

**РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
УРАЛЬСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ**

**Институт геофизики имени Ю.П. Булашевича
Уральский федеральный университет
имени первого Президента России Б.Н. Ельцина
Российский фонд фундаментальных исследований**



**ВОПРОСЫ ТЕОРИИ И ПРАКТИКИ
ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ
ГРАВИТАЦИОННЫХ, МАГНИТНЫХ И ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ
ПОЛЕЙ**

**41-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского
27 - 31 января 2014 г.**

**Екатеринбург
2014**

**РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
УРАЛЬСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ**

**Институт геофизики имени Ю.П. Булашевича
Уральский федеральный университет
имени первого Президента России Б.Н. Ельцина
Российский фонд фундаментальных исследований**

**ВОПРОСЫ ТЕОРИИ И ПРАКТИКИ
ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ
ГРАВИТАЦИОННЫХ, МАГНИТНЫХ И ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ
ПОЛЕЙ**

**41-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского
27 - 31 января 2014 г.**

Материалы конференции

**Екатеринбург
2014**

Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Материалы 410-й сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского, 27 - 31 января 2014 г. Екатеринбург: ИГФ УрО РАН. 2014. 308 с.

В сборнике представлены расширенные тезисы докладов 41-й сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского «Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей». Материалы семинара отражают современное состояние теории и практики геологической интерпретации геофизических данных. В сборнике приводятся доклады, посвященные современным теориям интерпретации гравиметрических, магнитометрических и геоэлектрических данных. Приводятся результаты комплексной интерпретации геофизических полей в различных геологических условиях. Рассматриваются алгоритмы и компьютерные технологии интерпретации отдельных геофизических методов, а также вопросы комплексирования различных методов. Публикуемые материалы представляют интерес для широкого круга специалистов научных и производственных организаций, занимающихся вопросами теории и практики интерпретации геофизических данных, могут быть полезны для студентов и аспирантов геофизической специальности.

41-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского «Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей» проведена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 13-05-06202).

Редакционная коллегия:

П.С. Мартышко – член-корреспондент РАН – ответственный редактор

В.И. Уткин - член-корреспондент РАН

Ю.В. Хачай - д.ф.м.н., г.н.с.

А.Л. Рублев – к.ф.м.н., с.н.с.

ОРГКОМИТЕТ

ПРЕДСЕДАТЕЛЬ:

Мартышко П.С. – член-корреспондент РАН, профессор, доктор физ.-мат. наук, директор Института геофизики УрО РАН

Члены Оргкомитета:

Блох Ю.И. – профессор, доктор физ.-мат. наук, Москва

Бычков С.Г. – доктор геол.-мин. наук, зав. лабораторией ГИ РАН, Пермь

Кобрунов А.И. – профессор, доктор физ.-мат. наук, УГТУ, Ухта

Михайлов В.О. – доктор физ.-мат. наук, ИФЗ РАН, Москва

Никитин А.А. – профессор, доктор физ.-мат. наук, МГРИ-РГГРУ, Москва

Романюк Т.В. – доктор физ.-мат. наук, ИФЗ РАН, Москва

Старостенко В.И. – академик НАНУ, директор ИГФ НАНУ, Киев

Якимчук Н.А. – член-корр. НАНУ, доктор физ.-мат. наук, Институт прикладных проблем экологии, геофизики и геохимии, Киев

Беликов В.Т. – доктор физ.-мат. наук., зам. директора по науке ИГФ УрО РАН

Начапкин Н.И. – кандидат геол.-мин. наук, зав. лаб. региональной геофизики ИГФ УрО РАН

Ратушняк А.Н. – кандидат тех. наук, зав. лабораторией электрометрии ИГФ УрО РАН

Шестаков А.Ф. – доктор физ.-мат. наук, зав. лаб. экологической геофизики ИГФ УрО РАН

Федорова Н.В. – доктор физ.-мат. наук, ИГФ УрО РАН

Хачай О.А. – доктор физ.-мат. наук, ИГФ УрО РАН

Ученый секретарь конференции:

Рублев А.Л. - к.ф.-м.н., ИГФ УрО РАН, Екатеринбург

Исполнительный оргкомитет:

Козлова И.А. - к.г.-м.н., ИГФ УрО РАН, Екатеринбург

Осипов В.Ю. - к.г.-м.н., ИГФ УрО РАН, Екатеринбург

Муравьев Л.А. - к.т.н., ИГФ УрО РАН, Екатеринбург

Тягунов Д.С. - к.т.н., ИГФ УрО РАН, Екатеринбург

Фадеева Н.В. - ИГФ УрО РАН, Екатеринбург

Баженова Е.А. - ИГФ УрО РАН, Екатеринбург

Бызов Д.Д. - ИГФ УрО РАН, Екатеринбург

Цидаев А.Г. - ИГФ УрО РАН, Екатеринбург

Горшков В.Г. - ИГФ УрО РАН, Екатеринбург

Адрес Оргкомитета:

Институт геофизики УрО РАН

ул. Амундсена, 100, 620016 Екатеринбург

Телефон: (343) 267 88 89, 267 88 66

Факс: (343) 267 88 72

E-mail: uspensky_2014@mail.ru

Редакционная коллегия:

П.С. Мартышко – член-корр. РАН – ответственный редактор

В.И. Уткин - член-корр. РАН

Ю.В. Хачай - д.ф.м.н.

