной потенциального поля, представляющей последовательную цепочку локальных аномалий, то каждая такая аномалия считалась совпадающей с этим прогибом.

В процессе анализа характера совпадений аномалий магнитного и гравитационного полей со структурами осадочного чехла сразу же проявилась их территориальная зональность. Во-первых, было установлено, что на части территории Западной Сибири, протянувшейся по диагонали от п-ова Ямал на северо-западе до Александровского свода на юго-востоке, преобладало совпадение отрицательных аномалий с положительными структурами различных порядков и положительных аномалий с отрицательными структурами. Причем контуры аномалий практически без смещений повторяют очертания структурных элементов. Исключением являются крупные структуры вдоль западного борта Хадуттейского грабен-рифта: Пурпейское, Северо-Пурпейское, Западно-Таркосалинское, Юбилейное поднятия, которые имеют относительное смещение на восток относительно отрицательных аномалий магнитного поля.

Во-вторых, было установлено, что в Среднем Приобье соотношение отрицательная аномалия – антиклинальная структура и положительная аномалия – синклиналичная структура распространено менее широко, при этом значительно возрастает количество совпадений обратного соотношения, т. е. положительным аномалиям соответствуют поднятия, а отрицательным аномалиям – прогнутые участки. Наибольшее количество таких случаев отмечено вдоль Лянторского глубинного разлома, протянувшегося вдоль западного склона Сургутского свода. Для этой части территории характерно наличие более мелких по размерам аномалий потенциальных полей, обусловленных относительно неглубоким залеганием пород доюрского основания.

В-третьих, была отмечена тенденция роста количества совпадений аномалий положительного знака с поднятиями в направлении от центральных частей Западно-Сибирского осадочного бассейна к периферийным частям. Такой характер зависимости наиболее развит вдоль восточной границы Уральской складчатой системы и западной границы образований Енисейского кряжа.

Обобщая полученные данные, можно сказать, что **прямое соотношение**: отрицательная аномалия – положительная структура и положительная аномалия – отрицательная структура характерно для всей территории Западной Сибири и является наиболее распространенным вариантом сопоставления. Однако процент совпадений аномалий и структур, согласно этому соотношению неодинаков по площади. Уверенное отражение положительных структур в аномалиях магнитного и гравитационного полей установлено только в Ямал-Пурской зоне – 83 и 65 %, соответственно. В Усть-Енисейской зоне этот показатель магнитного совпадения ниже и составляет 39, а по гравитационному полю равен 64 %, в Среднеобской зоне еще ниже 24 и 32 %, а в Пыль-Караминской зоне всего 24 и 19 %, соответственно. В Иртыш-Кондинской, Байдарацкой и Березовской зонах отражение положительных структур в потенциальных полях еще более слабое и составляет менее 19 %.

Обратное соотношение: положительная аномалия – положительная структура и отрицательная аномалия – отрицательная структура менее распространено, что справедливо как для магнитного, так и гравитационного поля. Обратный тип соотношений для магнитных аномалий и структур чаще встречается в Среднеобской зоне (34 случая) и Иртыш-Кондинской зоне (11 случаев), в небольшом объеме в Березовской зоне (8 случаев). В пределах Ямало-Пурской, Байдарацкой и Пыль-Караминской зон обратное соотношение установлено только для единичных структур. Для аномалий гравитационного поля обратный тип соотношений встречается во всех рассматриваемых зонах, при этом наибольшее число совпадений (9 и 13 случаев) зафиксировано в Ямал-Пурской и Среднеобской зоне.

Проведенный анализ взаимосвязи аномалий потенциальных полей со структурами осадочного чехла, показал, что данные потенциальных полей действительно можно использовать для прогнозирования погребенных поднятий осадочного чехла.

1. Геология нефти и газа Западной Сибири / Конторович А.Э., Нестеров И.И., Салманов Ф.К., Сурков В.С., Трофимук А.А., Эрвье Ю.Г. – М.: Недра, 1975. – 679 с.
2. Мегакомплексы и глубинная структура земной коры Западно-Сибирской плиты / Под ред. чл.-корр. АН СССР В.С. Суркова. – М.: Недра, 1991. – 287 с.
3. Смирнов В.Г. Аномалии гравитационного и магнитного полей как поисковые критерии структур чехла Западно-Сибирской плиты (в границах Тюменской области) // Геофизические методы в изучении геологического строения и разведке месторождений нефти и газа Тюменской области. – М.: Недра, 1970. – С. 3–10. (Труды ЗапСибНИГНИ, вып. 17).
4. Сурков В.С., Жеро О.Г. Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. – М.: Недра, 1970. – 143 с.

ЛОКАЛИЗАЦИЯ УЧАСТКОВ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОСЛОЖНЕНИЙ В ПРОЦЕССЕ ГЕОФИЗИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА (НА ПРИМЕРЕ ВЕРХНЕКАМСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ СОЛЕЙ)

Л.А. Христенко, Ю.И. Степанов

ПФИЦ ГИ УрО РАН, г. Пермь, *liudmila.hristenko@yandex.ru, stepanov@mi-perm.ru*

По результатам многолетних исследований для потенциально опасных природно-техногенных территорий Горным институтом разработана система комплексного мониторинга, которая включает электрометрические наблюдения. В комплексе решаемых задач метод естественного поля и симметричное электропрофилирование позволяют получить высокую детальность изучения геологической среды на сравнительно небольших глубинах, а при комплексировании с другими геолого-геофизическими методами повысить точность получаемой информации. Сопоставление результатов скоростного анализа, данных сейсмологических и электроразведочных мониторинговых наблюдений выявило наличие определенных пространственно-временных закономерностей [5].

Помимо комплексирования, для повышения достоверности интерпретации электроразведочных наблюдений, авторы используют различные преобразования, позволяющие четче проследить неявно выраженные в наблюдаемых полях особенности геологического строения. К числу преобразований относятся: анализ статистических характеристик с помощью аппарата теории оценок; быстрое вейвлет–преобразование дискретных значений кажущегося сопротивления (КС); метод эмпирической модой декомпозиции (EMD) .

Поскольку наиболее достоверными являются результаты комплексной интерпретации, которые устойчиво выявляются в рамках различных моделей или методов извлечения информации из исходных данных, авторами предложено использовать еще один из методов безэталонного прогнозирования, так называемый метод редких сочетаний (МРС). Суть метода заключается в определении относительной частоты встречаемости, которая рассчитывается как отношение числа значений поля, попадающих в заданный интервал амплитуд, к общему числу точек поля. Матрицы относительных частот рассчитываются для различных полей и их трансформант, а затем суммируются. Полученная матрица представляет собой суммарный частотный спектр – матрицу параметров МРС. Минимальные значения параметра отвечают редким сочетаниям использованных при суммировании признаков, являясь «индикаторами» слабо распространенных на площади геопроцессов или геологических образований [1].

Недостатком эвристических методов, к которым относятся методы безэталонного прогнозирования, является предположение о независимости отдельных признаков между собой. Однако, в прикладных задачах эвристические алгоритмы стали применяться одними из первых и, из-за наглядности полученных результатов и простоты реализации, до сих пор сохраняют большое значение.

Для проверки эффективности использования МРС был выбран участок в пределах шахтного поля Верхнекамского месторождения калийно-магниевых солей (ВКМКС). Месторождение находится в Пермском крае на западном склоне Среднего Урала в зоне его сопряжения с Восточно-Европейской платформой. Соляная залежь имеет форму линзы протяженностью около 205 км и шириной около 55 км. В геологическом строении месторождения принимают участие осадочные отложения солевого и надсолевого комплексов пород пермской системы и четвертичные отложения. Надсолевой комплекс представлен соляно-мергельной (СМТ), терригенно-карбонатной (ТКТ), пестроцветной (ПЦТ) толщами и четвертичными отложениями (Q).

Основной проблемой при разработке соленосных залежей, в том числе и ВКМКС, является обеспечение безопасности, так как из-за растворения солей образуются пустоты и происходят деформации дневной поверхности над месторождением. Применение электрометрических методов для мониторинга опасных явлений в таких условиях вполне оправдано. Но интерпретация данных методов ЕП и СЭП носит качественный характер, для повышения достоверности которой ранее уже использовались различные математические методы. Исследования показали, что анализ статистических характеристик значений потенциала естественного поля и кажущегося сопротивления с помощью аппарата теории оценок, позволяет существенно увеличить объем полезной информации и более четко проследить неявно выраженные в наблюдаемых полях особенности геологического строения. Все вычисления выполнялись в программном комплексе «КОСКАД 3D», возможности которого подробно рассмотрены в работе [4].

С 2015 г. на подработанном участке, в период с мая по октябрь, методами естественного поля и трехразносного симметричного электропрофилеирования с разносами питающей линии АВ = 100, 200 и 400 м выполнялись ежемесячные наблюдения по 4 профилям. Задачей электроразведочных методов было выделение и оконтуривание участков инженерно-геологических осложнений; прослеживание динамики изменения во времени характера их поведения и положения на профилях наблюдений. Результаты, полученные при классификации электрометрических параметров и их статистических характеристик, позволили локализовать зоны инженерно-геологических осложнений, пространственно совпадающие с осложнениями волнового поля и аномалиями газогеохимического опробования. При комплексном геолого-геофизическом мониторинге были локализованы участки, соответствующие, как сезонным фильтрационным процессам, так и инженерно-геологическим осложнениям [6, 7].

Исходными признаками для вычисления параметров МРС, как и для безэталонных классификаций с ПК КОСКАД, служили статистические характеристики ежемесячно получаемых электрических параметров (значений потенциала ЕП и значений кажущегося сопротивления – КС). Программным комплексом КОСКАД 3D [3] для каждого из параметров в скользящих окнах было рассчитано по пять статистик: среднее; дисперсия; коэффициенты асимметрии, эксцесса и вариации. С помощью программы MRS [2] рассчитывались матрицы относительных частот статистик электрических параметров и матрицы параметров МРС. Матрицы МРС были рассчитаны для различных сочетаний статистик, с учетом разносов питающей линии АВ (одна матрица МРС не могла включать относительные частоты статистик КС, измеренных на разных разносах питающей линии). Для сочетания двух признаков (средних значений потенциала ЕП и КС), например, были рассчитаны 3 матрицы параметров МРС: для КС, полученных при разносе АВ = 100; 200 и 400 м.

Другое сочетание статистик включало средние и дисперсии значений потенциала ЕП и КС, измеренных на разных разносах линии АВ, т.е. тоже 3 матрицы параметров МРС для трех разносов линии АВ. Расчет параметров МРС выполнялся и для сочетания дисперсии с другими статистиками значений потенциала ЕП и КС (коэффициентами вариации, асимметриями, эксцессами), а также для всех 10 статистик (5 статистик значений потенциала ЕП и 5 статистик значений КС) на трех разносах питающей линии АВ.

На рис. 1. приводятся области, выделенные двумя эвристическими методами: в результате классификации методом общего расстояния (рис. 1, А) и с помощью параметра МРС (рис. 1, Б–Г), рассчитанного для различных комбинаций статистических характеристик

значений потенциала естественного поля и кажущегося сопротивления с линией АВ = 200 м. Наилучшее пространственное совпадение получено с параметрами МРС, вычисленными по 4 признакам: средним и дисперсиям потенциала ЕП и кажущегося сопротивления на всех разносах АВ. Максимальные значения поля дисперсии тяготеют к границам аномальных областей. В данном случае это объясняет улучшение локализации областей предполагаемых инженерно-геологических осложнений при использовании дисперсий для вычисления параметров МРС.

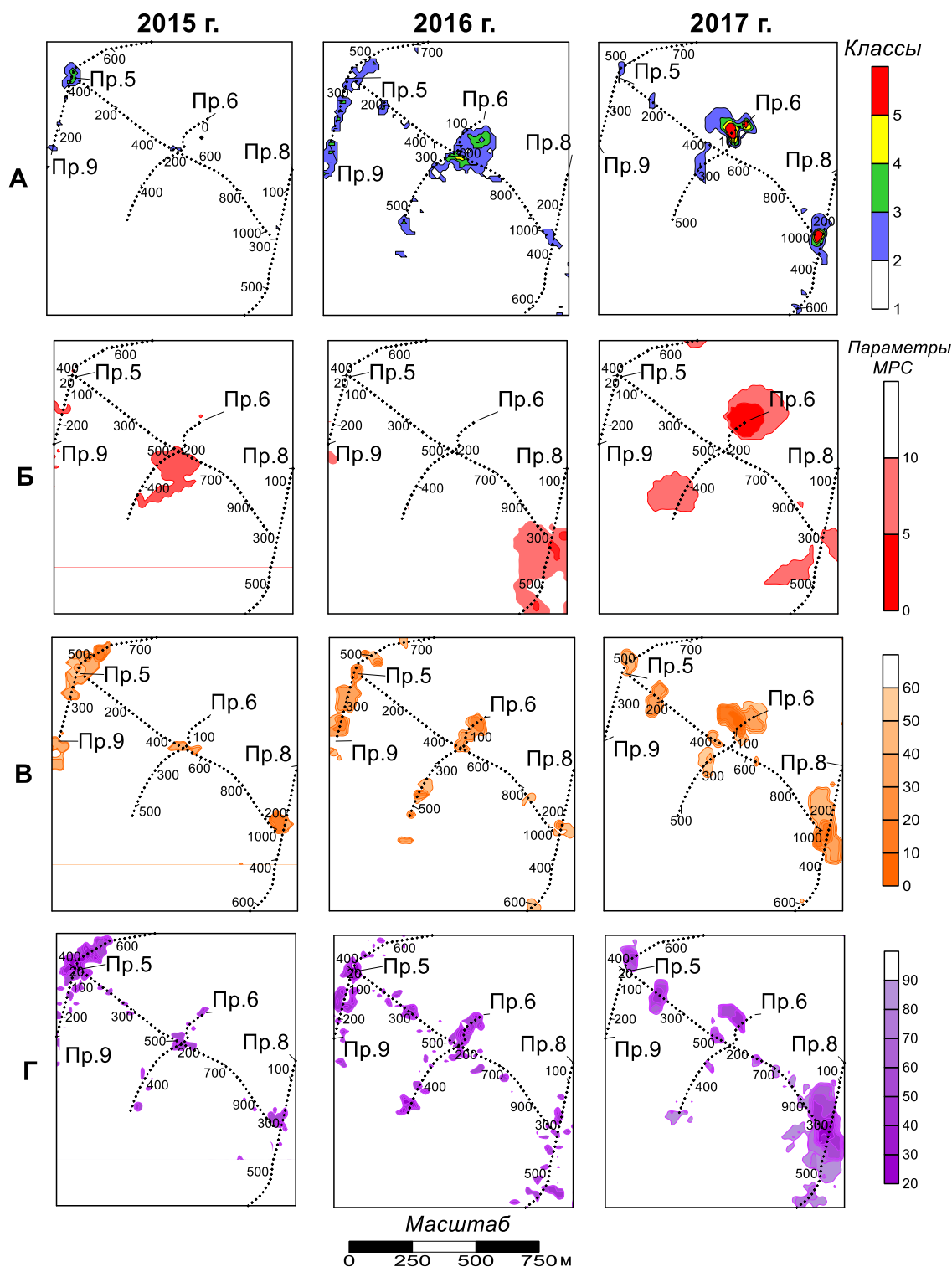


Рис. 1. Результаты классификаций методом общего расстояния (А) и параметры МРС, рассчитанные: по 2 статистикам (Б); по 4 статистикам (В) и по 10 статистикам (Г)

Используемые КС получены при измерениях с линией АВ = 200 м

Для интервалов терригенно-карбонатной (ТКТ) и соляномергельной (СМТ) толщ отмечается сопоставимость негативной скоростной изменчивости с изменчивостью кажущихся сопротивлений. Наиболее тесная связь отмечается для интервала соляно-мергельной толщи при разносах питающей линии 200 м и 400 м. Результаты выполнения процедур классификации с данными ЕП и СЭП на разносах АВ = 200 и 400 м показали, что глубина вертикальных перетоков ограничена терригенно-карбонатной толщей (ТКТ) на юго-востоке, а на западе соляно-мергельной (СМТ). Подобное согласование, вероятно, отражает усиление негативных гидрогеологических процессов в терригенно-карбонатной толще за счет процессов дезинтеграции породного массива в нижележащем интервале соляно-мергельной толщи [8]. Негативные изменения по данным сейсморазведки установлены в интервалах продуктивной и соляно-мергельной толщ, где падение скоростей распространения упругих волн достигает 10–15 %. Глубина СМТ колеблется от 70 м на пр. 9 до 150 м и более на пр. 8.

Полученные на различных разносах питающей линии контуры классов отражают динамику распространения областей нарушенности породного массива с глубиной, а многократные циклы наблюдений позволяют проследить динамику изменения во времени характера поведения и положение их на профилях наблюдений.

По мнению авторов, МРС позволил получить контуры потенциально опасных природно-техногенных областей, а также подтвердить достоверность результатов классификационных процедур [8].

Сравнение результатов интерпретации, полученных с использованием двух эвристических методов между собой показало, что области предполагаемых инженерно-геологических осложнений устойчиво выделяются двумя методами, имеющими различный математический аппарат. Каждый из методов таким образом повышает достоверность выделенных осложнений природного или техногенного происхождения.

Исследование выполнено при финансовой поддержке Министерства науки и образования РФ в рамках соглашения по государственному заданию № 075-03-2021-374 от «29» декабря 2020 г., а также при поддержке РФФИ (проект 19-05-00654 А).

1. Боровко Н.Н. Количественный анализ поисковых критериев крупных эндогенных рудных месторождений // Обзор. Сер. геол. Методы поисков и разведки месторождений метал. полезных ископаемых. – М.: Изд. ВИЭМС, 1973. 53 с.

2. Долгаль А.С. Компьютерные технологии обработки и интерпретации данных гравиметрической и магнитной съемки в горной местности. – Абакан, 2002. 188 с. URL: <https://www.geokniga.org/book-files/geokniga-dolgal-as-kompyuternye-tehnologii-obrabotki-i-interpretacii-dannyh-gravime.pdf>.

3. Петров А.В., Солоха Е.В. Технология анализа геополей в скользящих окнах // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Материалы 33-й сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского. – Екатеринбург: Институт геофизики УрО РАН, 2006. С. 272–275.

4. Петров А.В., Зиновкин С.В., Осипенков Д.Ю., Юдин Д.Б. Компьютерная технология статистического и спектрально-корреляционного анализа данных КОСКАД 3D 2011 // Геоинформатика. 2011. № 4. С. 7–13.

5. Санфиоров И.А., Нежданов А.В. Обоснование интегральных сейсморазведочных оценок техногенной изменчивости физических свойств породного массива // Стратегия и процессы освоения георесурсов. 2018. Т. 16. С. 190–193. DOI: 10.7242/gdsp.2018.16.51

6. Христенко Л.А., Степанов Ю.И., Кичигин А.В., Паршаков Е.И., Тайницкий А.А., Ширяев К.Н. Совершенствование методики интерпретации мониторинговых электроразведочных наблюдений при выделении опасных инженерно-геологических осложнений // Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей: Материалы 44-й сессии Международного научного семинара им. Д. Г. Успенского. – М.: Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, 2017. С. 379–383.

7. Hristenko L.A., Kichigin A.V., Parshakov E.I., Shiryayev K.N., Stepanov Y.I., Tainickiy A.A. Improvement of interpretation of the monitoring data electrical investigation by means of the theory of estimates // Engineering Geophysics 2017: 13th Conference and Exhibition on Engineering Geophysics 2017. – Kislovodsk, 2017. Code 129037. DOI: 10.3997/2214-4609.201700419

8. Khristenko L.A., Stepanov Ju.I., Kichigin A.V., Parshakov E.I., Tainickiy A.A., Shiryayev K.N. Using of Probabilistic-Statistical Characteristics in the Interpretation of Electrical Survey Monitoring Observations // Practical and Theoretical Aspects of Geological Interpretation of Gravitational, Magnetic and Electric Fields: Proceedings of the 45th Uspensky International Geophysical Seminar, Kazan, Russia / ed. D. Nurgaliev, N. Khairullina. – Kazan Federal University. Springer, Cham, 2019. P. 313–320. (Book series: Springer Proceedings in Earth and Environmental Sciences). DOI: 10.3997/2214-4609. 201700419

КОМПЛЕКСНАЯ АЭРОМАГНИТНАЯ И АЭРОГАММА-СПЕКТРОМЕТРИЧЕСКАЯ СЪЕМКА С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ БПЛА В ЗАБАЙКАЛЬСКОМ КРАЕ

К.А. Чаринцев, А.А. Трусов

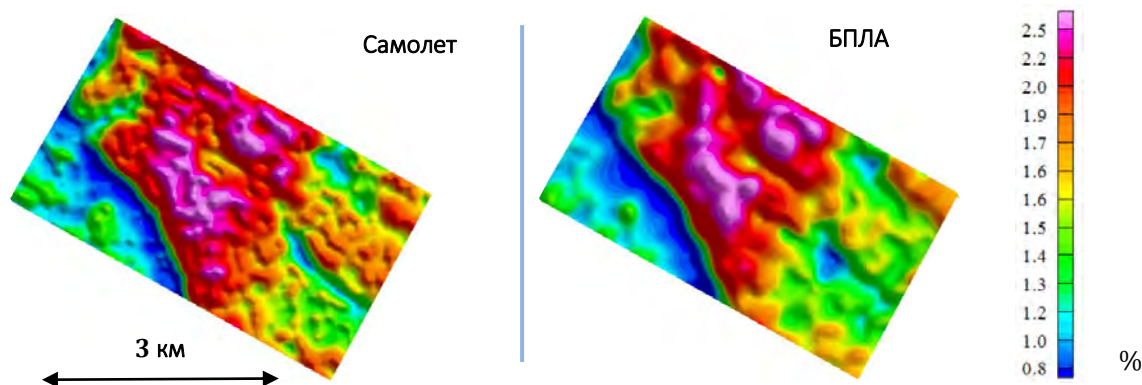
АО «ГНПП» Аэрогеофизика», г. Москва, charintsev@aerogeo.ru, trusov@aerogeo.ru

В настоящее время эксплуатация легких (до 30 кг) БПЛА в качестве носителей для геофизической измерительной аппаратуры является не только экономически целесообразной, но и в некоторых случаях единственной приемлемой альтернативой наземным съемкам. Главные преимущества БПЛА как носителя – это низкая стоимость, адаптируемость к ландшафтным условиям и высокая степень роботизации съемки. Кроме того, легкие беспилотники как правило компактны, поэтому доставка их к месту запуска обычно не является проблемой.

Магнитная БПЛА-съёмка уже сформировалась в качестве самостоятельного полевого метода со своей методикой [1]. Однако грузоподъёмности небольших беспилотников (пусть и весьма скромной), оказывается достаточно для выполнения не только магнитной съемки, но и для комплексирования нескольких измерительных каналов на платформе одного БПЛА. Такая возможность обеспечивается прежде всего использованием специальных аппаратных разработок, направленных на уменьшение массо-габаритных характеристик и энергопотребления средств измерения. Но если на качестве магнитной съемки такие изменения никак не сказываются, то качество аэрогамма-спектрометрии может заметно пострадать, т. к. оно напрямую связана с объемом детектора спектрометра [2]. Недостаточные размеры детектора, обуславливающие малые скорости счета в дифференциальных каналах, можно частично компенсировать малой скоростью полета, и в этом случае при планировании работ необходимо найти баланс между производительностью и качеством измерений.

Специалистами компании АО «ГНПП «Аэрогеофизика» реализован геофизический комплекс для аэромагнитной и аэрогамма-спектрометрической съемки на платформе легкого беспилотного летательного аппарата мультироторного типа. Для оценки его возможностей летом 2021 г. были выполнены опытно-методические работы (ОМР) в Газимуро-Заводском районе Забайкальского края.

ОМР проводились на небольшом участке уже завершенной к тому времени комплексной аэромагнитной и аэрогамма-спектрометрической съемки, выполненной на легком пилотируемом самолете А-22. Исследуемая площадь характеризуется умеренно-дифференцированным магнитным полем и высокими содержаниями радиоактивных элементов, что должно было благоприятно сказаться на результатах измерений детектором малого объема (400 мл). Так как основной целью было сравнительная оценка данных аэрогамма-спектрометрии, магнитная съемка выполнялась только на половине участка ОМР.



Карта содержания калия

Беспилотный геофизический комплекс включал в себя легкий БПЛА мультироторного типа (гексакоптер) с размером рамы 1,6 м, компактный рубидиевый магнитометр производства АО «ГНПП «Аэрогеофизика» с частотой записи до 400 Гц и спектрометр малого объема (400 мл) с кристаллом йодида цезия CsI(Tl). Контроль высоты полета осуществлялся при помощи лазерного дальномера, пространственное положение определялось с использованием навигационного комплекса GPS в режиме реального времени.

Результаты испытаний продемонстрировали, что при высоких содержаниях радиоактивных элементов БПЛА-гамма-съемка по информативности может быть сопоставима с традиционной аэросъемкой (рисунок), а магнитная съемка – не уступает по качеству наземной.

Таким образом, разработанный беспилотный комплекс в ходе ОМР продемонстрировал свою эффективность и еще раз доказал, что беспилотную съемку, при благоприятных ландшафтно-геологических условиях, можно рассматривать как самодостаточный вид геофизических исследований со своей спецификой и оригинальной методикой выполнения работ.

1. Паршин А.В., Цирель В.С., Ржевская А.К. Методические рекомендации по выполнению маловысотной аэромагнитной съемки / Роснедра. 2018.

2. Van der Veeke S., Limburg J., Koomans R.L., Söderström M., van der Graaf E.R. Optimizing gamma-ray spectrometers for UAV-borne surveys with geophysical applications // Journal of Environmental Radioactivity. 2021. Vol. 237.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ СТАТИСТИЧЕСКОГО ПОДХОДА ДЛЯ ВЫЧИСЛЕНИЯ АНОМАЛИЙ БУГЕ С ПЕРЕМЕННОЙ ПЛОТНОСТЬЮ ПРОМЕЖУТОЧНОГО СЛОЯ

А.П. Шелихов

ООО «Газпром ВНИИГАЗ», Тюменский индустриальный университет, г. Тюмень, ashelih@list.ru

Аннотация: В статье описан опыт использования статистического подхода для вычисления по данным высокоточных гравиметрических наблюдений площадного распределения плотности промежуточного слоя на одном из участков Западной Сибири.

Ключевые слова: высокоточная гравиразведка, равномерная сеть наблюдений, переменная плотность промежуточного слоя.

В течение ряда лет автор этих строк на практических занятиях по дисциплине «Гравиразведка» при изучении студентами понятия «плотность промежуточного слоя» (ППС) использовал полевые данные высокоточной гравиразведки масштаба 1 : 50 000, проведенной в 1980-х годах. Набор данных каждого варианта содержал статистически значимую выборку по значительному участку одной и той же площади. Выборки состояли из триад полевых наблюдений (g_n и h на трех соседних точках профиля), предполагающих наличие превышения в центральной точке триады и использование для вычисления ППС трехточечной формулы В.М. Березкина [1]. При этом альтитуда центральной точки триады отличалась от среднего между высотами крайних точек на величину не менее 2 м.

Очевидно, что при расстоянии между точками 250 м превышение величиной 2 м является собой весьма невыразительный элемент рельефа и значение единичной ППС определяется с большой погрешностью, но использование достаточно большой выборки и строгое применение критерия тройного стандартного отклонения при отбраковке, позволили получать значение средней ППС с погрешностью порядка 0,03–0,05 г/см³ при выборке порядка 200 значений плотности. При этом средние значения ППС в различных вариантах задания

(а, соответственно, на различных участках площади) часто отличались друг от друга на величину, превышающую погрешность определения среднего. Серьезного значения этому факту автор в то время не придавал и практического применения не предполагал.

Все изменилось, когда в распоряжение автора попали результаты современной съемки масштаба 1 : 25 000, выполненной по практически идеальной равномерной сети 200 × 200 м. Ниже кратко изложены методические подходы и полученные результаты проведенной работы.

Все вычисления были проведены на основе данных высокоточных наземных гравиметрических наблюдений, выполненных по равномерной сети наблюдений на площади около 1 тыс. км² с шагом 200 м на одном из заполярных участков Западной Сибири. ППС вычислялась двумя способами: по формуле уступа и по трехточечной формуле В.М. Березкина [1]. Линии вычислений располагались как в широтном направлении по профилям, так и в меридиональном направлении по линиям пикетов. Амплитуда уступа или превышение центральной точки в варианте трехточечной формулы В.М. Березкина выбирались величиной равной 1 м или более. Расстояния между измерениями брались равными шагу съемки: 200 ± 10 м. Расчёты выполнены в табличном процессоре Excel с использованием макросов.

Некоторые результаты определения средней ППС по двум различным вычислительным формулам приведены в таблице. Низкие, на первый взгляд, значения плотности промежуточного слоя объясняются особенностями строения верхней части разреза площади исследований, а именно – наличием большого объема многолетнемерзлых пород, выходящих на дневную поверхность.

Результаты определения средней плотности промежуточного слоя

Вычислительная формула	По линиям профилей		По линиям пикетов		Всего по площади	
	Количество определений	ППС, г/см ³	Количество определений	ППС, г/см ³	Количество определений	ППС, г/см ³
Уступ	7641	1,41 ± 0,02	2929	1,36 ± 0,03	10 570	1,39 ± 0,01
3-х точечная Березкина В.М.	5606	1,48 ± 0,01	1781	1,49 ± 0,03	7387	1,48 ± 0,02

Были получены относительно равномерно распределенные по площади данные о плотностях промежуточного слоя.

Регулярные сетки вычислялись средствами пакета Surfer. Самым приемлемым методом, обеспечившим наилучший вариант осреднения данных в скользящем окне, оказался метод локальных полиномов (Local Polynomial). Гриды были рассчитаны с использованием четырехсекторного скользящего окна радиусом до 5 км и до 320 значений плотности в окне.

Таким образом было получено два варианта площадного распределения плотности промежуточного слоя на основе двух различных вычислительных формул. Карта ППС, рассчитанная с применением трехточечной формулы В.М. Березкина и сглаженная в скользящем окне размером 3 × 3, приведена на рис. 1. На нее вынесены центральные точки триад, в которых были вычислены значения плотностей.

Как известно, неправильный учет ППС при редуцировании приводит к тому, что аномалии Буге несут не только информацию о плотностях геологического разреза, но и начинают коррелировать с рельефом дневной поверхности. На этой основе была выполнена сравнительная оценка качества карт аномалий Буге с различными вариантами учета ППС.

Для этого средствами пакета COSCAD 3D были рассчитаны коэффициенты корреляции рельефа дневной поверхности с аномалиями Буге в скользящих окнах различного размера. Использованы аномалии Буге обоих вариантов площадного распределения ППС, а также аномалии Буге с постоянной плотностью 1,65 г/см³, принятой за истинную плотность непосредственными исполнителями полевых гравиметрических работ (см. табл. 1).

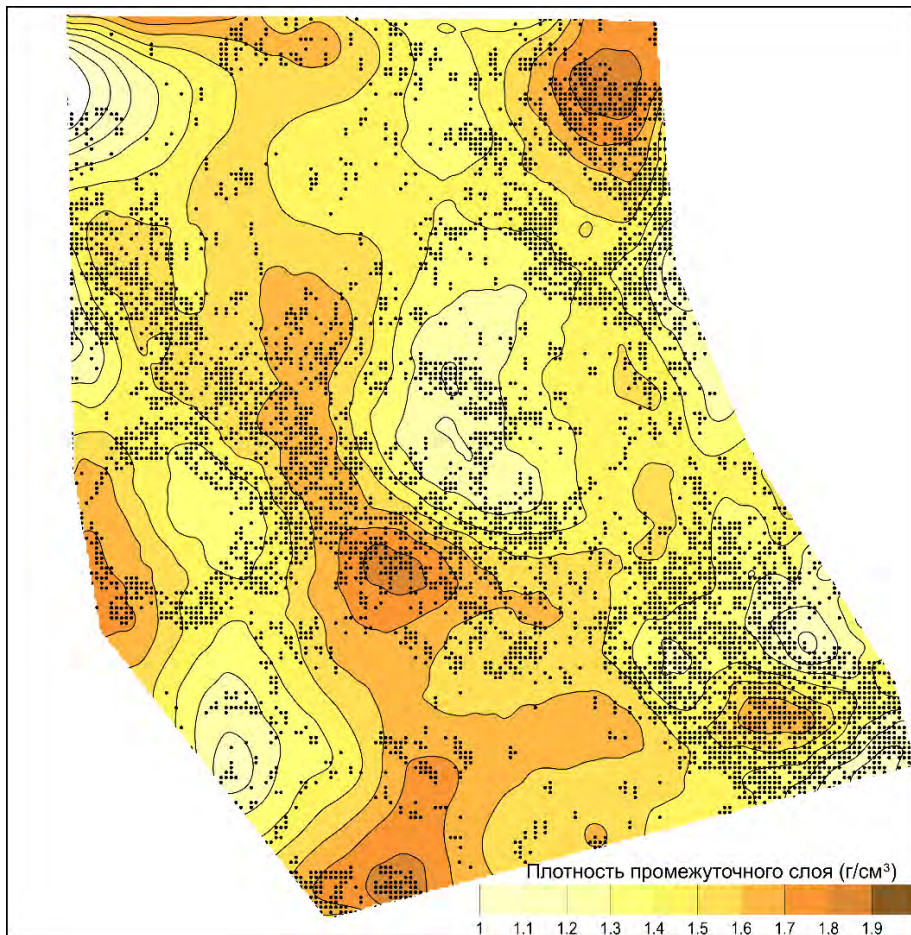


Рис. 1. Карта плотности промежуточного слоя

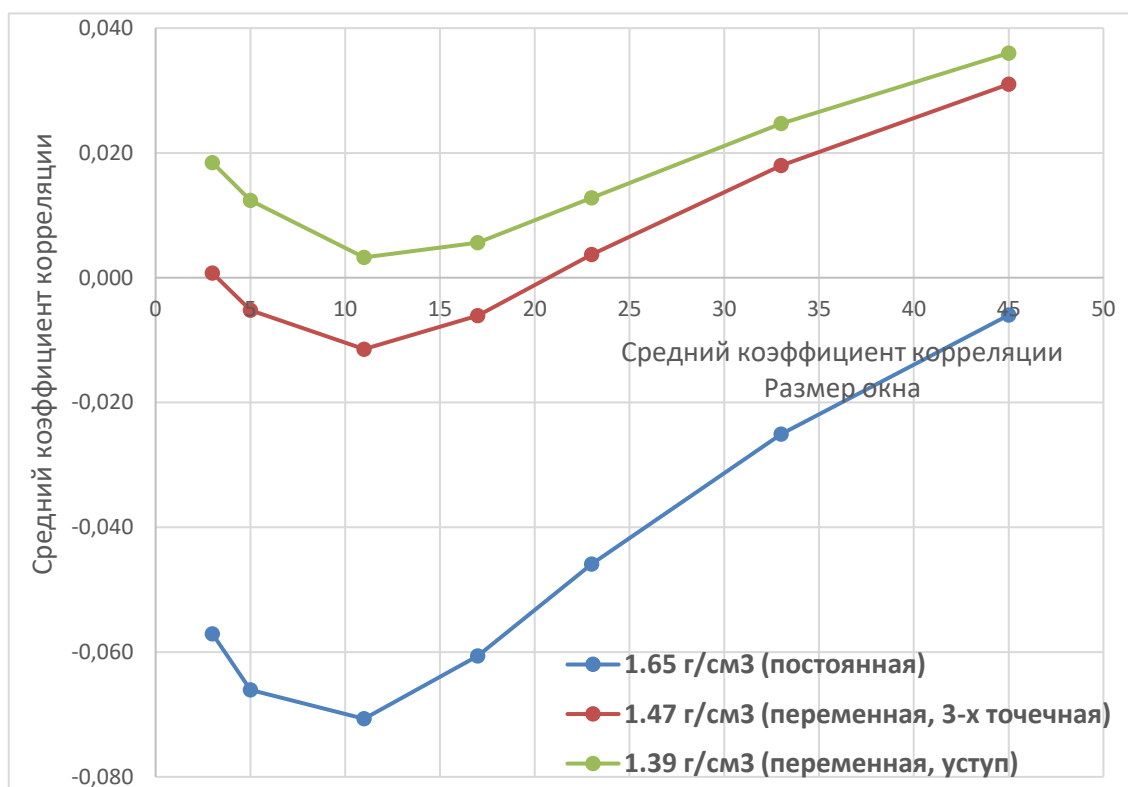


Рис. 2. Средний коэффициент корреляции рельефа с аномалиями Буге в окне при различных значениях ППС

Результаты вычислений приведены на рис. 2. По оси X указаны размеры переменного скользящего окна в пикетах сетки, при размере ячейки входной регулярной сетки 100×100 м.

Как следует из рисунка, аномалии с постоянной плотностью равной $1,65 \text{ г/см}^3$ имеют ярко выраженную обратную корреляцию с рельефом (синий график находится в отрицательной области диаграммы). Это говорит о том, что плотность промежуточного слоя, при которой рассчитаны аномалии Буге, (1.65 г/см^3) существенно выше реальной ППС участка работ.

Аномалии с переменной ППС, рассчитанной по формуле уступа, имеют прямую корреляцию с рельефом (серый график). Это свидетельствует о занижении значений плотностей, вычисляемых по этой формуле, относительно их истинных значений.

Меньше всего с рельефом коррелируют аномалии Буге с переменной ППС, рассчитанной по 3-х точечной формуле Березкина (коричневый график). Это говорит о том, что данный вариант учета плотности промежуточного слоя более всего соответствует истинному распределению ППС участка работ.

Выводы

1. На основе данных высокоточных наземных гравиметрических работ при использовании трехточечной формулы В.М. Березкина с применением статистических подходов к обработке полученных данных и подходящих процедур интерполяции и осреднения в скользящем окне при построении регулярной сетки, возможно построение карты площадного распределения ППС с достаточно высокой достоверностью.

2. Построенная таким образом карта площадного распределения плотности промежуточного слоя отражает, в генерализованном, сглаженном виде, реальное распределение плотностей верхней части разреза площади исследований. Применение такого варианта распределения ППС при введении поправки Буге улучшает качество итоговой гравиметрической карты, минимизируя корреляцию аномалий силы тяжести с рельефом.

Описанная методика представляет собой достаточно простой и легко реализуемый способ улучшения качества гравиметрической карты, построенной по данным детальным работ, с целью ее последующего использования для содержательной геологической интерпретации.

Сама методика нуждается в улучшении. Первым шагом на этом пути автор видит разработку и применение алгоритма формирования вычислительных триад произвольного направления при увеличении длины плеча и превышения центральной точки. Это позволит увеличить густоту единичных вычислений плотности по площади и, как следствие, повысить детальность и точность итоговой карты плотностей.

1. Березкин В.М. Учет рельефа местности и промежуточного слоя в гравиразведке. – М.: Недра, 1967, С. 66–70.

2. Инструкция по гравиразведке. – М., 1980. С. 32.

РОЛЬ ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКИ В ПОИСКОВО-ОЦЕНОЧНЫХ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ РАБОТАХ ДЛЯ ВОДОСНАБЖЕНИЯ ОЗЕРНОГО ГОКА

*М.С. Шкиря¹, П.С. Бадминов², С.А. Терешкин¹, А.С. Башкеев¹,
С.В. Бухалов¹, Ю.А. Давыденко^{1, 2, 3}*

1 – ФГБОУ ВО «ИРНИТУ», г. Иркутск, *mshkiria@geo.istu.edu*

2 – ИЗК СО РАН, г. Иркутск, *prokop_sbada@mail.ru*

3 – ООО «Гелиос», г. Иркутск, *davidenkoya@gmail.com*

Введение. Целью поисково-оценочных гидрогеологических работ в бассейне р. Заза являлось обеспечение технологического водоснабжения объектов Озерного ГОКа, находящегося на территории Республики Бурятия, в 2020 г. проводились поисково-оценочные гидрогеологические работы с целью выявления перспективности месторождения напорных подмерзлотных вод межгорного артезианского бассейна р. Заза. Учитывая высокую, 3-ю категорию сложности участка недр с очень сложным геологическим строением, гидрогеологическими и горно-геологическими условиями, в комплекс работ были включены два электроразведочных метода: электротомография и метод электромагнитного зондирования и вызванной поляризации (ЭМЗ-ВП).

В комплексе с гидрогеологическими исследованиями электроразведочные работы должны были решить следующие задачи: выделение таликовых зон и определение их границ; уточнение мощности многолетнемерзлых пород (ММП); определение мощности и угла падения разломных зон. Учитывая неблагоприятный для электротомографии (и методов постоянного тока в целом) фактор – мощный экранирующий слой высокоомных ММП (около 100 м), для обеспечения глубинности исследований в 200 м применялся метод ЭМЗ-ВП [6]. Полученные в результате решения обратных задач геоэлектрические разрезы использовались для уточнения положения поисковых гидрогеологических скважин.

Краткое геологическое строение и гидрогеологические условия территории. Исследуемый участок находится в Еравнинском районе Республики Бурятия, в долине р. Заза, правом притоке р. Витим в 40 км от села Сосново-Озерское.

Зазинская межгорная впадина представляет собой грабенообразную линейно вытянутую структуру, выполненную юрско-меловыми нормально-осадочными и эффузивно-осадочными отложениями общей мощностью до 1500 м, которые перекрыты мерзлыми четвертичными образованиями. Фундамент впадины и его горно-складчатое обрамление сложено палеозойскими гранитоидами Бичурского комплекса [1]. Зоны разломов, связаны с мезозойским рифтогенезом и имеют преимущественно северо-восточное простирание, плоскости их сместителей падают, как правило, в сторону оси впадины. Такие разломы, прослеживающиеся вдоль мезозойских структур, развивались одновременно с ними, определяя границы мезозойского осадконакопления и распределение фаций осадков внутри впадин. Наблюдается также несколько разломов северо-западного и субширотного простирания (рис. 1). В гидрогеологическом отношении Зазинская межгорная впадина представляет собой небольшой артезианский бассейн подмерзлотного типа [7]. Питание подземных вод бассейна происходит за счет подтока трещинных вод горных массивов, окаймляющих впадину, поверхностными водами через подрусловые и подозерные талики. Подмерзлотные воды юрско-меловых отложений вскрыты скважинами на глубине 60–100 м непосредственно под мерзлыми породами. Воды характеризуются значительным напором, достигающим 100 м, и являются наиболее перспективными для водоснабжения. Дренируется артезианский бассейн в северо-восточном направлении подземным стоком, а также субаквальной разгрузкой в русло реки Витим.

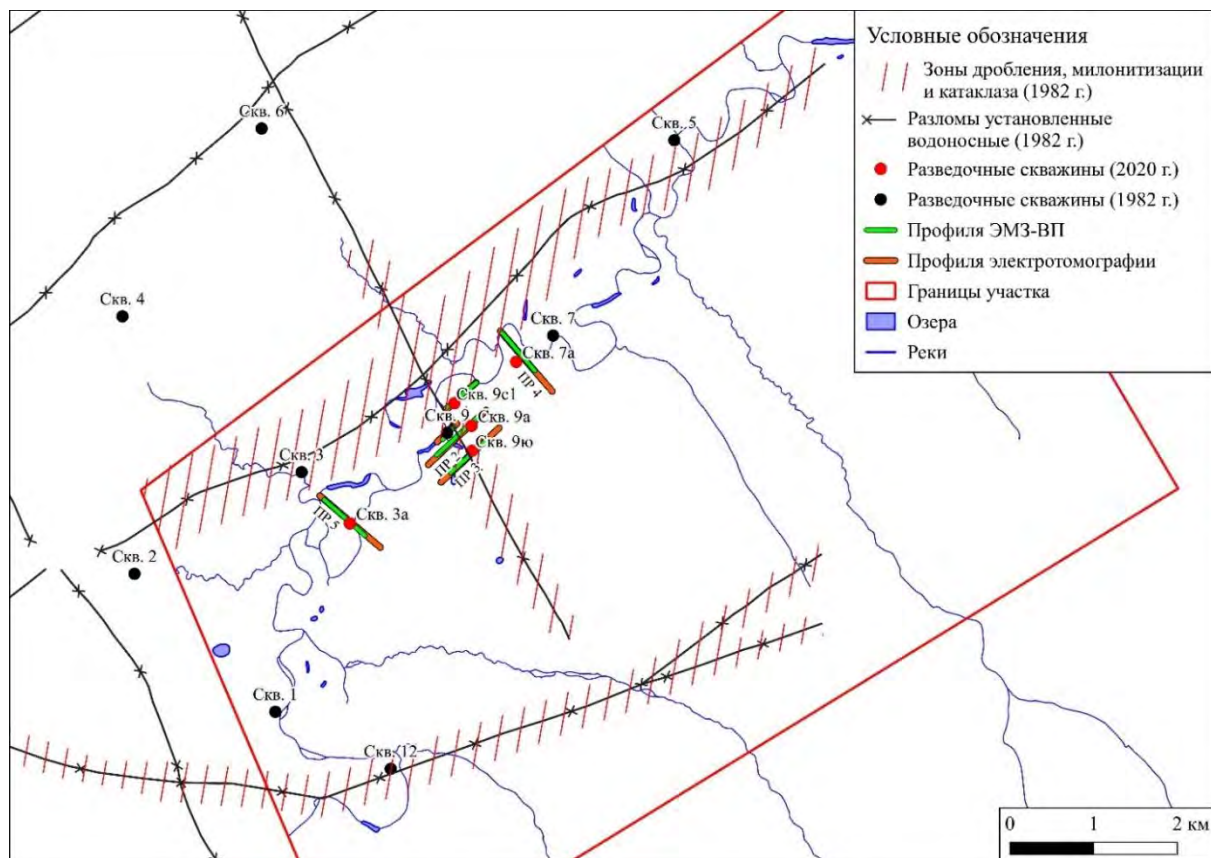


Рис. 1. Схема участка работ

Методы исследования. С целью поиска подмерзлотных вод использовались два электро-разведочных метода, ЭМЗ-ВП и электротомография, а также геофизические исследования скважин. Расположение профилей обусловлено размещением предполагаемого группового водозабора на правом берегу р. Заза в 15–17 км от объектов Озерного ГОКа. Протяженность шести профилей ЭМЗ-ВП составила 3,2 пог. км, электротомографии – 4,6 пог. км.

Для получения общей информации о геоэлектрическом строении площади работ использовались данные съемки аэроэлектроразведочной системой ЕМ-4Н. Исходные данные съемки, выполненной по профилям через 500 м, были любезно предоставлены начальником отдела геолого-геофизических технологий ГНПП «Аэрогеофизика» А.А.Трусовым.

Детальное строение верхней части разреза до глубин 70–100 м было получено по данным электротомографии, выполненной аппаратурой «Скала-64» [4]. Глубинность исследований до 200 м достигнута за счет использования метода ЭМЗ-ВП. При проведении электротомографии для увеличения глубинности исследований использовалась прямая и обратная трехэлектродная установка с выносным питающим электродом на расстоянии 1000 м. перпендикулярно профилю.

Метод ЭМЗ-ВП является методом импульсной электроразведки. Среда возбуждается разнополярными прямоугольными импульсами заданной длины (в данных работах использовалась длительность импульса и паузы по 125 мс) с помощью генераторной линии (ГЭЛ) АВ, в то время как переходные процессы измеряются на электродах приемной линии. На данных работах применялась установка срединного градиента [2] с методикой работ с закрепленным генераторным источником и перемещающимся относительно него измерителем, использующейся в электроразведке с конца 1980-х годов [5, 9]. В то время, как в различных модификациях метода вызванной поляризации (ВП) измерительные установки и временные диапазоны подбираются таким образом, чтобы минимизировать вклад индукционных процессов (что традиционно рассматриваются как мешающий фактор [3]), в ЭМЗ-ВП данные процессы используются для извлечения информации о строении геоэлектрического разреза, как в методах

зондирования становлением поля (ЗС). Таким образом, использование гальванически заземленных ГЭЛ позволяет устойчиво выделять эффекты ВП в исследуемых породах, а регистрация становления поля позволяет перейти от традиционных кажущихся параметров (кажущегося сопротивления (ρ_k) и кажущейся поляризуемости (η_k)) к построению трехмерных геоэлектрических моделей по результатам решения обратной задачи с учетом частотной дисперсии электропроводности [10].

С целью определения перспективных зон для постановки поисково-разведочного бурения скважин на воду была выполнена инверсия данных ЭМЗ-ВП в рамках одномерных моделей. При моделировании, осуществляемом в программе Mars1D, расчеты велись путём использования комплексного значения УЭС, зависящего от частоты. Для описания частотной зависимости УЭС использовалась формула Пельтона, применение которой позволяет описать большинство экспериментальных дисперсионных зависимостей в горных породах [8]. В нашем случае вклад эффектов ВП оценен как незначительный, поскольку на поздних временных задержках от 80 до 125 мс значения кажущейся поляризуемости (отношение интегрального значения на заданном интервале в хвосте кривой к значению поля пропускания, взятого перед выключением токового импульса) не превышало 0,5 % (рис. 2). В результате моделирование электромагнитных зондирований выполнялось с закрепленными на нулевых значениях поляризационными параметрами, что не отразилось на качестве подбора.

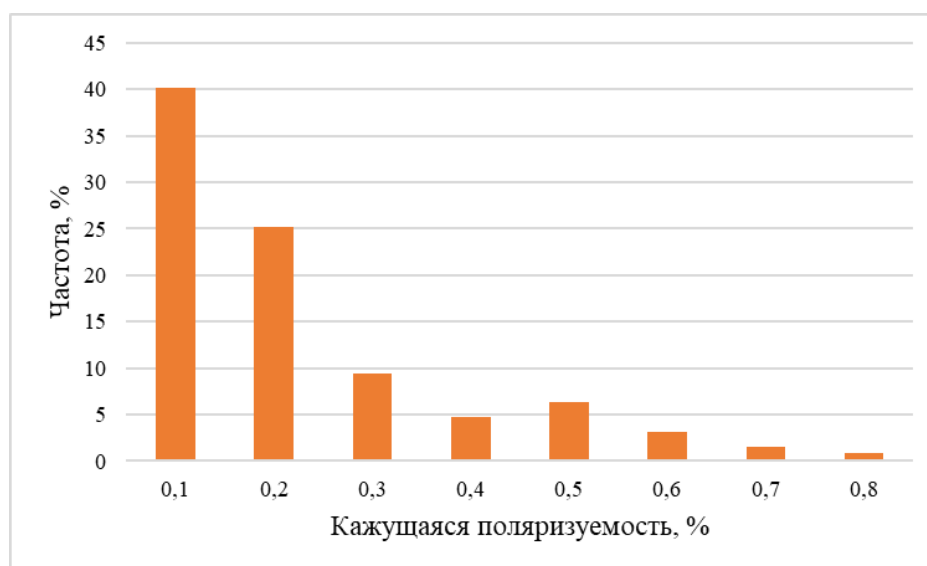


Рис. 2. График распределения кажущейся поляризуемости

Результаты и их обсуждение. Анализ всей совокупности геофизических данных, включая геофизические исследования скважин и результаты бурения показывают, что многолетнемерзлые породы делятся на «сплошные» ММП с УЭС от 200 до 1500 Ом · м, расположенную от дневной поверхности до глубины 30–100 м, и подстилающие их «вялые» ММП, как правило, с меньшими УЭС – до 300 Ом · м. На некоторых профилях между «сплошными» и «вялыми» ММП встречается водоносный горизонт мощностью от 20 до 30 м., характеризующейся низкими УЭС – около 20–30 Ом · м. В пределах исследованных участков выделены межмерзлотные воды – таликовые зоны, которые не были отдельно исследованы гидрогеологическими методами.

На профиле 1 в вертикальном разрезе выявлена относительно большая мощность «сплошных» многолетнемерзлых пород от 65 до 135 м (рис. 3). Межмерзлотные зоны отсутствуют. Повышенные зоны проводимости находятся в интервале глубин от 125 до 270 м. Профиль пересекает субвертикальную разломную зону на ПК 8 – 10 с углом падения около 45° на Ю-В.

Разрез характеризуется высокой изменчивостью мощностей ММП, как по данным электротомографии, так и ЭМЗ-ВП. Мощность «сплошных» многолетнемерзлых пород составляет от 50 до 130 м. Присутствуют межмерзлотные зоны с низкими значениями УЭС в интервале от 80 до 100 м. Подмерзлотные воды залегают в интервале глубин от 100 до 300 м.

С помощью сопоставления данных геофизических исследований скважин, бурения и инверсии наземных электротомографии и ЭМЗ-ВП получены следующие результаты:

а) по данным электротомографии на разрезах достаточно уверенно выделяются зоны развития «сплошных» ММП, имеющие повышенные значения УЭС, что, в целом, соответствует данным каротажа сопротивлений. Разломные зоны отражаются на данных электротомографии пониженными УЭС, в ряде случаев надежно определяется наклон разрывного нарушения;

б) метод ЭМЗ-ВП позволил выделить тектонические нарушения северо-восточного направления, определить общую мощность многолетнемерзлых пород и наличие в них межмерзлотных вод, а также определить интервалы глубин залегания подмерзлотных вод, которые на данной площади находятся под подошвой «вялых» ММП. По результатам инверсии по пониженным значениям УЭС высказано предположение о возможном наличии подмерзлотных вод на глубинах 100–200 и более м, что подтвердилось результатами бурения.

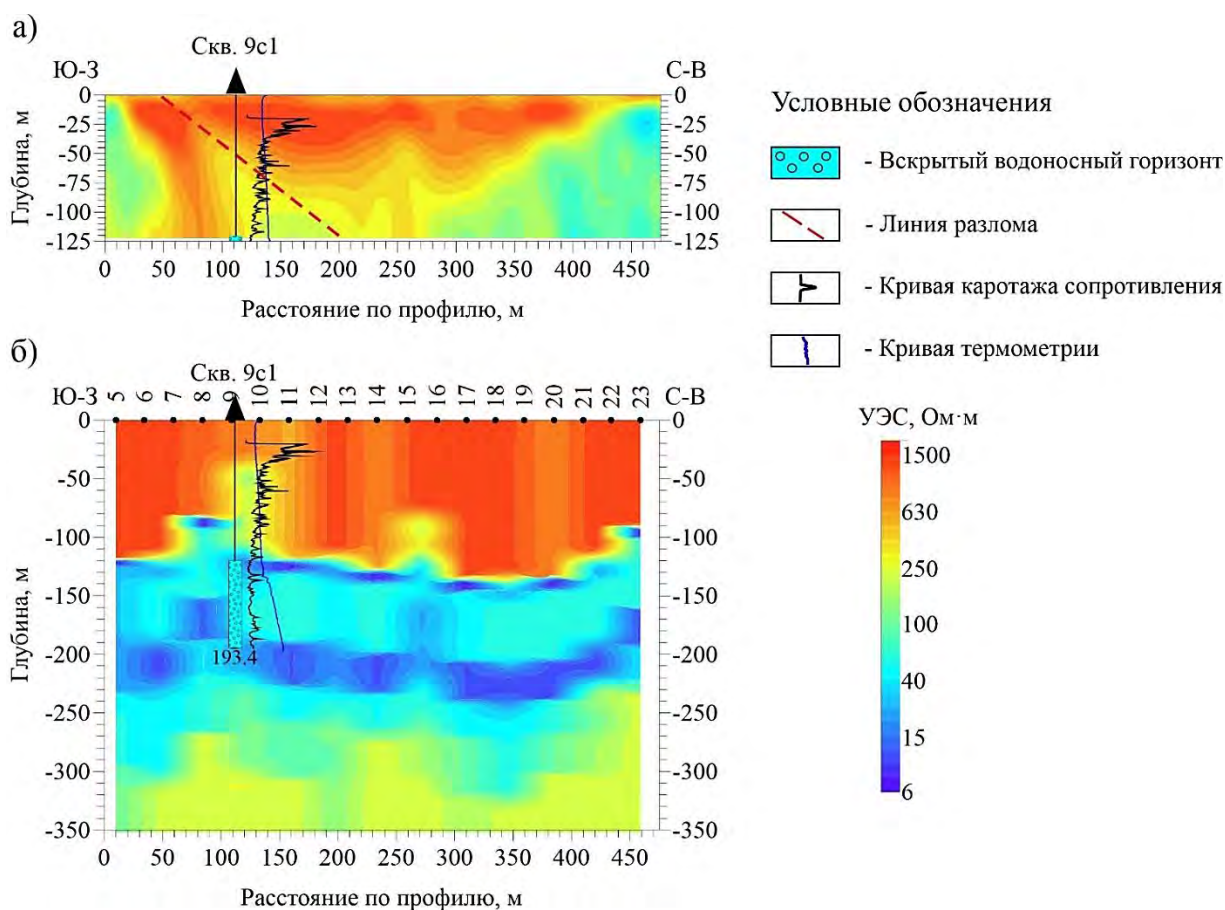


Рис. 3. Разрез сопротивлений по данным: а – электротомографии и б – ЭМЗ-ВП по профилю 1

Признаком наличия многолетнемерзлых пород явились пониженные сопротивления пород (мерзлые глины и глинистые породы). По данным термометрии выделить зону ММП не удалось, так как при проведении работ на всех скважинах наблюдался самоизлив.

Признаками зон повышенной трещиноватости являются как неровность стенок скважины, которые выделяются по кривым кавернометрии, так и наличие в трещинах высокоомных многолетнемерзлых пород (повышенные значения сопротивлений, полученные методом КС).

Выводы: По комплексу геофизических методов были определены перспективные участки для бурения гидрогеологических скважин. Они связаны с зонами тектонических нарушений, имеющих повышенную проницаемость и емкостные свойства пород, что в дальнейшем подтвердилось результатами опытно-фильтрационных работ. Выделенные на этих перспективных участках продуктивные подмерзлотные водоносные горизонты предложены для оценки эксплуатационных запасов подземных вод и использования их для производственных и технологических нужд объектов Озерного ГОКа. Горизонты межмерзлотных вод представляют собой линзы, не связанные с поверхностными надмерзлотными или подмерзлотными водами и не представляют практического интереса.

Работа выполнена при поддержке гранта РНФ № 20-67-47037 «Методологическое и программное обеспечение обработки больших объемов данных электромагнитных зондирований, гравиразведки и БПЛА-магниторазведки на основе комплексного решения трехмерных обратных задач рудной геофизики».

1. Гидрогеология СССР. Т. XXII. Бурятская АССР. – М.: Недра, 1970. – 432 с.
2. Жданов М.С. Электроразведка: Учебник для вузов. – М.: Недра, 1986. – 316 с.
3. Давыденко Ю.А., Попков П.А., Новопашина А.В. Перспективы использования индукционной составляющей переходного процесса в традиционных методах постоянного тока // Геофизические исследования. 2015. Т. 16. № 4. С. 73–84.
4. Официальный сайт GEODEVICE [Электронный ресурс]. – Режим доступа свободный. – URL: <https://geodevice.ru/main/electric/units/skala64> (18.06.2021).
5. Соловейчик Ю.Г., Тригубович Г.М., Чернышев А.В., Рояк М.Э. Об одном подходе к решению трехмерной обратной задачи электромагнитного зондирования Земли становлением поля // Сибирский журнал индустриальной математики. 2003. 6. 138–153.
6. Патент на изобретение № 2574861, RU 2012134345/28 Способ измерения и обработки переходных процессов с заземлённой линией при импульсном возбуждении электрическом диполем с целью построения геоэлектрических разрезов и устройство для осуществления этого способа с помощью аппаратно-программного электроразведочного комплекса (АПЭК «МАРС»). Авторы изобретения: Давыденко Ю.А., Давыденко А.Ю., Пестерев. И.Ю., Яковлев С.В., Давыденко М.А., Комягин А.В., Шимьянский Д.М. Приоритет изобретения от 1 августа 2012 г. Зарегистрировано в Государственном реестре изобретений Российской Федерации 10 февраля 2016 г. Правообладатель: Общество с ограниченной ответственностью «Гелиос».
7. Янов Ю.М. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Прибайкальская. Лист N-49-XXVIII. Объяснительная записка. – М.: Недра, 1971. 70 с.
8. Cole K.S. and Cole R.H. Dispersion and absorption in dielectrics // Journal of Chemical Physics. 1941. 6. 341–353.
9. Gorunov A., Kiselev E., Kondratiev I., Safonov A., Tertyshnikov K. and Chernov V. The role of high-resolution electrical survey (HRES-IP) in complex of geophysical methods during exploration, prospecting and exploitation of oil and gas deposits. European Association of Geoscientists & Engineers. Source: Conference Proceedings, Geophysics of the 21st Century – The Leap into the Future, Sep 2003, pp-38–00297. DOI: <https://doi.org/10.3997/2214-4609-pdb.38.F188>
10. Veeken P., Legeydo P., Davidenko Y., Kudryavceva E., Ivanov S., Chuvaev A. Benefits of the induced polarization geoelectric method to hydrocarbon exploration // Geophysics. 2009. 74. 47–59.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ЗАПАДНОГО СКЛОНА РУДНИЧНОГО СОЛЯНОГО ПОДНЯТИЯ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГРАВИМЕТРИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Г.П. Щербинина, Г.В. Простолупов

Горный институт УрО РАН, г. Пермь, gena-prost@yandex.ru

Верхнекамское месторождение калийных солей расположено в Соликамской депрессии Предуралья Краевого прогиба. Месторождение имеет пластовый характер. Калийная залежь размерами 40 · 150 км состоит из переслаивания пластов калийных и каменных

солей и залегает на глубине от 100 до 500 м. Месторождение эксплуатируется с 1930 г., отработаны уже большие площади. В настоящее время ведутся разведочные работы в различных частях залежи для создания предприятий – рудников [1].

Наличие значительной плотностной неоднородности надсоляного и соляного разреза Верхнекамского соляного месторождения – основной вывод, полученный при многолетних гравиметрических исследованиях. При проведении горных работ по добыче полезного ископаемого выяснилось, что безопасность отработки калийных пластов зависит не только от мощности водозащитной толщи, что считалось основным критерием безаварийной работы рудников, а в значительной степени определяется и прочностным состоянием толщ [2].

Картирование гравиметрическим методом разуплотненных зон, которые априори обладают пониженными прочностными свойствами, повышает безопасность проведения горных работ, защищая рудники от затопления. Большое значение имеет понимание геологического строения, истории развития территории исследований. Такие выводы базируются на совместной интерпретации трансформант гравитационного поля и имеющейся геологической информации.

Рассматриваемая площадь (рис. 1) находится в верхней части западного склона Рудничного соляного поднятия (структура I на рис. 1). Средний угол падения склона соляной поверхности в пределах площади 2–3°. Склон продолжается далее на запад на расстояние 5,0–5,5 км до осевой части Камского прогиба – региональной структуры, где наблюдается глубокое погружение кровли соляной толщи (структура III на рис. 1). В пределах изучаемого участка кровля соли залегает на отметках от +20 м до –120 м.

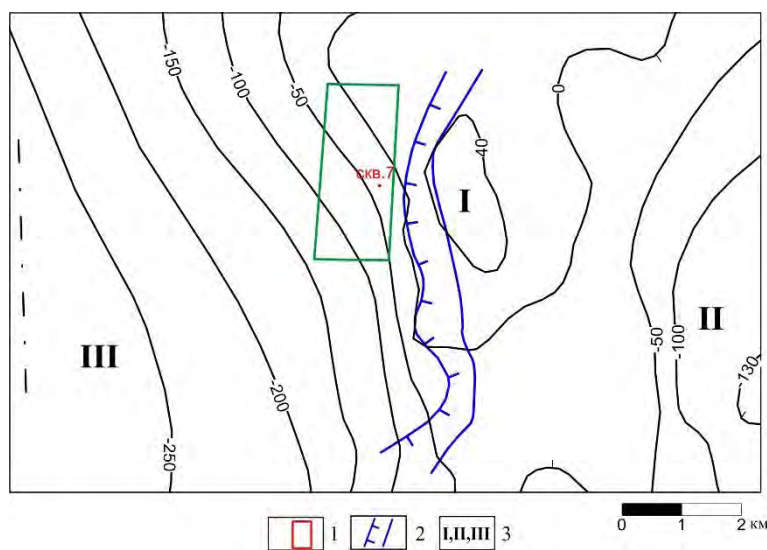


Рис. 1. Структурная карта кровли соляной толщи в районе изучаемой площади

1 – изучаемая площадь; 2 – Соликамский надвиг (материалы ОАО «Уралкалий»); 3 – структуры соляной поверхности: I – Рудничное поднятие, II – Тверитинская мульда, III – Камский прогиб

Бурением и геофизическими методами участок не изучен, в его пределах пробурена всего одна скважина № 7 в 1928 г. Горные работы не проводились. Судя по соседним площадям, этот участок должен иметь сложное геологическое строение и характеризоваться высокой плотностной неоднородностью пород.

Изучаемая площадь находится в градиентной зоне перехода от условий нагнетания соляных масс в Рудничное поднятие, где надсоляная толща испытывала поднятие с изгибом и растяжением на его вершине, к условиям оттока соляных масс и погружения надсоляной толщи в Камском прогибе (структура III на рис. 1). Разница геодинамической ситуации на отдельных участках изучаемой площади и, обусловленная этим различная направленность постседиментационных процессов определили сложное геологическое строение территории и, в конечном счете, высокую плотностную неоднородность пород.

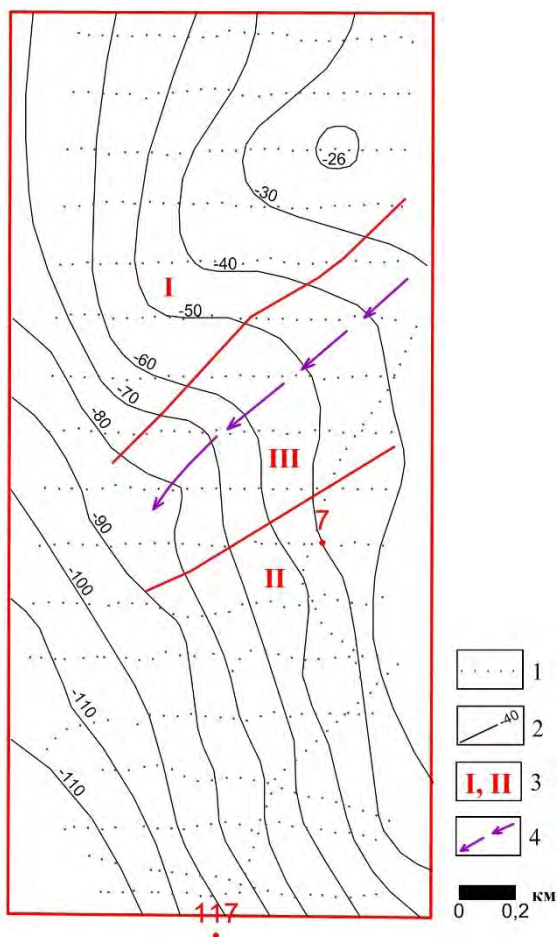


Рис. 2. Прогнозная структурная карта кровли соляной толщи, построенная с учетом поля силы тяжести

1 – пункты измерения поля силы тяжести; 2 – изогипсы; 3 – структурно-тектонические зоны; 4 – ось ложбины по кровле соли

соли. Каждая структурно-тектоническая зона развивалась под влиянием только ей присущих геодинамических условий, по поводу которых можно сделать следующие предположения.

Предварительно необходимо пояснить, что при седиментогенезе в солеродном бассейне поверхность осадконакопления была горизонтальной. Поэтому слои соли на начальной стадии литогенеза имели горизонтальное залегание. Затем под влиянием различных тектонических процессов и возникающих геодинамических напряжений пластичные массы подстилающей соли были выведены из равновесия с перераспределением их по площади и вертикали. При этом в поверхности соли происходило формирование соляных куполов и впадин, например, показанных на рис. 1. Другими словами, современная морфология поверхности соли имеет вторичную природу.

Структурный нос (зона I) на склоне Рудничного поднятия это область интенсивного нагнетания соляных масс. При этом надсоляная толща в его пределах поднималась под давлением соляных масс снизу, изгибалась, формируя положительную структуру, и одновременно растягивалась по латерали. В результате в надсоляной толще в условиях вертикального сжатия и горизонтального растяжения формировалась система трещиноватых зон, которые в последующем подвергались воздействию факторов гипергенеза. Так в надсоляной толще формировались участки выветрелых пород, обладающих низкой плотностью.

Детальная гравиметрическая съемка масштаба 1 : 10 000 на изучаемой площади проведена в 2014 г. с целью изучения особенностей геологического строения и подготовки данной площади к проведению работ по извлечению калийно-магниевых солей. Съемка выполнена с высокой точностью – среднеквадратическая погрешность определения аномалии Буге составила $\pm 0,015$ мГал. Для построения трансформант гравитационного поля использовалась программа «ВЕКТОР» [3].

В соответствии с глубиной залегания кровли соли значения поля силы тяжести Δg Буге увеличиваются в юго-западном направлении. Диапазон изменения поля в пределах площади составил 1,5 мГал.

В результате проведенной детальной гравиметрической съемки появилась возможность составить для изучаемой площади более объективную, чем на рис. 1, структурную карту кровли соли. Для этого использовались графики связи отметок кровли соли в рядом расположенных скважинах и значений поля силы тяжести, снятые с региональной гравиметрической карты масштаба 1 : 25 000, составленной ранее. Коэффициент корреляции между отметками кровли каменной соли и значениями поля Δg составил 0,87.

На структурной карте соляной поверхности (рис. 2), построенной с учетом новых гравиметрических данных, выделяются три структурно-тектонические зоны: I – структурный нос, II – моноклиальный склон, III – ложбина в кровле

В структурной зоне II надсоляная толща в верхней части склона (восток участка) поднималась при нагнетании соли в Рудничное поднятие, западная же часть находясь в области оттока соли – погружалась. Предполагая данную динамику развития, можно сделать прогноз: на востоке на поднятии в надсоляной толще сформировались участки горизонтального растяжения, а в западной части в области погружения – надсоляная толща разгружалась и проявлялись признаки растяжения и по вертикали.

В структурной зоне III, в ложбине по кровле соли, могли происходить процессы присущие ложбинам в соляной поверхности на склонах структур, описанные в [4]. В условиях ложбины наиболее разуплотненные и проницаемые породы формировались в нижней части надсоляного разреза на границе с непроницаемой толщей солей. Причина этого заключается в разрыхлении пород надсоляной толщи над отрицательной формой рельефа поверхности соли и локализации атмосферных водных потоков в осевой части ложбины. За счет этого вдоль дна ложбины на границе соляной и надсоляной толщи формируются промытые разуплотненные породы. Верхняя часть надсоляной толщи над ложбинами остается более плотной.

Разный геодинамический режим в структурно-тектонических зонах I, II, III определил разный характер вторичных преобразований пород. Соответственно формировалось разное плотностное строение выделенных зон, что отразилось в картине трансформант гравитационного поля (рис. 3, 4).

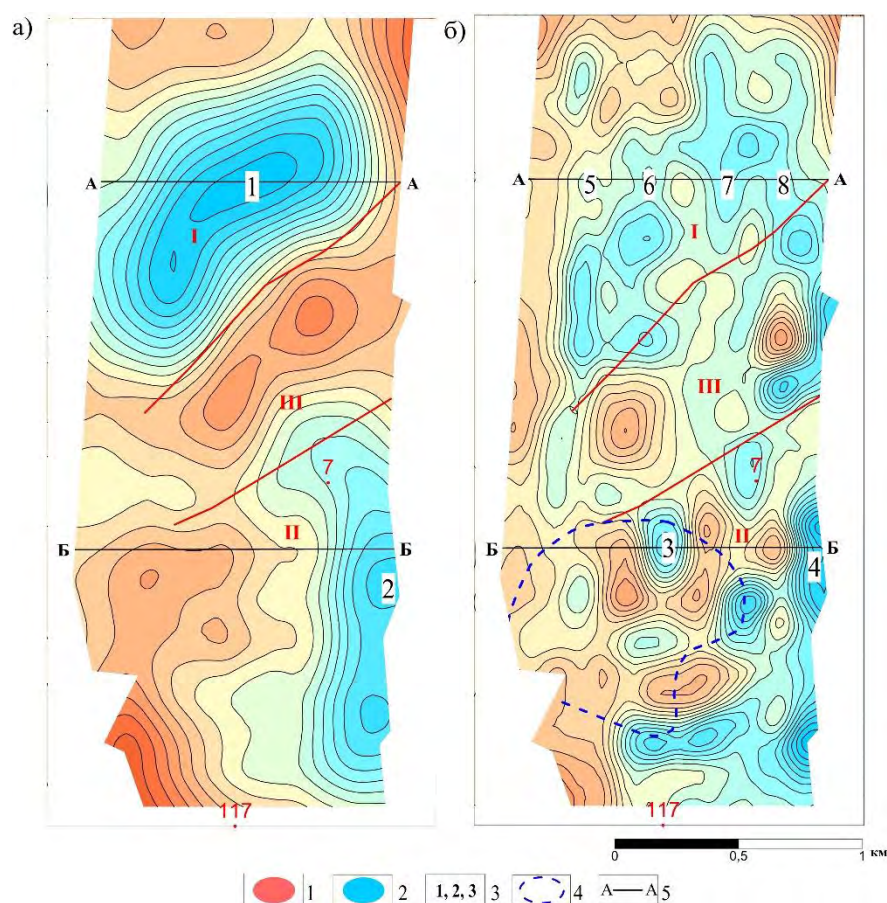


Рис. 3. Разностные трансформанты гравитационного поля

a – для эффективных глубин 200–300 м (верхняя часть соляной толщи), *б* – для эффективных глубин 40–80 м (верхняя часть надсоляной толщи). 1 – положительные аномалии; 2 – отрицательные аномалии; 3 – номера аномалий; 4 – участок с субгоризонтальными аномалиями; 5 – линии сечений трехмерной трансформанты

Анализ трансформант показал, что гравитационное поле на этой площади имеет следующие составляющие: аномалии обусловленные структурой кровли соли, и аномалии от разуплотненных выветрелых зон, сформированных преимущественно в надсоляной толще.

О неравномерной выветрелости и разрушенности пород надсоляной толщи в этом регионе свидетельствует описание керна скважин на соседних площадях. В надсоляной толще изучаемой площади в разных структурно-тектонических условиях сформированы свои специфические особенности плотностного строения, адекватные происходившим при деформировании толщ процессам. Отрицательными аномалиями на разностной трансформанте 40–80 м (рис. 3, б) отражаются участки разуплотненных пород в надсоляной толще.

На разностной трансформанте, построенной для эффективных глубин соляной толщи ($h_{эфф.} = 200–300$ м) (рис. 3, а), отрицательные аномалии отображают поднятия соляной поверхности. Аномалия 1 фиксирует наличие соляного носа (структурно-тектоническая зона I на рис. 2).

В его пределах на эффективных глубинах, соответствующих глубинам надсоляной толщи, участки концентрации трещин растяжения и последующего выветривания проявляются в виде серии отрицательных аномалий (рис. 3, б). Разуплотнения в надсоляной толще, выявленные в пределах соляного носа в виде локальных отрицательных аномалий 5, 6, 7, 8, показаны на вертикальном сечении трехмерной трансформанты (рис. 4, а). Горизонтальные размеры разуплотненных участков 100–200 м.

Другое плотностное строение надсоляной толщи наблюдается на юге площади в структурно-тектонической зоне II (рис. 2). Здесь отрицательные аномалии зафиксированы на юге и у восточной границы площади, в пределах наиболее высокого положения кровли соли (рис. 3, б). Горизонтальные размеры локальных аномалий 200–250 м.

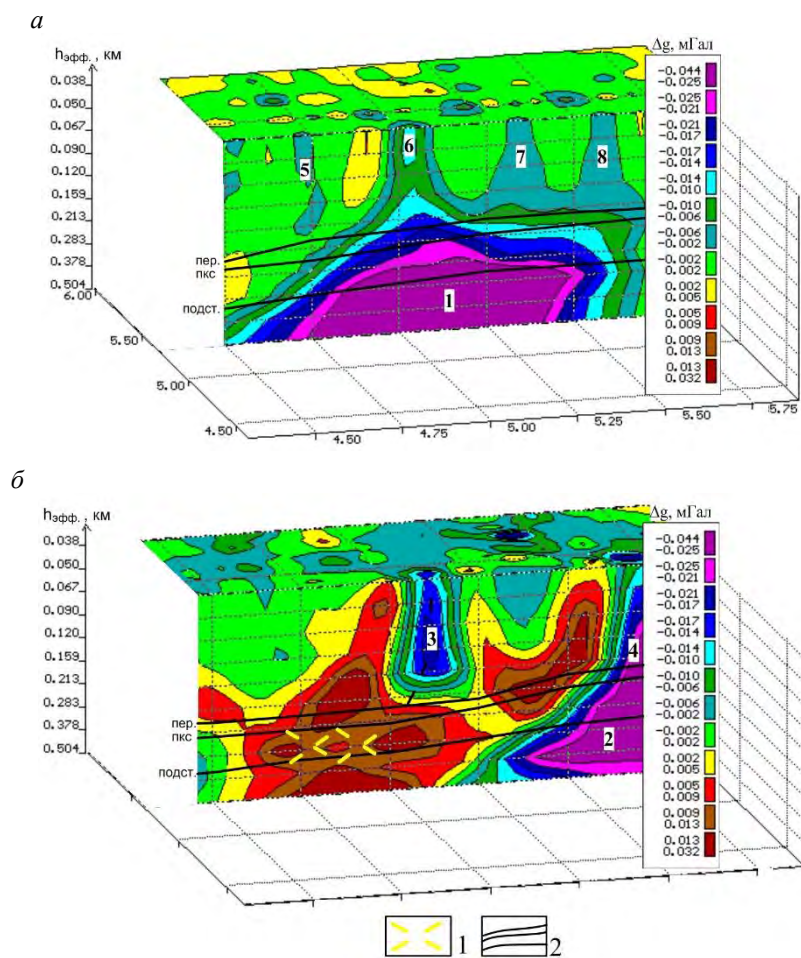


Рис. 4. Вертикальные сечения трехмерной трансформанты гравитационного поля

а – через структурную зону I (линия А–А на рис. 3), б – через структурную зону II (линия Б–Б). 1 – предполагаемая область деформирования пород; 2 – стратиграфические поверхности, привязанные к эффективным глубинам трехмерной трансформанты гравитационного поля: пер. – кровля переходной пачки, ПКС – кровля покровной каменной соли, подст. – кровля подстилающей соли

Гравитационные трансформанты структурной зоны II имеют одну особенность, не встречаемую ранее на других участках Верхнекамского месторождения. Отличительные черты имеет слой, фиксируемый на эффективных глубинах, соответствующих глубинам залегания продуктивной толщи. Здесь гравитационная картина характеризуется наличием наклонных элементов пониженных значений поля. Морфология аномалий говорит о наличии разуплотнений деформационной природы, появившихся в продуктивной толще (эффективные глубины 210–300 м на рис. 4, б). Область аномального поля занимает центральную часть зоны II. На рис. 3, б эта область показана синим штриховым контуром. Эту особенность плотностной картины можно объяснить вертикальным растяжением пород продуктивной толщи на участках оттока соляных масс подстилающей соли и деформированием пластичных слоев на крутом склоне.

Соляная ложбина (зона III) проявляется на разностной трансформанте 200–300 м положительной аномалией, вытянутой вдоль углубления соляной поверхности (рис. 3, а). Это объясняется тем, что увеличение вдоль ложбины мощности надсоляной толщи, имеющей повышенную плотность по сравнению с соляными породами, формирует положительное поле.

На трансформанте, рассчитанной для глубин надсоляной толщи (рис. 3, б) вдоль ложбины наблюдается ряд локальных положительных и отрицательных аномалий.

Сопоставление данных гравиметрической съемки с результатами единичных сейсморазведочных профилей, проведенных в юго-восточной части изучаемой площади, показало хорошее их соответствие. В большинстве случаев разуплотненные, по данным гравиметрии, участки совпадают с участками осложнения волновой картины на временах надсоляного и верхней части соляного разреза.

Таким образом, интерпретация данных гравиметрической съемки в системе «ВЕКТОР» показала, что западный склон Рудничного поднятия имеет сложное геологическое строение и включает три структурно-тектонические зоны, которые характеризуются плотностным строением, соответствующим происходившим в них геологическим процессам, со своими особенностями плотностной картины.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 19-45-590011р_а.

1. Петротектонические основы безопасной эксплуатации Верхнекамского месторождения калийно-магниевых солей / Под ред. Н.М. Джиноридзе. – СПб.; Соликамск: ОГУП Соликамск. Типография, 2000. С. 19–82.

2. Щербинина Г.П., Простолупов Г.В. Высокоточная гравиметрия при обеспечении безопасной отработки Верхнекамского месторождения калийных солей // Горный информационно-аналитический бюллетень. 2015. № 3. С. 219–226.

3. Бычков С.Г., Новоселицкий В.М., Простолупов Г.В., Щербинина Г.П. Информационная технология содержательной интерпретации геопотенциальных полей // Геоинформатика. – Киев: НАНУ, 2004. С. 33–42.

4. Щербинина Г.П. Исследование причин обрушения пород на Втором Соликамском руднике Верхнекамского месторождения солей по геолого-геофизическим данным // Геофизические методы поисков и разведки месторождений нефти и газа: Межвуз. сб. науч. тр. – Пермь, 1998. С. 85–95.

МЕТОДИКА ПОИСКА НОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УВ НА РЕГИОНАЛЬНОЙ СТАДИИ РАБОТ ПО КОМПЛЕКСУ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ НА ПРИМЕРЕ ПРИУРАЛЬСКОЙ ЧАСТИ ЗС

Н.Н. Яицкий¹, А.А. Наумов²

1 – ООО «Газпром недра», филиал «Газпром недра НТЦ», г. Тюмень, *n.yaickiy@nedra.gazprom.ru*
2 – ПАО «Газпромнефть»

Систематическое изучение западной части Западно-Сибирской плиты начиналась с конца 1920-х годов. В пределах «открытого» Урала и в северном Приуралье ЗС с середины 1930-х годов известны многочисленные проявления нефти в осадочных породах различного возраста (от карбона до силура). Начиная с 1953 г., т. е. со времени, когда из опорной скважины в поселке Березово был получен газ, геолого-поисковые работы в северо-западной части Западно-Сибирской плиты приобрели первостепенное значение. В середине 1960-х годов, были открыты небольшие месторождения газа Шухтунгортской группы, приуроченные к отложениям вогулкинской толщи и корам выветривания доюрского основания. В пределах листа О-41 в середине 1960-х годов на Ереминской разведочной площади было выявлено нефтепроявление, приуроченное к песчаникам викуловской свиты. В 1960 г. восточнее, в пределах Мулымьинской разведочной площади (Шаимский нефтеносный район) скважиной 6-Р, было обнаружено месторождение нефти, и все поисковые работы на нефть и газ были перенесены в центральную часть ЗС. Приуральская часть ЗС на долгие годы была признана бесперспективной на промышленные залежи углеводородов.

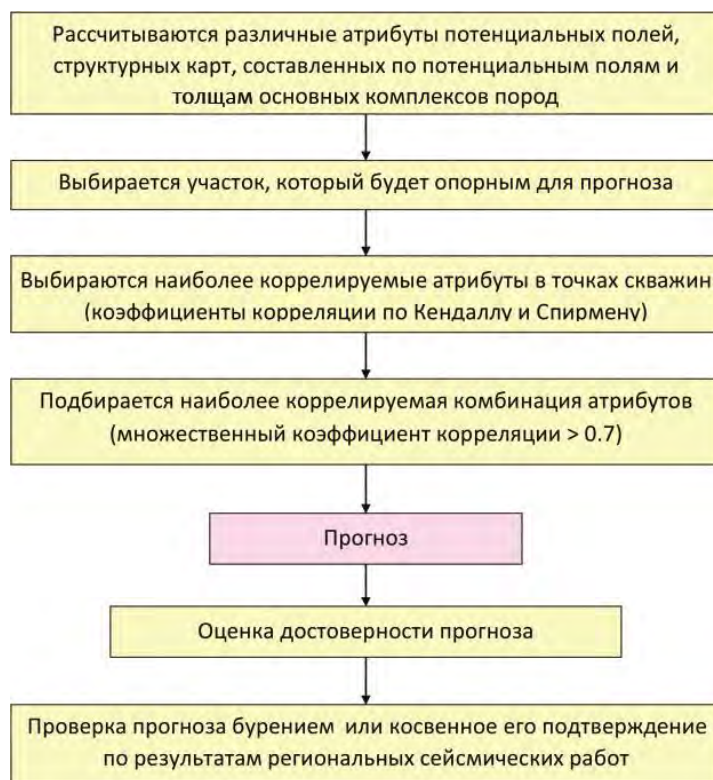


Рис. 1. Схема прогноза продуктивности на регионально-поисковой стадии работ

Начиная с 1987 г. Баженовская геофизическая экспедиция в рамках регионального этапа исследований, проводила комплексные геофизические работы (сейсморазведка МОГТ, высокоточные профильные гравиразведка и магниторазведка) с целью создания каркасной сети региональных профилей в Приуральской части ЗС и выделения площадей для последующих поисковых работ на нефть и газ. Современными сейсмическими исследованиями

территория изучена неравномерно и в целом слабо. Детальная сейсморазведка МОГТ 2D проведена только в районе Северо-Сосьвинской депрессии, Иусской группы месторождений УВ и Оурьинского месторождения. На данной территории еще не завершен региональный этап исследований.

Последовательность работ при прогнозе нефтегазоносности по комплексу полей на региональном этапе исследований иллюстрируется рис. 1.

В Приуральской части ЗС с начала производили уточнение структурного плана. Структурные построения в пределах Западной Сибири в последнее время производят в основном по данным сейсморазведки с опорой на результаты бурения, но в слабоизученных районах для прогноза структурного плана необходимо использовать другие подходы. Наилучшим выходом в таких условиях для построения структурных поверхностей является использование гравитационного и магнитного полей в комплексе с имеющимися данными поискового бурения и региональной сейсморазведки. Для решения структурных геологических задач с использованием гравиметрических данных предложен корреляционный метод разделения поля (КОМР). Авторами разработана схема прогноза структурных поверхностей кровли доюрского основания и низов платформенного чехла с использованием данной методики (рис. 2). По этой схеме в течение последних тринадцати лет в Приуральской части ЗС автором последовательно строились структурные карты по кровле доюрского основания и в результате получили обобщающую карту от границы с Казахстаном до Обской губы.

Данная модель не позволяет выделить малоамплитудные локальные структуры, местам предполагаемого их развития в основном соответствуют структурные носы. С позиций перспективности для обнаружения промышленных залежей углеводородов ее можно разделить на три крупные зоны:

1. Малоперспективная область малых глубин в западной части.

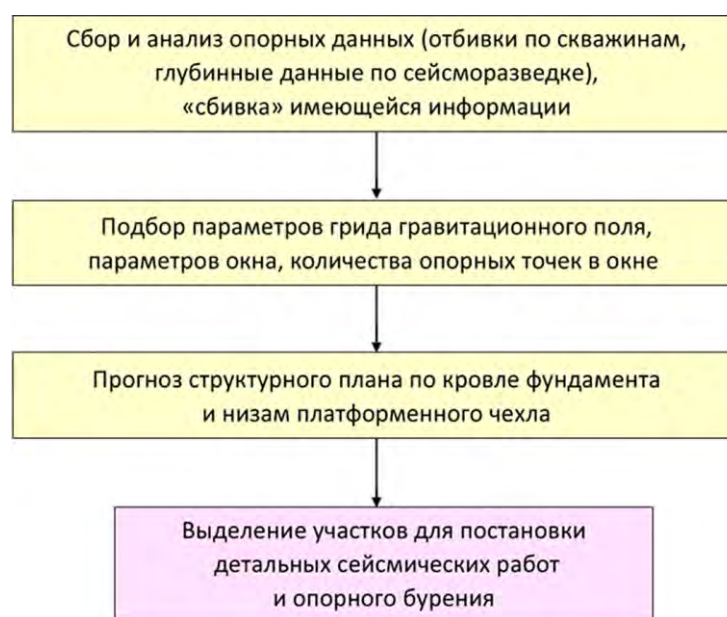


Рис. 2. Схема прогноза структурных поверхностей по гравитационному полю с использованием метода КОМР

2. Высокоперспективная северо-восточная часть в пределах которой открыто большое количество месторождений нефти и газа.

3. Перспективная малоизученная область переходных глубин в пределах которой открыты газовые месторождения Березовской группы, Оурьинское и Иусская группа нефтяных и газовых месторождений.

После проведенных обобщающих работ. Авторы в свое время в пределах третьей зоны выделили 13 перспективных участков по комплексу преобразований потенциальных полей

и структурной карты, построенной по гравитационному полю. В районе этих перспективных участков предполагалось отработать серию региональных сейсмических работ, а по их результатам определить места для первоочередных площадных детальнейших сейсморазведочных и гравитационных работ и провести поисковое бурение. Но удалось отработать только 99 региональный профиль (М.Т. Близнецов). В районе динамической аномалии по 99 профилю в отложениях викуловской свиты. было открыто Оурьинское нефтегазовое месторождение, расположенное на границе Тюменской и Свердловской областей.

Исходя из схемы, изображенной на рис. 1, авторы в разное время сделали более подробный прогноз на залежи нефти и газа с опорой на ранее открытые месторождения. Один из таких прогнозов продуктивности был сделан в районе Оурьинского месторождения нефти и газа произвели прогноз по комплексу полей.

По результатам этого прогноза к югу от Оурьинского месторождения УВ выделено несколько перспективных участков. Следует к югу от Оурьинского месторождения УВ отработать три региональных профиля (один субмеридиональный и два широтных). На основании интерпретации результатов по региональным профилям выбрать первоочередной участок для постановки площадных сейсморазведочных работ МОГТ 2D и определить места заложения 2–3-х поисковых скважин.

В случае положительных результатов бурения провести аналогичные работы на других перспективных участках, выделенных по потенциальным полям, что может привести к открытию новой нефтегазоносной области в малоизученной Приуральской части ЗС.

ОСОБЕННОСТИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ УЧАСТКОВ ОБНАРУЖЕНИЯ АНОМАЛИЙ ИРИДИЯ

Н.А. Якимчук¹, И.Н. Корчагин²

1 – Институт прикладных проблем экологии, геофизики и геохимии, г. Киев, *yakymchuk@gmail.com*

2 – Институт геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины, г. Киев, *korchagin.i.n@gmail.com*

Введение. В статье [7] представлены материалы бурения скважины в пределах структуры Чиксулуб, в которой обнаружена интенсивная аномалия иридия. Иридиевые аномалии в различных регионах мира связывают с массовым вымиранием на рубеже мела и палеогена.

При проведении рекогносцировочных исследований в пределах структуры Чиксулуб обнаружен гранитный вулкан, у которого есть два корня: старый (на глубине 996 км) и молодой (на глубине 470 км), верхняя граница вулкана определена на глубине 250 м [6]. Полученные результаты свидетельствуют в пользу вулканической (не импактной) природы кольцевой структуры Чиксулуб.

В докладе представлены результаты дополнительных рекогносцировочных исследований в районах обнаружения иридиевых аномалий, в том числе и на участке пробуренной скважины в пределах структуры Чиксулуб.

Методы исследований. Экспериментальные исследования на участках обследования проведены с использованием методов частотно-резонансной обработки и декодирования спутниковых снимков и фотоснимков, вертикального сканирования (зондирования) разреза с целью определения (оценки) глубин залегания и мощностей различных комплексов пород и искомым полезным ископаемым, а также методики интегральной оценки перспектив нефтегазоносности (рудоносности) локальных участков и крупных блоков [3, 4]. В основу этих методов положен частотно-резонансный принцип регистрации полезных сигналов. Важными компонентами в использованных модификациях прямопоисковых методов

являются базы (наборы, коллекции) химических элементов, минералов, образцов нефти и конденсата, а также осадочных, магматических и метаморфических пород, резонансные частоты которых используются в процессе обработки спутниковых снимков и фотоснимков. Фотографии используемых наборов образцов осадочных, метаморфических и магматических пород заимствованы с сайта [2]. Особенности и возможности использованных методов, а также методика проведения измерений описаны более детально в [3–6].

Результаты исследований. *Участок в пределах структуры Чиксулуб.* На рис. 1 положение пробуренной скважины M0077 на спутниковом снимке обозначено маркером, а прямоугольным контуром – участок частотно-резонансной обработки. На рис. 2 показана фотография небольшого интервала керна [7] из пробуренной скважины, в пределах которого зафиксирована аномалия иридия.

В процессе частотно-резонансной локального фрагмента снимка в районе скважины установлено (подтверждено) наличие молодого гранитного вулкана с корнем на глубине 470 км в этой части структуры Чиксулуб. С поверхности зафиксированы отклики от золота, никеля, иридия и осмия.

На поверхности 1700 м отклики от иридия получены из верхней части разреза, а на глубине 2000 м зарегистрированы сигналы от иридия из нижней части разреза слабой интенсивности (с задержкой 28 с).

На поверхности 57 км отклики от иридия отсутствовали, а на глубине 59 км зафиксированы без задержек. На поверхности 59 км получены также отклики от золота.

От образца керна со скважины (рис. 2) зарегистрированы отклики от никеля, осмия и иридия.

Глубина залива в точке бурения в районе 20 м. В связи с этим проведено детальное сканирование интервала разреза на глубине 636,5 м. Так, при сканировании разреза с 635 м, шаг 1 мм отклики на частотах образца керна из скважины (рис. 2) получены из интервалов 635,60–635,73 м и 636,31–638,01 м, а при сканировании с шагом 1 см сигналы получены из одного интервала 635,58–638,52 м.

Фиксацией откликов на различных глубинах установлено, что из верхней части разреза интенсивные отклики от образца керна (рис. 2) начинают фиксироваться также в интервале глубин 1480–1490 м.

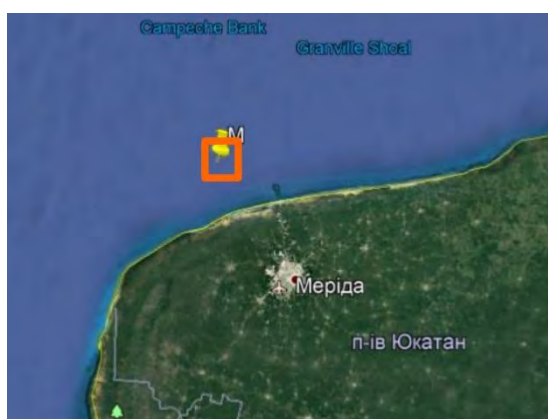


Рис. 1. Положение скважины M0077 (21,45° N, 89,95° W) на спутниковом снимке в районе импактной структуры Чиксулуб

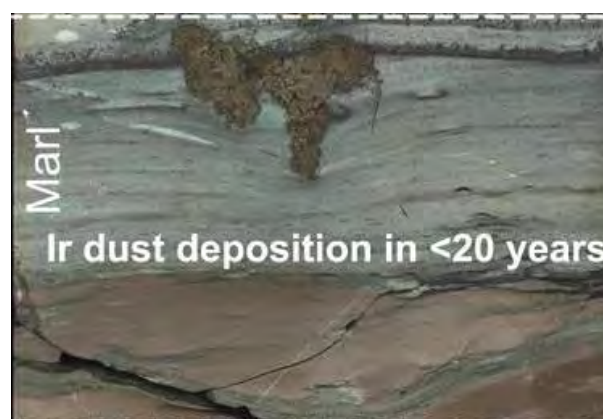


Рис. 2. Фотография керна со слоем иридия из скважины M0077 [7]

Сканированием разреза с 1480 м, шаг 1 см отклики на частотах керна получены из интервала 1488,08–1489,64 м (до 1500 м просканировано).

На поверхности 1500 м отклики от керна из нижней части разреза получены с задержкой 14 с, а из верхней части сразу.

На поверхности 57 км зарегистрированы слабые сигналы от керна, а на глубине 59 км – интенсивные.

На глубине 60 км отклики от керна из нижней части разреза отсутствовали, а из верхней части разреза зарегистрированы сразу.

Участок обследования в Италии. В статье [7] приводится информация об обнаружении иридиевых аномалий в районах населенных пунктов Губбио (Италия) и Каравака (Испания). Спутниковые снимки этих участков приведены на рис. 3 и 5.



Рис. 3. Спутниковый снимок участка обследования в районе населенного пункта Губбио (Италия)

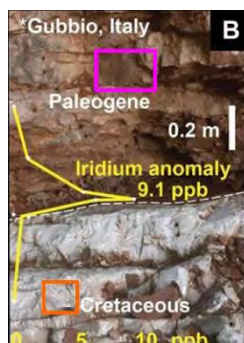


Рис. 4. Фотография керна со слоем иридия из скважины в районе Губбио (Италия) [7]



Рис. 5. Спутниковый снимок участка обследования в районе населенного пункта Каравака (Испания)

На участке в Италии (рис. 3) с поверхности зафиксированы сигналы от иридия, осмия, никеля и золота. Зарегистрированы сигналы от 1-й (граниты) и 15-й групп магматических пород. Корень гранитного вулкана определен на глубине 470 км.

Отклики от иридия, осмия, никеля и золота получены на поверхности 59 км. На глубине 57 км сигналы от иридия получены с задержкой 42 с.

В статье [7] приведен фотоснимок образца керна со скважины в Италии (рис. 4). От этого образца керна зарегистрированы отклики от никеля, осмия и иридия.

При сканировании разреза с поверхности, шаг 10 см отклики от керна (рис. 4) начали фиксироваться с 135 м и прослежены (с 335 м – шаг 50 см) до 860 м.

На поверхности 57 км отклики на частотах керна (рис. 4) отсутствовали, а на глубине 59 км зафиксированы.

На поверхностях 59 км и 57 км отклики от фрагмента керна в верхнем прямоугольнике (рис. 4) зарегистрированы с 14 с. Аналогичные результаты получены для фрагмента керна в нижнем прямоугольнике (рис. 4).

Из фрагментов керна в нижнем и верхнем прямоугольниках зарегистрированы отклики от никеля и осмия. Из фрагмента керна в нижнем прямоугольнике зарегистрированы интенсивные отклики от иридия, а из верхнего прямоугольника – с задержкой 14 с (или слабой интенсивности).

При обработке снимка (рис. 3) на поверхности 59 км получены интенсивные сигналы на частотах иридия и осмия, а на глубине 57 км – слабой интенсивности.

Сканированием разреза с поверхности, шаг 10 см верхняя кромка гранитов зафиксирована на глубине 115 м.

Участок обследования в Испании. На участке в Испании (рис. 5) с поверхности зафиксированы сигналы от иридия, осмия, никеля и золота. Зарегистрированы отклики от 1-й (граниты) и 15-й групп магматических пород. Корень гранитного вулкана определен на глубине 470 км.

Отклики от иридия, осмия, никеля и золота получены на поверхности 59 км. На глубине 57 км сигналы от осмия отсутствовали.

Сканированием разреза с поверхности, шаг 10 см верхняя кромка гранитов зафиксирована на глубине 45 м.

Кольцевая структура в Мавритании. На рис. 6 представлен спутниковый снимок кольцевой структуры «Глаз в пустыне» в Мавритании. Прямоугольными контурами на снимке

обозначены участки частотно-резонансной обработки в рекогносцировочном режиме с целью изучения глубинного строения района.

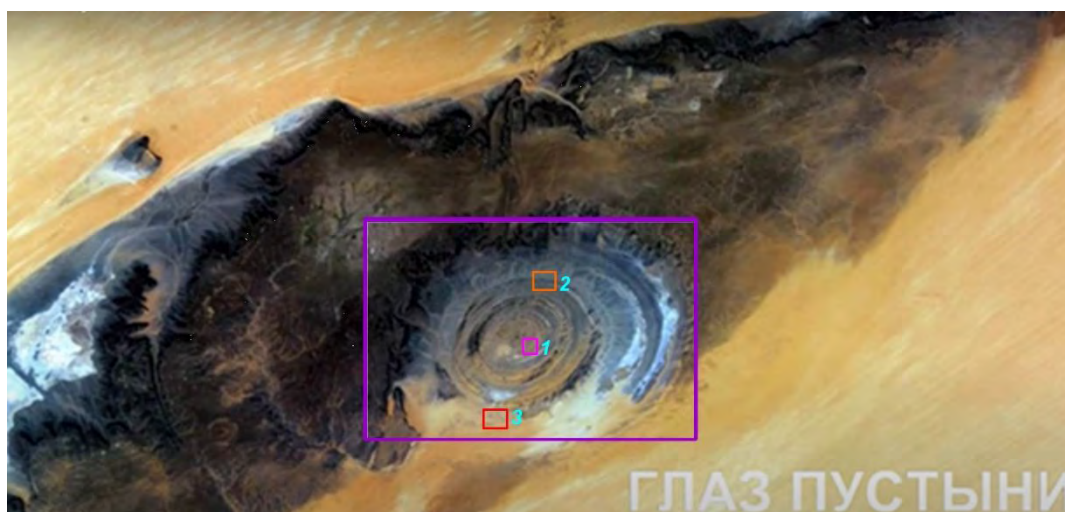


Рис. 6. Спутниковый снимок структуры «Глаз в пустыне» (Мавритания)

В пределах крупного прямоугольного контура зарегистрированы сигналы только от 1-й группы магматических пород (гранитов). Фиксацией откликов на различных глубинах корень гранитного вулкана зафиксирован на глубине 470 км («молодой» вулкан).

Сигналы на частотах золота зарегистрированы с поверхности; от нефти, конденсата и газа отклики не получены. При сканировании разреза с поверхности, шаг 1 м, отклики от золота начали фиксироваться с 230 м.

При обработке локальных фрагментов снимка на рис. 6 сканированием с шагом 1 см и 5 см определялись только верхние кромки фиксации откликов на частотах золота. В центральном (1), верхнем (2) и нижнем (3) прямоугольных контурах сигналы на частотах золота регистрировались с 60 м, 40 м и 84 м соответственно.

При дополнительной обработке спутникового снимка со структурой «Глаз в пустыне» (рис. 6) с поверхности зарегистрированы сигналы от иридия, осмия, никеля и золота. На поверхности (глубине) 59 км также зарегистрированы отклики от иридия, осмия, никеля, золота и платины. А на глубине 59,1 км отклики от осмия уже отсутствовали.

Крупные золоторудные месторождения мира. В документе на сайте [1] представлена информация о 10-ти наиболее крупных месторождениях золота в мире (в том числе и фотографии карьеров) (рис. 7). С целью апробации технологии и изучения особенностей глубинного строения на участках расположения всех месторождений проведены экспериментальные исследования рекогносцировочного характера.

Результаты проведенных исследований показали, что все месторождения расположены в контурах гранитных вулканов, а отклики на резонансных частотах золота фиксируются только в вулканах с корнями на глубине 470 км («молодых» гранитных вулканах).

При дополнительной обработке фотоснимка с золоторудными карьерами (рис. 7) с поверхности зарегистрированы сигналы от иридия, осмия, никеля и золота.

На поверхности 59 км также зарегистрированы отклики от иридия, осмия, никеля, золота и платины.

Золоторудный участок в Судане. Информация о золоторудном месторождении в Судане приведена в статье [8]. В процессе частотно-резонансной обработки спутникового снимка участка расположения месторождения золота в Судане (рис. 8) с поверхности зафиксированы сигналы на частотах фосфора (коричневого), мертвой воды, золота, ртути (слабой интенсивности) и 1-й группы (граниты) магматических пород. Корень гранитного вулкана определен на глубине 470 км («молодой» вулкан).

На поверхности (глубине) 59 км зарегистрированы отклики от золота, никеля, осмия и иридия, а на глубине 57 км – от живой воды.



Рис. 7. Фотоснимки с карьеров наиболее крупных месторождений золота в мире [1]

Цифра обозначает место месторождения по запасам золота



Рис. 8. Спутниковый снимок участка расположения золоторудного месторождения в Судане

Заключение. В процессе дополнительного изучения особенностей геологического строения структуры Чиксулуб и в районах обнаружения слоя «иридий» в других регионах мира установлено, что обследованные участки расположены в пределах гранитных вулканов, в которых в интервале 57–59 км существуют условия для синтеза иридия, осмия, никеля и золота. Материалы исследований можно рассматривать как дополнительное свидетельство в пользу вулканической модели образования кольцевой структуры Чиксулуб, а также обнаруженных в ее пределах иридиевых аномалий.

Результаты, полученные при проведении экспериментальных исследований рекогносцировочного характера на известных месторождениях золота в пределах гранитных вулканических комплексов, пополняют имеющуюся базу обследованных структур и месторождений полезных ископаемых в различных регионах мира. Накопленные в этой базе материалы позволят в дальнейшем сформулировать статистически обоснованные рекомендации методического характера для поисков горючих и рудных полезных ископаемых.

1. Десять (10) крупнейших золотых месторождений в мире. <https://goldenfront.ru/articles/view/10-krupnejshih-zolotyh-mestorozhdenij-v-mire/>

2. Электронный петрографический справочник-определитель магматических, метаморфических и осадочных горных пород для оперативного использования при создании Гостгеолкарт 1000/3 и 200/2 для территории Российской Федерации. – СПб., 2015.

3. Якимчук Н.А., Корчагин И.Н., Бахмутов В.Г., Соловьев В.Д. Геофизические исследования в Украинской морской антарктической экспедиции 2018 г.: мобильная измерительная аппаратура, инновационные прямопоисковые методы, новые результаты // Геоинформатика. 2019. № 1. С. 5–27.

4. Якимчук Н.А., Корчагин И.Н. Интегральная оценка структуры некоторых вулканов и кимберлитовых трубок Земли // Геоинформатика. 2019. № 1. С. 28–38.

5. Якимчук Н.А., Корчагин И.Н. Технология частотно-резонансной обработки данных ДЗЗ: результаты практической апробации при поисках полезных ископаемых в различных регионах земного шара. Часть I. Геоинформатика. 2019. № 3. С. 29–51. Часть II. Геоинформатика. 2019. № 4. С. 30–58. Часть III. Геоинформатика. 2020. № 1. С. 19–41. Часть IV. Геоинформатика. 2020. № 3. С. 29–62.

6. Якимчук Н.А., Корчагин И.Н., Янушкевич К.П. Апробация методов частотно-резонансной обработки спутниковых и фотоснимков на геологической структуре «Кратер Чиксулуб» // Геоинформатика. 2020. № 2. С. 39–49.

7. Goderis S., Sato H., Ferrière L. et al, Globally distributed iridium layer preserved within the Chicxulub impact structure // Sci. Adv. 2021. 13 p.

8. Khalid A. Elsayed Zeinelabdein, Abdel Halim H. El-Nadi, Insaf S. Babiker. Prospecting for gold mineralization with the use of remote sensing and GIS technology in North Kordofan State, central Sudan // Scientific African. 2020. 10. <https://doi.org/10.1016/j.sciaf.2020.e00627>

О ЦЕЛЕСООБРАЗНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ТЕХНОЛОГИИ ЧАСТОТНО-РЕЗОНАНСНОЙ ОБРАБОТКИ ДАННЫХ ДЗЗ ПРИ ПРОВЕДЕНИИ ПРОФИЛЬНЫХ ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИХ И СЕЙСМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Н.А. Якимчук¹, И.Н. Корчагин², Г.М. Дрогицкая²

¹ – Институт прикладных проблем экологии, геофизики и геохимии

² – Институт геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины, г. Киев, yakymchuk@gmail.com

Введение. В 2019–2021 гг. в различных регионах земного шара проводилась апробация мобильной технологии прямых поисков горючих и рудных полезных ископаемых. Ниже представлены результаты применения прямопоисковых методов для обследования локальных участков на геоэлектрическом и сейсмических профилях.

Методы исследований. Экспериментальные исследования на участках обследования проведены с использованием методов частотно-резонансной обработки и декодирования

спутниковых снимков и фотоснимков, вертикального сканирования (зондирования) разреза с целью определения (оценки) глубин залегания и мощностей различных комплексов пород и искомым полезным ископаемым, а также методики интегральной оценки перспектив нефтегазоносности (рудоносности) локальных участков и крупных блоков [3, 4]. Примеры применения, особенности и возможности использованных методов, а также методика проведения инструментальных измерений описаны в [3–5].

Результаты исследований. Рекогносцировочные исследования проведены на локальных участках вдоль Приэльбрусского профиля магнито-теллурического зондирования и пяти сейсмических профилей в ДДВ.

Район Приэльбрусского профиля. Геоэлектрический разрез вдоль профиля представлен в [1]. С учетом особенностей геоэлектрического разреза (рис. 1) сам разрез и спутниковый снимок вдоль простираения профиля были разбиты на три локальных фрагмента, обозначенных на рис. 1 прямоугольными контурами. Фрагменты спутниковых снимков, частотно-резонансная обработка которых проводилась отдельно, показаны в верхней части рис. 1 над геоэлектрическим разрезом.

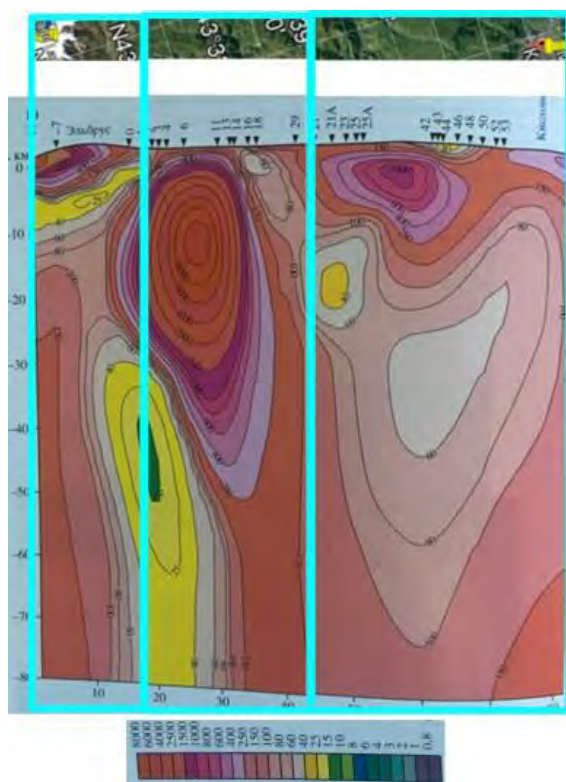


Рис. 1. Геоэлектрический разрез, отражающий интерпретацию данных, полученных методом магнито-теллурического зондирования по линии Приэльбрусского профиля. Шкала интенсивности в Ом · м [1]

При частотно-резонансной обработке первого (левого) фрагмента снимка над профилем с поверхности зарегистрированы отклики на частотах 1–6, 7-й (известняки), 8-й (доломиты), 9-й (мергели) групп осадочных пород, а также 1-й (граниты) и 6-й (габбро и базальты) групп магматических. Сигналы на частотах соли не получены.

Фиксацией откликов на различных глубинах определены корни вулканических структур, заполненных следующими породами: доломиты – 99 км; мергели – 99 км; базальты – 218 км; известняки – 470 км; граниты – 996 км. Из интервала 99–723 км получены отклики от 10-й группы осадочных (кремнистых) пород. На поверхности 50 км отклики от 1–6 групп осадочных пород отсутствовали; нижняя кромка этих пород не уточнялась.

Зарегистрированы также сигналы от живой воды, водорода, бактерий водородных, фосфора красного. Отклики от бактерий метанооксиляющих, золота и алмазов не получены.

В процессе частотно-резонансной обработки второго (центрального) фрагмента снимка над профилем с поверхности зарегистрированы отклики на частотах соли, 1–6, 7-й (известняки), 8-й (доломиты), 9-й (мергели) групп осадочных пород.

Корни вулканов, заполненных известняками, доломитами и мергелями определены на глубинах 218 км, а из интервала 99–723 км получены отклики от 10-й группы осадочных (кремнистых) пород. На глубине 50 км отклики от соли и 1–6 групп осадочных пород отсутствовали; нижняя кромка этих пород не уточнялась.

В пределах центрального участка сигналы на частотах нефти, конденсата и газа зафиксированы с поверхности, а также на границе синтеза УВ 57 км; отклики от янтаря на этом участке не получены. Такие результаты позволяют сделать вывод, что синтез УВ осуществляется в вулканической структуре, заполненной известняками.

При частотно-резонансной обработке третьего (правого) фрагмента снимка над профилем зарегистрированы отклики на частотах 1–6 (слабой интенсивности – наносы), 8-й (доломиты), 9-й (мергели) и 10-й (кремнистые) групп осадочных пород, а также 7-й группы магматических (ультрамафических) пород. Сигналы на частотах соли не получены.

Корни вулканов доломитов и мергелей зафиксированы на глубинах 99 км, а кремнистых и ультрамафических пород – на 723 км.

С поверхности зарегистрированы сигналы от мертвой воды, лонсдейлита и соли калийно-магниевого. Отклики от нефти, конденсата, газа, водорода, фосфора, живой воды, золота и коэсита не получены.

Сейсмические профили в ДДВ. Схема расположения сейсмических профилей в ДДВ приведена на рис. 2. Красными точками на профилях обозначены центры локальных участков обследования. Ниже представлены результаты обследования десяти зон, расположенных на трех профилях в северо-западной части ДДВ.

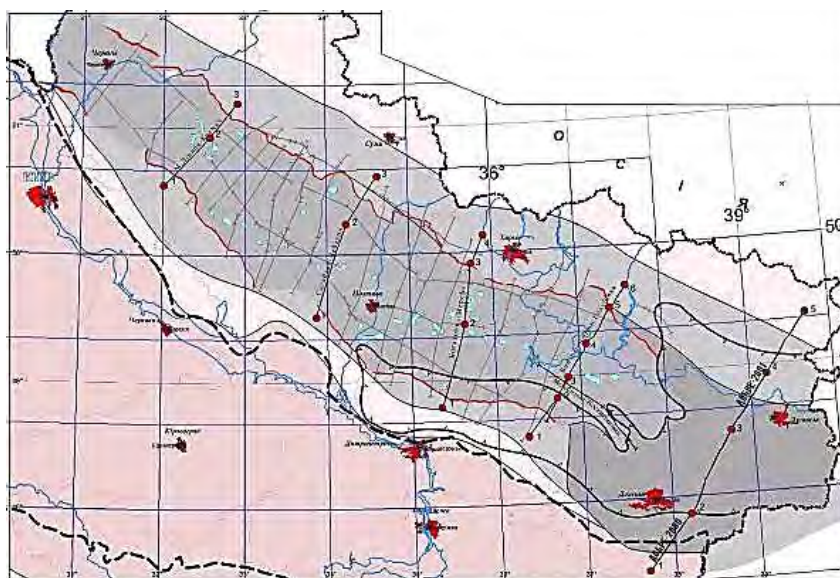


Рис. 2. Схема расположения сейсмических профилей в ДДВ [2]

Профиль 1 (западный). Участок 1 (рис. 3, а). При обработке снимка зарегистрированы отклики от фосфора (красного и желтого), водорода (интенсивные), бактерий водородных, живой и мертвой воды, глубинных базальтов, осадочных пород 1–6 групп, а также б (базальты), 6А и 6Б групп магматических пород. Отклики от УВ и соли не получены.

Корень базальтового вулкана зафиксирован на глубине 723 км, верхняя кромка – на 270 м. Выше 270 м расположены осадочные породы 1–6-й групп.

При сканировании разреза с поверхности, шаг 1 м отклики от водорода из базальтов начали фиксироваться с 340 м, а от живой воды – с 410 м. Отклики от водорода и фосфора получены также на поверхности 0 м, что свидетельствует об их миграции в атмосферу.

Участок 2 (рис. 3, б). На участке зарегистрированы отклики от мергелей, нижняя кромка которых зафиксирована на глубине 723 км, а верхняя – на 137 м.

Участок 3 (рис. 3, в). При обработке снимка зарегистрированы сигналы от алмазов, 2-й (псаммиты) группы осадочных пород и 11 (кимберлиты), 12 и 13 групп магматических пород. Верхняя кромка кимберлитов зафиксирована на глубине 70 м, а нижняя – на 470 км.



Рис. 3. Спутниковые снимки локальных участков обследования вдоль профиля 1

На глубине 70 м из верхней части разреза получены сигналы только от 2–6 групп осадочных пород, от алмазов и псефитов (1-я группа осадочных) отклики отсутствовали.

При сканировании разреза с 70 м, шаг 10 см, отклики на частотах алмазов начали фиксироваться с 88 м и прослежены с разными шагами до 32 км.

Профиль 2 (3 точки). Участок 1 (рис. 4, а). На участке зарегистрированы отклики от фосфора (красного и желтого), водорода, глубинных базальтов, бактерий водородных, живой воды, осадочных пород 1–6-й групп и магматических пород 6 (базальты), 6А и 6Б групп. Нижняя кромка базальтов зафиксирована на глубине 723 км, верхняя – на 21 м, а из интервала 723–996 км получены сигналы от 1-й группы (граниты) магматических пород.

На глубине 20 м из верхней части разреза получены отклики только от псаммитов.

На поверхности 0 м из верхней части разреза получены сигналы от фосфора (красного и желтого) и водорода, что свидетельствует об их миграции в атмосферу.

При сканировании разреза с 20 м, шаг 10 см, отклики от водорода из базальтов зарегистрированы из интервала 40–84 м, а живой воды – из интервала 36–82 м.

Участок 2 (рис. 4, б). Зарегистрированы сигналы только от осадочных пород 1–6-й групп. Нижняя кромка этих пород зафиксирована на глубине 218 км, а из интервалов 218–723 км и 723–996 км получены сигналы от кремнистых пород и гранитов.

В этом вулкане осадочных пород 1–6-й групп осуществляется синтез только воды. Отклики от живой воды зарегистрированы на глубине 46 км, а от мертвой – на 48 км.

Участок 3 (рис. 4, в). С поверхности зарегистрированы отклики от нефти, конденсата, газа, янтаря, метанооксиляющих бактерий, фосфора (желтого), горючих сланцев, газогидратов, льда, антрацита и осадочных пород 1–6-й групп. Фиксацией откликов на различных глубинах нижняя кромка 1–6-й группы пород зафиксирована на глубине 470 км, а из интервала 470–996 км получены сигналы от гранитов.

Подтверждена миграция газа, фосфора и углекислого газа в атмосферу.



Рис. 4. Спутниковые снимки локальных участков обследования вдоль профиля 2

На поверхности синтеза УВ 57 км получены отклики от нефти, конденсата, газа, янтаря и живой воды, а от углекислого газа и мертвой воды – на глубине 59 км.

При сканировании разреза с шагом 1 м отклики на частотах газа зафиксированы из следующих интервалов: 1) 820–(970 – интенсивный)–1140 м, 2) 1790–(2050 – интенсивный)–2200 м, 3) 4040–(4300 – интенсивный)–4650 м, 4) 5720–880 м, 5) 7690–(7900 – интенсивный)–(7210 – очень интенсивный)–(8500 – очень интенсивный)–8670 м (до 10 км прослежено).

На поверхности 10 км отклики от нефти, конденсата и газа зарегистрированы из верхней и нижней частей разреза.

Профиль 3 (4 точки). Участок 1 (рис. 5, а). В пределах участка зарегистрированы отклики от нефти, конденсата, газа, метанооксиляющих бактерий, фосфора (желтого) и осадочных пород 7-й (известняки) группы с нижней кромкой на глубине 470 км. Из интервалов 470–723 км и 723–996 км получены сигналы от соли и гранитов.

Сканированием разреза с шагом 1 м верхняя кромка известняков зафиксирована на глубине 100 м. На поверхности 100 м из верхней части разреза получены отклики от 1-й (песфиты) и 2-й (псаммиты) групп осадочных пород. Инструментальными измерениями подтвержден факт миграции газа и фосфора в атмосферу.

На поверхности синтеза УВ 57 км зарегистрированы отклики от нефти, конденсата, газа, фосфора (желтого) и живой воды. Сигналы от мертвой воды получены на глубине 59 км, а от углекислого газа отклики на этой глубине отсутствовали. Углекислый газ не синтезируется в вулканах, заполненных известняками.

При сканировании разреза до 10 км, шаг 1 м отклики на частотах нефти зафиксированы из интервалов: 1) 1110–(1700 – интенсивный)–(2200 – интенсивный)–2350 м, 2) 4350–(5000 – интенсивный)–5060 м, 3) 5680–(6000 – очень интенсивный)–(6500 – очень интенсивный)–(6700 – очень интенсивный)–(7000 – очень интенсивный)–(7170 – очень интенсивный)–7450 м, 4) 7800–(очень интенсивный)–(9000 – очень интенсивный)–9990 м.

На поверхности 10 км сигналы на частотах нефти, конденсата и газа зарегистрированы из верхней части разреза, а также без задержек из нижней. На этом участке может быть канал миграции нефти, конденсата и газа в верхние горизонты разреза.

Участок 2 (рис. 5, б). На участке зарегистрированы отклики от алмазов и магматических пород 11 (кимберлиты), 12 и 13 групп. Корень кимберлитового вулкана зафиксирован на глубине 723 км, а из интервала 723–996 км получены отклики от гранитов.

При сканировании разреза с шагом 1 м отклики от кимберлитов начали фиксироваться и 70 м, а при использовании шага 10 см – с 30 м. На глубине 30 м из верхней части разреза получены отклики от 8-й (доломиты) группы осадочных пород и алмазов!

При сканировании разреза с поверхности, шаг 5 см, отклики на частотах алмазов из доломитов фиксировались в интервале 9–30 м.

Отклики от алмазов начали фиксироваться с 25 м при сканировании с шагом 5 см и прослежены с шагом 10 см в кимберлитах до 200 м. Дальше сканирование не проводилось.



Рис. 5. Спутниковые снимки локальных участков обследования вдоль профиля 3

Участок 3 (рис. 5, в). С поверхности зарегистрированы отклики от нефти, конденсата, газа, янтаря, метанооксиляющих бактерий, фосфора (желтого), антрацита и осадочных пород 1–6-й групп. Нижняя кромка 1–6-й группы пород зафиксирована на глубине 723 км,

а из интервала 723–996 км получены сигналы от гранитов. Верхняя кромка 2-й группы осадочных пород (псаммиты) зафиксирована сканированием с шагом 1 см на глубине 1 м (сигналы прослежены до 300 м).

При сканировании разреза с шагом 1 м отклики на частотах нефти зафиксированы из следующих интервалов: 1) 213–(770 – интенсивный)–890 м, 2) 1090–(1800 – интенсивный)(1950 – интенсивный)(2250 – очень интенсивный)–2360 м, 3) 3800–(4550 – интенсивный)–(5220 – очень интенсивный)–5450 м, 4) 6040–6620 м, 5) 6780–7250 м, 6) 8760–9050 м (до 10 км прослежено).

На глубине 10 км отклики на частотах нефти, конденсата и газа зарегистрированы из нижней части разреза. На поверхности синтеза УВ 57 км зафиксированы отклики от нефти, конденсата, газа, янтаря, фосфора (желтого) и живой воды. Сигналы от мертвой воды и углекислого газа получены на глубине 59 км.

На поверхности 0 м из верхней части разреза получены сигналы на частотах газа и фосфора, что свидетельствует об их миграции в атмосферу.

Участок 4 (рис. 5, з). Зарегистрированы отклики от мергелей с нижней кромкой на глубине 470 км, а из интервалов 470–723 км и 723–996 км получены сигналы от соли и гранитов. Верхняя кромка мергелей зафиксирована на глубине 17 м. На поверхности 17 м из верхней части разреза получены отклики от псефитов и псаммитов.

Выводы. Результаты выполненного обследования локальных участков на геоэлектрическом и сейсмических профилях свидетельствуют о целесообразности дополнительного применения прямопоисковых методов и технологий при изучении глубинного строения небольших участков и крупных блоков геоэлектрическими и сейсмическими методами. Апробированная мобильная прямопоисковая частотно-резонансной обработки спутниковых снимков и фотоснимков позволяет наполнять изучаемый разрез конкретными породами (осадочными, метаморфическими и магматическими), а также выделять участки на поверхности и интервалы в разрезе, перспективные для поисков рудных и горючих полезных ископаемых.

1. Арбузкин В.Н., Компаниец М.А., Швец А.И., Греков И.И., Литовко Г.В. и др. Отчет о комплексных геолого-геофизических исследованиях по Приэльбрусскому профилю. Фонд ФГУП «Кавказгеолъсьемка». – Ессентуки, 2002. 120 с.

2. Старостенко В.И., Омельченко В.Д., Дрогицкая Г.М., Кучма В.Г. Глубинное строение Донбасса по сейсмическим данным и перспективы его нефтегазоносности // Восьмые геофизические чтения им. В.В. Федынского. 2–4 марта 2006 г. Тез. докл. – М.: ГЕРС, 2006. – С. 103.

3. Якимчук Н.А., Корчагин И.Н., Бахмутов В.Г., Соловьев В.Д. Геофизические исследования в Украинской морской антарктической экспедиции 2018 г.: мобильная измерительная аппаратура, инновационные прямопоисковые методы, новые результаты // Геоинформатика. 2019. № 1. С. 5–27.

4. Якимчук Н.А., Корчагин И.Н. Интегральная оценка структуры некоторых вулканов и кимберлитовых трубок Земли // Геоинформатика. 2019. № 1. С. 28–38.

5. Якимчук Н.А., Корчагин И.Н. Технология частотно-резонансной обработки данных ДЗЗ: результаты практической апробации при поисках полезных ископаемых в различных регионах земного шара. Часть I. Геоинформатика. 2019. № 3. С. 29–51. Часть II. Геоинформатика. 2019. № 4. С. 30–58. Часть III. Геоинформатика. 2020. № 1. С. 19–41. Часть IV. Геоинформатика. 2020. № 3. С. 29–62.

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННАЯ ДИНАМИКА РАДИАЦИОННОГО ФОНА СПЕЦИАЛИЗИРОВАННОЙ ПЛОЩАДКИ И ЕЁ КОРРЕКЦИЯ

А.А. Яковлева, Д.К. Мединская, И.Б. Мовчан

Санкт-Петербургский горный университет, г. Санкт-Петербург,
 Yakovleva AA@pers.spmi.ru, dariamedinskaia@gmail.com, Movchan_IB@pers.spmi.ru

Постановка задачи. Проблема загрязнения окружающей среды уже несколько десятилетий стоит наиболее остро в мировой повестке. Отрицательное влияние антропогенного, техногенного и промышленного воздействия на планету Земля очевидно. В связи с этим, появляется необходимость оперативной оценки состояния окружающей среды. Одним из главных инструментов такой оценки является геофизика. Геофизический мониторинг на предмет экологических загрязнений окружающих систем получает стремительную актуализацию.

Прежде всего, под загрязнением окружающих систем понимается – приобретение со временем новых, чаще всего не свойственных им прежде, физических, химических и биологических характеристик в результате влияния разнообразных факторов. Загрязнение природной среды влечет за собой множественное изменение экосистем планеты. Оптимальное функционирование биосферы становится под угрозой и влечет за собой почти неконтролируемые последствия.

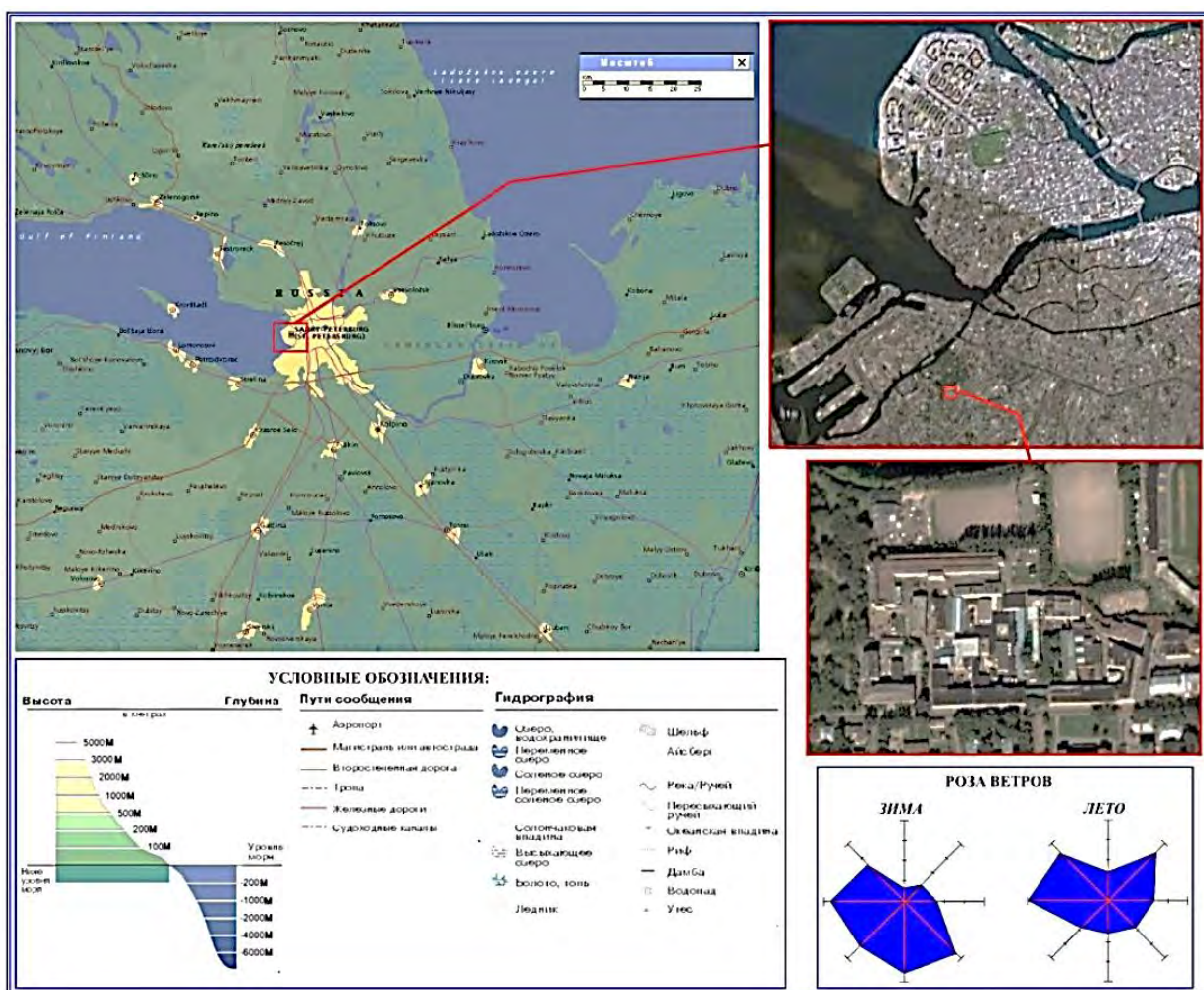


Рис. 1. Физико-географическая схема с элементами масштабных увеличений и отображением ситуационной схемы техногенного источника загрязнений (выполнено на основе авторской географической базы данных по территории РФ)

Геофизика начинает активно развиваться в сторону мониторинговых приемов экосистем как для глобальных, так и для локальных уровней. Теперь, перед данной наукой стоит необходимость не только в измерении полей различных Земли, но и в возможностях прогнозирования развития многих геодинамических и геоэкологических процессов.

Данная работа отражает один из приемов оценки временной динамики интенсивности вторичных ионизирующих излучений на примере локального техногенного воздействия на окружающую систему [1]. Проводится экспериментальное прогнозирование развития уровня радиоактивного излучения на всей территории промышленного предприятия. Объектом изучения является производственная площадка, включающая линию по изготовлению радиологического оборудования и его тестирования (г. Санкт-Петербург) (рис. 1). Площадка выступает объектом повышенной опасности как для рабочего персонала, так и окружающей биосферы. Создание приборов сопровождается наличием проникающей радиации на местности.

Измерения и первичная интерпретация. На первом этапе исследования состояния экосистемы данного объекта была составлена схема пунктов измерений, и проведены замеры мощности полевой эквивалентной дозы при помощи Дозиметра ДБГ-01Н. Пункты располагались как в непосредственной близости от производственных сооружений на поверхности земли, так и на крышах зданий. Для наиболее полного описания измеренной временной динамики процесса замеры производились два раза в месяц в течении пяти месяцев. На каждом пикете измерений регистрировались три значения мощности эквивалентной дозы.

В результате по полученным данным был отстроен набор карт, отражающих состояние объекта относительно различных временных отрезков (рис. 2). Предполагаемым распространяющимся по местности носителем радиации является активная пыль сложного вещественного состава.

На основе визуального отображения динамики было установлено, что на площади имеются стационарные источники излучений. Подтверждается это постоянным максимальным уровнем значений по всем временам для конкретных ПК. Как установлено позже, эти области относились к строениям бывшего хранилища отходов и постов испытания рентгеновского оборудования.

Однако, для полного характеристического описания динамики развития данного локального загрязнения являлось недостаточным только лишь установления первичных источников, необходимо было уточнить природные факторы, влияющие на вторичное распространение активной пыли по близлежащей местности.

В первую очередь на картографическом материале прослеживается закономерная пространственная направленность динамики радиоактивного загрязнения со временем. Было получено, что распространение излучения связано с преобладающими на объекте сезонными розами ветров. Простирания изолиний карт выполненных измерений подобны ориентации роз ветров. Предположительно, имеющаяся нестационарность измерений [2] на некоторых ПК изучаемого объекта предположительно связана с зонами влияния турбулентных воздушных потоков. Говоря в целом, для данного объекта принципиальной является изменчивость радиоактивного загрязнения в северно-западном направлении, однако нельзя отрицать влияния и других неустановленных природных или антропогенных факторов.

Математический анализ данных. Дальнейшим этапом исследований выступала математическая аналитика развития радиационного состояния локального производственного объекта. По проведенным ранее измерениям для отдельного ПК составлена представительная выборка зарегистрированных значений интенсивности вторичных ионизирующих излучений. Стояла необходимость проведения математического описания природных процессов путем нахождения функциональной зависимости распространения геоэкологического загрязнения от времени.

Предполагается, что измеренный сигнал, как и любой другой сигнал, может быть подвергнут аппроксимации рядом Фурье. Но, возникает сложность в выполнении данного действия, так как ряд Фурье – бесконечен, а для практического применения необходима конечное число слагаемых. В результате этого, аппроксимация становится менее точной и требует дополнительной коррекции.

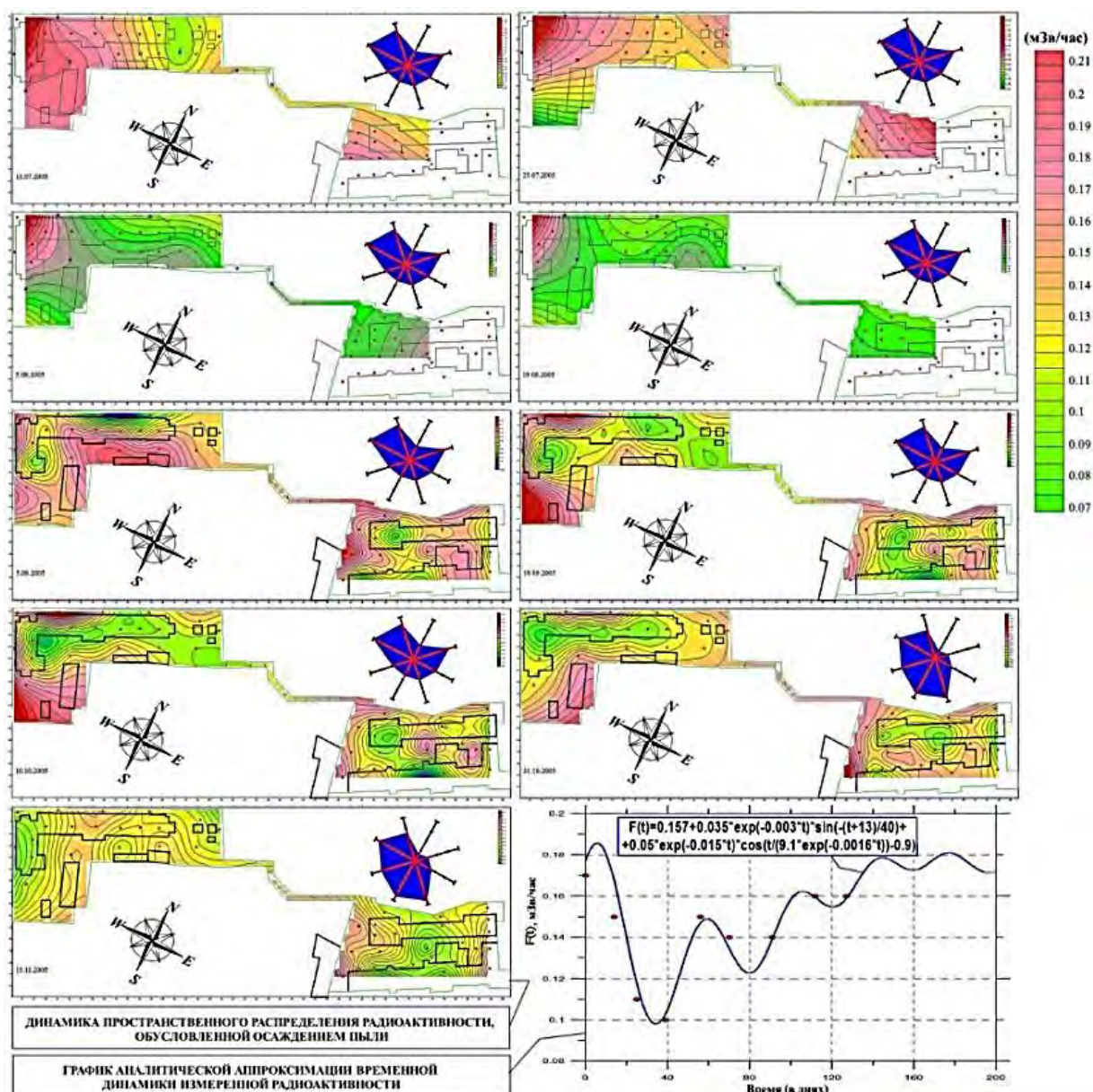


Рис. 2. Пространственно-временные закономерности динамики радиоактивности, обусловленной осаждением активной пыли (выполнено на основе авторской программной системы подбора аппроксимационной функции и её экстраполяции)

Измеренные на полигоне сигналы имеют конечную структуру, и тем самым, возникает возможность формирования прогнозных схем распределения максимумов радиационного поля [3]. Как итог: на основе сигналов становится возможной разработка рекомендаций по планированию дезактивационных мероприятий.

Резюме. Геофизические изыскания в экологическом мониторинге различных разнородных антропогенных загрязнений дают возможность оперативной оценки и своевременного предотвращения влияния источников на окружающую биосферу. Применен математический аппарат для установления пространственно-временной динамики радиационного фона промышленного производства, а так же для аналитического задания функциональной зависимости уровня радиоактивного загрязнения от времени.

1. Карлов Н.В., Кириченко Н.А. Колебания, волны, структуры. – М.: ФИЗМТЛИТ, 2003. 496 с.
2. Отнес Р., Эноксон Л. Прикладной анализ временных рядов. – М.: Мир, 1982. С. 384–402.
3. Трухин В. И., Показеев К.В., Куницын В. Е. Общая и экологическая геофизика. – М.: ФИЗМАТЛИТ, 2005.

ПЛОТНОСТНАЯ МОДЕЛЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ ТЕРРИТОРИИ РЕСПУБЛИКИ НИГЕР

И.А. Якуба, В.Н. Глазнев, М.В. Минц

Воронежский государственный университет, г. Воронеж, *yibrahimabdou@yahoo.fr, glaznev@geol.vsu.ru*

Создание региональных плотностных моделей земной коры на основе решения обратной задачи гравиметрии требует привлечения всей априорной информации об известных глубинных и приповерхностных неоднородностях изучаемой территории, устанавливаемых по результатам сейсмических исследований, а также сведений о физических свойствах пород коры [3, 1]. Для территории Республики Нигер, слабо обеспеченной детальными сейсмическими наблюдениями, создание трехмерной плотностной модели земной коры должно основываться на наиболее полном учете вклада известных плотностных неоднородностей в наблюдаемое гравитационное поле. Ранее нами было выполнено моделирование поля от границы Мохо [6, 22] и осадочного чехла [7] всей изучаемой территории и ее обрамления.

В качестве аппарата трехмерной обратной задачи гравиметрии использовалось решение для определения плотности в бесконечном горизонтальном слое [10], основанное на аппроксимационном представлении оператора обратной задачи для слоя в спектральной форме [3, 5]. Практическое применение метода трехмерной инверсии требует задания совокупности исходных данных: аномального гравитационного поля для области моделирования; начальных представлений о модели среды; ограничений на искомое решение для плотности; весовых функций перераспределения невязок поля.

В работах [6, 7, 22] получены результаты решения прямых трехмерных задач гравиметрии от границы раздела кора-мантия и слоя осадочных пород чехла для изучаемой территории и ее обрамления. Исключив указанные аномальные поля из наблюдаемого гравитационного поля, была рассчитана схема региональных «коровых» гравитационных аномалий (рис. 1), источники которых представляют плотностные неоднородности, расположенные в кристаллической коре региона. Отметим, что при вычислении гравитационных полей, аномальные плотности брались относительно континентальной плотностной модели Земли [8], среднее значение плотности в которой равно 2960 кг/м^3 для однородного слоя до глубины 50 км. Наиболее яркой особенностью поля приведенной схемы является субмеридиональная зона положительных аномалий, отвечающая Западно-Африканской рифтовой системе (ЗАРС), что косвенно свидетельствует о сложном строении коры в области развития грабенов кристаллического фундамента [18].

Положение слоя переменной мощности с искомым решением для плотности определялось по верхней границе глубиной залегания кристаллического фундамента, а по нижней границе – глубиной залегания раздела кора-мантия. Плановая сетка исходной модели среды задавалась с шагом $25 \times 25 \text{ км}$ как для внутренней области моделирования по нашим данным [6, 7, 22], так и для внешней области использованных глобальных цифровых данных [17, 19]. Разбиение модели среды по вертикали обусловлено детальностью данных о глубине залегания фундамента [7] и данными о положении внутрикоровых границ коры в модели LITHO1 [19], а также детальностью описания глубины залегания границы Мохо [6]. Исходя их соображения о большей детальности верхней части разреза коры и меньшей детальности для глубоких горизонтов региональной модели коры, выбрано нерегулярное разбиение сетки по вертикали: 1.5; 1; 0.5; 0; -1; -2; -4; -6; -10; -14; -25; -36; -40; -44 км. Наименее детально по вертикали представлена средняя часть кристаллической коры (два слоя мощностью по 11 км), поскольку в модели LITHO1 для нашего региона она достаточно однородна. Априорная аномальная плотность в трехмерной модели среды принята равной нулю, то есть исходная модель не содержит каких-либо вариаций от нормального значения абсолютной плотности, равной 2960 кг/м^3 . То есть аномальное поле, приведенное на рис. 1, соответствует невязке нулевого приближения от нашей исходной модели.

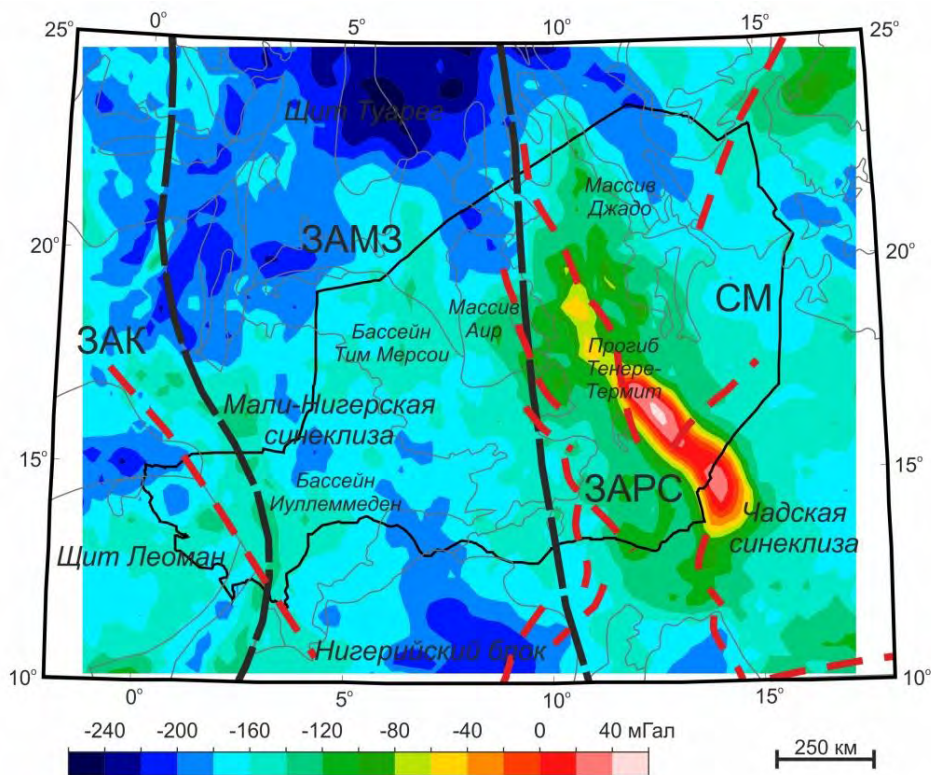


Рис. 1. Схема коровых гравитационных аномалий

Ограничения на значения плотностей, получаемых в процедуре итерационного решения обратной задачи гравиметрии, принимались по данным о плотности пород фундамента региона [9, 11, 12] и общих соображений о величинах плотности пород архейской-протерозойской коры [4, 13, 21]. Принятое минимальное значение плотности пород кристаллической коры составляет 2620 кг/м^3 , а максимальное значение – 3120 кг/м^3 , что достаточно хорошо соответствуют диапазону плотностей коровых слоев для модели LITHO1 [19] в пределах нашего региона исследований.

Итерационное перераспределение невязок поля в значения аномальных плотностей среды определяется используемым алгоритмом квазинормального решения обратной задачи гравиметрии [10, 14] в виде некоторой пространственной весовой функцией. В условиях существенной неполноты геолого-геофизической информации о строении земной коры региона, основой для выбора значений весовой функции послужили данные о плотности и скорости коровых слоев модели LITHO1 [19] для изучаемой территории. В каждой точке плановой сетки входных данных весовая функция принималась зависящей только от глубины слоев кристаллической коры модели LITHO1: для верхнего корового слоя значение весовой функции бралось как 1, а для нижнего слоя плавно изменялось от 1 до 0,2 на уровне границы Мохо. Принятый вид весовой функции означает, что решение обратной задачи для плотности отыскивается только в области ограниченной сверху кровлей кристаллического фундамента и снизу – глубиной границы Мохо, причем большая часть невязки перераспределяется в верхнюю часть кристаллической коры до подошвы первого слоя в модели LITHO1.

Решение обратной трехмерной задачи гравиметрии получено в результате 25 итераций. Анализ результатов 3D-плотностного моделирования позволяет наметить некоторые региональные черты геолого-тектонического строения земной коры территории республики Нигер, наиболее выразительной особенностью, которой является эшелонированная система грабенов ЗАРС [15]. Наши результаты позволили достоверно выявить наличие глубинной части рифтовой системы, продолжающейся вплоть до границы Мохо (рис. 2).

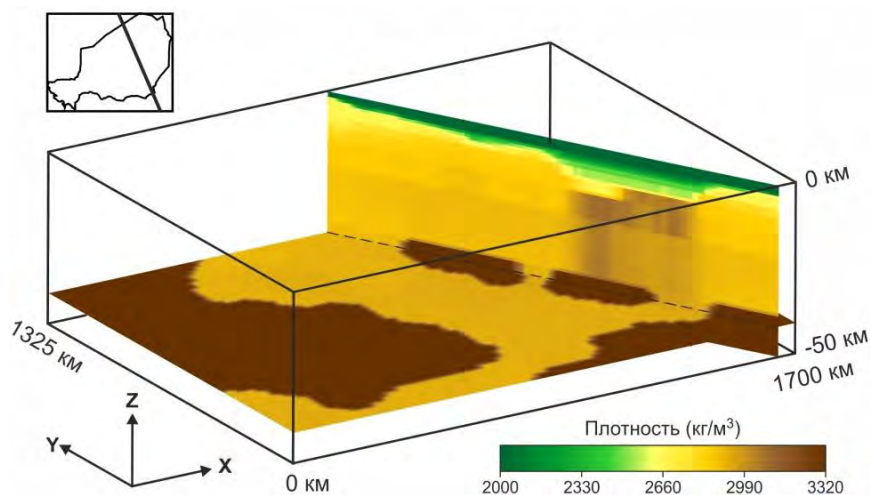


Рис. 2. Горизонтальное (на глубине 40 км) и вертикальное сечение плотностной модели земной коры (положение разреза показано на врезке слева сверху)

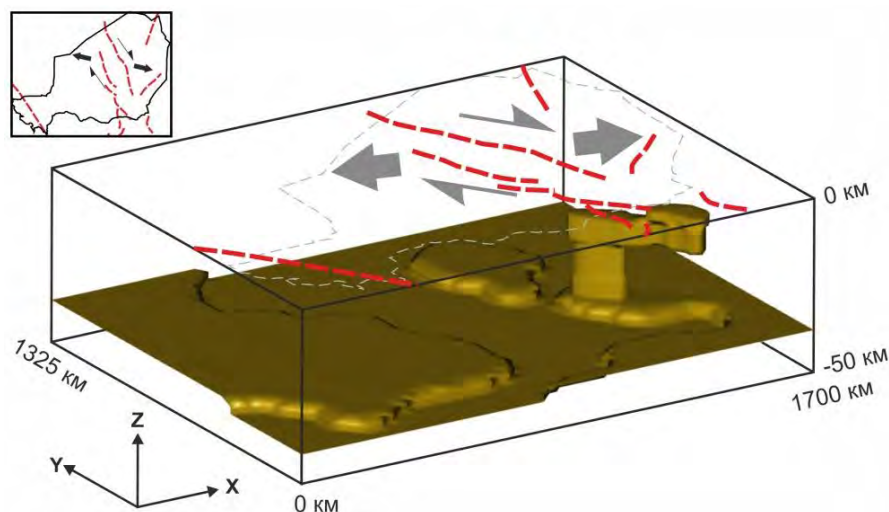


Рис. 3. Изоповерхность для плотности равной 3000 кг/м^3

Показано положение основных разломов ЗАРС (см. рис. 1) на уровне дневной поверхности; стрелки – направление деформаций растяжения и сдвига

Пространственное положение коровой части рифтовой системы выражено субпараллельными вытянутыми геологическими телами юг-юго-западного простирания, предположительно сложенными породами основного-ультраосновного состава. Размеры наиболее крупных объектов достигают 700 км по простиранию при ширине до 100 км. Верхнекоровые фрагменты некоторых из этих тел, вероятно, являются подводящими магматическими каналами трещинного типа для массивов Аир и Джадо.

В целом результаты трехмерного плотностного моделирования в области ЗАРС можно трактовать как результат активного рифтогенеза, обусловленного подъемом мантийного диапира [18] с развитием косога трансрастяжения коры [2], порождающего одновременное раздвигание и смещение по простиранию бортов структуры растяжения относительно друг друга (рис. 3). Растяжение происходило косо относительно простирания зоны ЗАРС по линии северо-северо-западной ориентировки при правостороннем смещении. Плановая форма установленных внутририфтовых корневых структур соответствует основным положениям геодинамических построений для формирования вязко-упругих рифтовых геосистем литосферы [20].

Научные исследования выполнены в рамках гранта РФФИ № 20-05-00190.

1. Арзамасцев А.А., Арзамасцева Л.В., Жирова А.М., Глазнев В.Н. Модель формирования Хибино-Ловозерского рудоносного вулcano-плутонического комплекса // Геология рудных месторождений. 2013. Т. 55. № 5. С. 397–414.
2. Балаганский В.В., Глазнев В.Н., Осипенко Л.Г. Раннепротерозойская эволюция северо-востока Балтийского щита: террейновый анализ // Геотектоника. 1998. № 2. С. 16–28.
3. Глазнев В.Н. Комплексные геофизические модели литосферы Фенноскандии. – Апатиты: КазМ, 2003. 252 с.
4. Глазнев В.Н., Муравина О.М., Жаворонкин В.И. и др. Петроплотностная карта докембрийского фундамента Воронежского кристаллического массива. Масштаб 1 : 1 000 000. Объяснительная записка. – Воронеж: Изд-во «Научная книга», 2020. 101 с.
5. Глазнев В.Н., Раевский А.Б., Балаганский В.В., Маннинен Т. Трехмерная модель верхней коры района Киттила-Содансюля, Финская Лапландия (север Балтийского щита) // Сборник материалов, посвященный 40-летию кафедры геофизики ВГУ. – Воронеж: ВГУ, 2002. С. 11–20.
6. Глазнев В.Н., Якуба И.А. Мощность земной коры территории Республики Нигер по данным стохастической интерпретации гравитационного поля // Вестник Воронежского государственного университета. Сер. Геология. 2020. № 4. С. 46–58.
7. Глазнев В.Н., Якуба И.А. Гравитационный эффект осадочного чехла территории Республики Нигер // Вестник Воронежского государственного университета. Сер. Геология. 2021. № 2. С. 71–82.
8. Картвелишвили К.М. Планетарная плотностная модель и нормальное гравитационное поле Земли. – М.: Наука, 1983. 93 с.
9. Кербали М. Методология комплексных космо-, аэро- и наземных геофизических работ с целью крупномасштабного геокартирования и поисков месторождений урана в условиях района Хоггар (Алжир): Дис. канд. техн. наук. – М., 2000. 190 с.
10. Кобрунов А.И. Математические основы теории интерпретации геофизических данных. – М.: ЦентрЛитНефтеГаз, 2008. 286 с.
11. Якуба И.А. Петрофизические свойства ураноносных пород Республики Нигер (обзор данных) // Геофизические исследования: методика работ, интерпретация данных: Материалы ежегодной молодежной научной конференции кафедры геофизики Воронежского государственного университета / Под ред. А.А. Аузина. – Воронеж: Научная книга. 2019. С. 90–97.
12. Якуба И.А. Геологическая и петрофизическая характеристика урановых месторождений песчаникового типа Республики Нигер // Студенческая наука как ресурс инновационного потенциала развития. VIII Международная студенческая научная конференция: Материалы и доклады. Часть II / Отв. ред. Л.П. Земскова. – Воронеж: Воронежский гос. ун-т. 2019. С. 3–11.
13. Galitchanina L.D., Glaznev V.N., Mitrofanov F.P. et al. Surface density characteristics of the Baltic Shield and adjacent territories // Norges Geologiske Undersokelse. 1995. Special Publ. Vol. 7. P. 349–354.
14. Glaznev V.N., Mints M.V., Muravina O.M. et al. Complex geological-geophysical 3D model of the crust in the southeastern Fennoscandian Shield: Nature of density layering of the crust and crust–mantle boundary // Geodynamics & Tectonophysics. 2015. Vol. 6. № 2. P. 133–170.
15. Harouna M., Pigott J.D., Philp R.P. Burial history and thermal maturity evolution of the Termit Basin, Niger // Journal of Petroleum Geology. 2017. Vol. 40. № 3. P. 277–297.
16. Lai H., Li M., Mao F. et al. Source rock types, distribution and their hydrocarbon generative potential within the Paleogene Sokor-1 and LV formations in Termit Basin, Niger // Energy Exploration & Exploitation. 2020. Vol. 38. № 6. P. 2143–2168.
17. Laske G., Masters G., Ma Z., Pasyanos M. Update on CRUST1.0 – A 1-degree Global Model of Earth's Crust // Geophysical Research Abstracts. 2013. Vol. 15. EGU2013–2658.
18. Liegeois J.P., Benhallou A., Azzouni-Sekkal A. et al. The Hoggar swell and volcanism: Reactivation of the Precambrian Tuareg shield during Alpine convergence and West African Cenozoic volcanism // Plates, plumes, and paradigms / Eds: Foulger G.R., Natland J.H., Anderson D.L. Geological Society of America, Special Paper. 2005. P. 379–400.
19. Pasyanos M.E., Masters G., Laske G. et al. LITHO1.0: An updated crust and lithospheric model of the Earth // Journal Geophysical Research. Solid Earth. 2014. Vol. 119. № 3. P. 2153–2173.
20. Phillips T.B., Naliboff J.B., Mc Caffrey K.J.W., Pan S., van Hunen J. The influence of crustal strength on rift geometry and development – Insights from 3D numerical modelling // Geology (In Press). 2021. DOI: 10.31223/X58K61
21. Rudnick R.L., Gao S. Composition of the Continental Crust // Treatise on Geochemistry (Second Edition) / Eds.: R.L. Rudnick. Elsevier. 2014. Vol. 4. P. 1–51.
22. Yacouba I.A., Glaznev V.N. The thickness of the Earth's crust in the territory of Republic of the Niger according to the stochastic interpretation of the gravity field / Kukkonen I.T. et al. (eds.) // Lithosphere 2021 – Eleventh Symposium on the Structure, Composition and Evolution of the Lithosphere in Finland. – Helsinki: Institute of Seismology, University of Helsinki, 2021. Report S–71. P. 157–160.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Обратная задача электродинамики бианизотропных сред на основе объемных интегральных уравнений. <i>П.Н. Александров, В.Н. Кризский</i>	3
Проявление разноранговых рудных систем в геохимическом и гравитационном полях. <i>С.Г. Алексеев, Н.П. Сенчина, М.Б. Штокаленко</i>	5
О геофизических маркерах активности Сибирского суперплюма в регионе Енисей-Хатангского прогиба. <i>В.С. Андреев, И.А. Бисеркин, Е.М. Большаков, Г.М. Довыденко, Н.Н. Пиманова, Е.Ю. Соколова, В.А. Спиридонов, Т.П. Широкова</i>	10
Численный расчет распределения масс при решении обратной задачи гравиметрии. <i>З.З. Арсанукаев</i>	14
Методы распознавания образов при геологическом картировании и прогнозе оруденения. <i>П.С. Бабаянц, А.А. Трусов</i>	19
Аддитивные методы решения обратных задач гравиразведки и магниторазведки (презентация монографии). <i>П.И. Балк, А.С. Долгаль</i>	21
Геоэлектрическая модель Северного Кавказа: трехмерная инверсия. <i>В.В. Белявский</i>	25
Леонардо Гарцони – предшественник Вильяма Гильберта. <i>Ю.И. Блох</i>	29
Подводные вулканы Охотоморского склона острова Итуруп (Курильская островная дуга). <i>Ю.И. Блох, В.И. Бондаренко, А.С. Долгаль, П.Н. Новикова, В.В. Петрова, О.В. Пилипенко, В.А. Рашидов, А.А. Трусов</i>	31
К одновременному восстановлению характеристик нескольких гравитирующих тел в обратной задаче теории ньютоновского потенциала. <i>И.В. Бойков, В.А. Рязанцев</i>	35
Новые сведения о морфологии и вещественном составе Гулинского массива по результатам ограниченных 3D-инверсий и моделирования потенциальных полей. <i>Е.М. Большаков, И.А. Бисеркин, Е.Ю. Соколова, С.В. Филиппов, А.И. Филиппова, Т.П. Широкова</i>	40
Профессор Казанского университета Э.К. Швыдкин – исследователь нелинейных эффектов и необратимых процессов. <i>М.Я. Боровский, В.И. Богатов, А.С. Борисов</i>	43
Геофизическая разведка в проблемах исчерпаемых природных ресурсов: песчаные полезные ископаемые. <i>М.Я. Боровский, В.И. Богатов</i>	47
Расчет гравитационной поправки за влияние рельефа. <i>Д.Д. Бызов, А.И. Чернокутлов</i>	50
Геофизическое обеспечение интерпретации газогеохимических данных. <i>С.Г. Бычков, И.А. Санфиоров, Б.А. Бачурин, А.И. Никифорова, Г.В. Простолупов, Г.П. Щербинина</i>	54
Основные результаты мониторинговых гравиметрических наблюдений на полигоне в городе Березники. <i>С.Г. Бычков, А.А. Симанов, В.В. Хохлова</i>	58
Результаты комплексной интерпретации гравиразведки и сейсморазведки на площадях Предуральского прогиба. <i>О.М. Вельтистова, Е.Н. Мотрюк</i>	62
Применение монтажного метода для совместного истолкования гравитационного и магнитного полей. <i>В.Б. Виноградов</i>	66
Результаты цифровизации и интерпретации гравитационных и магнитных аномалий Саратовской области. <i>Е.Н. Волкова</i>	70
Результаты трехмерного плотностного моделирования верхней коры в области сочленения Лосевского и Донского террейнов (Воронежский кристаллический массив). <i>Т.А. Воронова, О.М. Муравина, В.Н. Глазнев, С.И. Березнева</i>	71
Алгоритмы выметания и концентрации масс для системы инкапсулированных 3D-областей. <i>Ю.В. Гласко</i>	74

Геоманнитное строение и тектоника океанической коры. <i>И.А. Городницкий, А.Н. Иваненко, Н.А. Шишкина</i>	79
Особенности обработки и анализа геофизических данных для обеспечения геологических работ масштаба 1 : 200 000 листов R-58-XXVII, XXVIII (Алярмаутская площадь). <i>Ю.П. Горячев, В.А. Канунников</i>	82
Некоторые практические аспекты болидной модели образования кимберлитовых трубок. <i>М.Г. Губайдуллин, А.М. Онякова</i>	87
Применение алгоритмов машинного обучения для восстановления структурного каркаса по данным потенциальных полей в зонах отсутствия данных сейсморазведки на примере участка в Западной Сибири. <i>В.Д. Гулин, В.В. Ананьев, Г.С. Григорьев, С.В. Зайцев, С.Д. Журавлев, К.В. Киселёв, Р.В. Орлов</i>	90
Опыт применения технологии электромагнитного зондирования и вызванной поляризации в Республике Казахстан. <i>Ю.А. Давыденко, М.С. Шкиря, Д.В. Гуревич</i>	94
Вычисление трансформант силы тяжести с использованием сферы Каврайского. <i>А.С. Долгаль, П.Н. Новикова, А.В. Пугин, В.В. Хохлова</i>	98
Программа определения параметров источника гравитационной аномалии методом статистических испытаний – инструмент обучения студентов-геофизиков. <i>А.С. Долгаль, Р.Н. Петросян</i>	102
Поиски золота с помощью комплексных беспилотных исследований. <i>Е.Ю. Ермолин, Н.П. Сенчина, Д.А. Мелешкина, Д.О. Погосян</i>	107
Анализ данных многоуровневой магниторазведки. <i>Е.Ю. Ермолин, Н.П. Сенчина, Д.А. Келарев, К.Ф. Атаджанова</i>	111
Петрофизические характеристики гранитоидов Даховского кристаллического массива (Северо-Западный Кавказ) и их связь с петрологическими особенностями. <i>В.И. Жаворонкин, В.В. Ильин</i>	115
О недостоверности специфического гравиметрического метода для исследования литосферы. <i>А.М. Жирнов</i>	119
Ритмичное тектоническое расслоение горных пород в обнажениях Хибинского массива. <i>В.Л. Ильченко</i>	124
Информационно-статистический прогноз структурных предпосылок нефтегазонасности с использованием площадной эмпирической модовой декомпозиции потенциальных полей. <i>Д.Ф. Калинин, А.С. Долгаль</i>	127
Возможности определения удельных сопротивлений в широком диапазоне значений по данным аэроэлектроразведки. <i>Е.В. Каршаков, В.М. Керцман, Е.В. Мойланен, Ю.Г. Подмогов</i>	132
Теоретические основы совместной интерпретации сейсмо- и гравиметрических данных при поисках залежей углеводородов. <i>Т.Н. Кишман-Лаванова</i>	134
Комплексная обработка и интерпретация сейсмических и гравиметрических данных в Восточной Сибири с применением СГ-технологии. <i>В.А. Кочнев, В.И. Вальчак</i> ..	139
Гравитационный механизм образования Предуральского прогиба. <i>А.В. Кузин</i>	143
Моделирование потенциальных полей на примере северной части Балыгычано-Сугойского прогиба. <i>Р.А. Леденгский</i>	145
Инструменты учета априорной геолого-геофизической информации при интерактивном плотностном моделировании. <i>И.В. Лыгин, Л.С. Чепиго, К.М. Кузнецов, А.А. Булычев</i>	151
Электромагнитные зондирования осадочного чехла южной окраины Баренцево-морской плиты на примере полуостровов Рыбачий и Средний. <i>В.А. Любчик</i>	155
Деформационно-сдвиговый концепт геологической интерпретации геофизических полей. <i>С.М. Макеев</i>	160

Результаты моделирования источников магнитных аномалий земной коры Среднего Урала, основанные на глобальных и региональных аэромагнитных данных. <i>П.С. Мартышко, Н.В. Федорова, А.Л. Рублев, Л.А. Муравьев</i>	165
О построении сейсмоплотностных разрезов. <i>П.С. Мартышко, А.Г. Цидаев, И.В. Ладовский, Д.Д. Бызов, В.В. Колмогорова</i>	167
Толщина коры Венеры методом чисел Лява. <i>Т.И. Менщикова, А.В. Батов, Т.В. Гудкова</i>	170
Опробование гравиметрической коррекции глубинно-скоростной модели на синтетических данных. <i>Т.А. Мингалева, Н.П. Сенчина, Г.Д. Горелик</i>	174
О природе постсейсмических деформаций и временных вариаций гравитационного поля в областях крупных землетрясений. <i>В.О. Михайлов, Е.П. Тимошкина, В.Б. Смирнов, С.А. Хайретдинов, П.Н. Дмитриев</i>	179
Несейсмические методы прогнозирования нефтегазовых месторождений. <i>Т.Л. Михеева, Е.П. Лапина, Т.И. Причепий</i>	183
Монтажный метод в ГИС INTEGRО для построения сложных моделей территорий. <i>С.В. Мицын, Е.М. Большаков</i>	186
Александр Иванович Кобрунов – математик и геофизик. <i>Е.Н. Мотрюк, О.М. Вельтистова</i>	189
Возможные механизмы формирования «сейсмических гвоздей». <i>В.Л. Натяганов</i> ..	192
Возможности интерпретационной обработки геолого-геофизических данных методами вероятностно-статистического подхода в компьютерной технологии «КОСКАД 3D 2021». <i>А.А. Никитин, А.В. Петров</i>	196
Методика моделирования интрузивных массивов Урала по гравитационному и магнитному полю на основе решения линейных обратных задач. <i>А.В. Овчаренко</i>	199
Геологические задачи, решаемые при вероятностно-детерминированном подходе к интерпретации гравитационных аномалий. <i>А.М. Петрищевский</i>	203
Оценка и анализ шумовой компоненты магнитного поля территории Центрального Вьетнама с использованием компьютерной технологии «КОСКАД 3D 2021» для решения задач геологического картирования. <i>А.В. Петров, Т.Х. Фан</i>	208
Комплексный статистический анализ петрофизических данных методом группового учета аргументов. <i>И.А. Пономаренко, О.М. Муравина</i>	211
Сравнение двух векторных методов трансформации гравитационного поля. <i>Г.В. Простолупов</i>	215
Нейросетевая 3D-инверсия полевых данных геоэлектрики с расчетом апостериорных оценок. <i>Е.А. Родионов, М.И. Шимелевич, И.Е. Оборнев, Е.А. Оборнев</i>	217
Результаты применения вертикального электрического зондирования при изучении терригенного коллектора при SAGD. <i>К.В. Родионов, М.Ф. Салахова, М.С. Корнилов</i>	219
Анализ геолого-геофизических данных Сейшельско-Маскаренского плато и прилегающих глубоководных котловин. <i>Д.А. Рыжова, М.В. Коснырева, Е.П. Дубинин, А.А. Булычев</i>	222
Анализ потенциальных полей поднятий Айлос Оркадас и Метеор. <i>Д.А. Рыжова, М.В. Коснырева, А.И. Толстова, Е.П. Дубинин, А.А. Булычев</i>	227
Результаты аудиоманнитотеллурического зондирования на геотраверсе УМБа. <i>А.А. Скорыходов</i>	232
Обобщенная модель магнитного поля прямошовной стальной трубы. <i>В.С. Стариков, В.Н. Глазнев</i>	232
Комбинированный подход при построении аналитического продолжения физических полей Земли. <i>И.Э. Степанова, А.В. Щепетилов, А.М. Сальников</i>	236

Геолого-геофизическая модель глубинного строения северо-востока Алданской антеклизы по профилю 3-ДВ. <i>В.В. Стогний, Г.А. Стогний</i>	239
Инженерные геофизические изыскания методом электротомографии подтопляемой грунтовыми водами территории предместья Марата города Иркутск. <i>С.А. Терешкин, М.С. Шкиря, Ю.К. Ланкин, А.В. Лазурченко, Д.А. Витвинин, Ю.А. Давыденко</i>	243
К вопросу о совпадении геометрического центра и центра масс Земли. <i>В.В. Тимофеев, Е.Н. Волкова</i>	247
Гравиразведка при поиске подземных сооружений в условиях городских агломераций. <i>А.А. Фадеев, С.С. Трубка, Е.П. Боровская</i>	248
Дилатация и её проявление в геологической среде. <i>В.В. Филатов, Л.А. Болотнова</i>	252
Методика построения трехмерной модели территории на основе комплекса геофизических данных на региональном этапе геологоразведочных работ. <i>М.Я. Финкельштейн, С.А. Каплан, В.А. Спиридонов, Е.М. Большаков</i>	257
Оценка характера взаимосвязи аномалий потенциальных полей со структурами осадочного чехла Западной Сибири. <i>И.И. Халиулин</i>	262
Локализация участков инженерно-геологических осложнений в процессе геофизического мониторинга (на примере Верхнекамского месторождения солей). <i>Л.А. Христенко, Ю.И. Степанов</i>	266
Комплексная аэромагнитная и аэрогамма-спектрометрическая съемка с использованием БПЛА в Забайкальском крае. <i>К.А. Чаринцев, А.А. Трусов</i>	270
Использование статистического подхода для вычисления аномалий Буге с переменной плотностью промежуточного слоя. <i>А.П. Шелихов</i>	271
Роль электроразведки в поисково-оценочных гидрогеологических работах для водоснабжения Озерного ГОКа. <i>М.С. Шкиря, П.С. Бадминов, С.А. Терешкин, А.С. Башкеев, С.В. Бухалов, Ю.А. Давыденко</i>	275
Особенности строения западного склона Рудничного соляного поднятия по результатам интерпретации гравиметрических данных. <i>Г.П. Щербинина, Г.В. Простолупов</i>	279
Методика поиска новых месторождений УВ на региональной стадии работ по комплексу геофизических полей на примере Приуральской части ЗС. <i>Н.Н. Яицкий, А.А. Наумов</i>	285
Особенности глубинного строения участков обнаружения аномалий иридия. <i>Н.А. Якимчук, И.Н. Корчагин</i>	287
О целесообразности использования технологии частотно-резонансной обработки данных ДЗЗ при проведении профильных геоэлектрических и сейсмических исследований. <i>Н.А. Якимчук, И.Н. Корчагин, Г.М. Дрогицкая</i>	292
Пространственно-временная динамика радиационного фона специализированной площадки и её коррекция. <i>А.А. Яковлева, Д.К. Мединская, И.Б. Мовчан</i>	298
Плотностная модель земной коры территории республики Нигер. <i>И.А. Якуба, В.Н. Глазнев, М.В. Минц</i>	301

**ВОПРОСЫ ТЕОРИИ И ПРАКТИКИ
ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ
ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ**

Материалы 48-й сессии Международного научного семинара
им. Д.Г. Успенского – В.Н. Страхова
24–28 января 2022 г.

СБОРНИК НАУЧНЫХ ТРУДОВ

Редактор и корректор *Л. В. Набиева*
Техническое редактирование и верстка *О. Е. Степурко*

Подписано в печать 14.01.2022. Формат 60×90/8. Печать цифровая.
Печ. л. 39. Уч.-изд. л. 35,4. Тираж 100 экз. Заказ 52130000

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт
им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ)
199106, Санкт-Петербург, Средний пр., д. 74.
Тел. 328-90-90 (доб. 24-24, 23-23).
E-mail: izdatel@vsegei.ru

Отпечатано на Картографической фабрике ВСЕГЕИ
199178, Санкт-Петербург, Средний пр., 72
Тел. 328-91-90, 328-81-53.
E-mail: karta@vsegei.ru