А.Л. Рублев – к.ф.м.н.

**АЛГОРИТМЫ РЕШЕНИЯ СТРУКТУРНОЙ ОБРАТНОЙ ЗАДАЧИ
МАГНИТОМЕТРИИ**

Е.Н. Акимова^{1,2}, В.Е. Мисилов¹, Е.А. Дергачев²

aen15@yandex.ru, out.mrscreg@gmail.com, moisidean@yandex.ru

¹*Институт математики и механики им. Н.Н. Красовского УрО РАН, Екатеринбург, Россия*

²*Уральский федеральный университет им. Б.Н. Ельцина, Екатеринбург, Россия*

Аннотация. Для решения структурной обратной задачи магнитометрии о нахождении поверхностей раздела сред постоянной намагниченности предложены линеаризованные методы градиентного типа с переменными весовыми множителями для модели нижнего полупространства в форме многослойной среды. На основе методов градиентного типа разработаны эффективные алгоритмы, численно реализованные на многоядерном процессоре Intel и графических процессорах NVIDIA Tesla.

Abstract. For solving structural inverse magnetometry problem of finding the interface between layers with constant magnetizations for lower half-space multilayer model, the linearized gradient methods with variable weight factors are proposed. Efficient algorithms based on the gradient methods were developed and implemented on a multicore Intel processor and NVIDIA Tesla graphic processor.

Рассматривается трехмерная структурная обратная задача магнитометрии о нахождении поверхностей раздела сред на основе данных о магнитном поле, измеренном на некоторой площади земной поверхности, и скачкам векторов намагниченности. Предполагается, что нижнее полупространство состоит из нескольких слоев постоянной намагниченности J_l ($l=1, \dots, L$), разделенных искомыми поверхностями S_l , где L – число границ раздела. Магнитный эффект от такого полупространства равен сумме магнитных эффектов от всех поверхностей раздела. Пусть поверхности раздела задаются уравнениями $z_l = z_l(x, y)$, скачки вертикальных компонент векторов намагниченности на них равны ΔJ_l , поверхности имеют горизонтальные асимптотические плоскости $z_l = H_l$, т.е.

$$\lim_{|x|, |y| \rightarrow \infty} |z_l(x, y) - H_l| = 0.$$

Функции $z_l = z_l(x, y)$, описывающие искомые поверхности раздела, удовлетворяют нелинейному двумерному интегральному уравнению Фредгольма первого рода

$$A(z) \equiv \sum_{l=1}^L \Delta J_l \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \left(\frac{z(x', y')}{[(x-x')^2 + (y-y')^2 + z_l^2(x, y)]^{3/2}} - \frac{H_l}{[(x-x')^2 + (y-y')^2 + H_l^2]^{3/2}} \right) dx dy = \Delta z(x', y', 0), \quad (1)$$

где $\Delta z(x, y)$ – аномальное магнитное поле, $\Delta z(x, y) = \sum_{l=1}^L \Delta z_l$ – суммарное поле.

После дискретизации уравнения (6) на сетке $n = M \times N$, где задана правая часть $\Delta z(x, y)$, и аппроксимации интегрального оператора $B(z)$ по квадратурным формулам имеем вектор правой части $F(x, y)$ размерности $M \times N$, результирующий вектор решения $z(x, y) = [z_1(x, y), \dots, z_L(x, y)]$ размерности $L \times M \times N$, матрицу производной оператора $A'(z^k)^T$ размерности $L \times M^2 \times N^2$ и систему нелинейных уравнений

$$\tilde{A}_n[z] = \tilde{F}_n. \quad (2)$$

Задача является недоопределенной, т.к. по заданной функции $\Delta z(x, y)$ мы пытаемся найти несколько неизвестных функций $z_l = z_l(x, y)$.

Для решения задачи магнитометрии для модели многослойной среды при решении системы нелинейных уравнений (2) предлагается использовать линеаризованные итерационные методы градиентного типа с весовыми множителями γ_i , вычисляемыми для

каждой компоненты z_i ($i = 1, \dots, L \times M \times N$) (для задачи гравиметрии см. в [1]):

- линеаризованный метод наискорейшего спуска (ЛМНС)

$$z_i^{k+1} = z_i^k - \gamma_i \frac{\|S(z^k)\|^2}{\|A'(z^k)S(z^k)\|^2} S_i(z^k), \quad S(z^k) = A'(z^k)^T (A(z^k) - F); \quad (3)$$

- линеаризованный метод минимальной ошибки (ЛММО)

$$z_i^{k+1} = z_i^k - \gamma_i \frac{\|A(z^k) - F\|^2}{\|S(z^k)\|^2} S_i(z^k), \quad (4)$$

где z_i – i -компонента результирующего вектора $z(x, y)$; k – номер итерации.

Переменные весовые множители γ_i для каждой компоненты z_i ($i = 1, \dots, L \times M \times N$) выбираются путем нормировки аномальных магнитных полей (соответствующих искомым поверхностям раздела S_l ($l = 1, \dots, L$)), выделенных из общего магнитного поля $\Delta z(x, y)$ для каждой границы раздела по методике [2].

Весовые множители γ_i будем выбирать следующим образом:

$$F = [F_1, F_2, \dots, F_L] = (f_1, f_2, \dots, f_{M \times N}, \dots, f_{L \times M \times N}) \rightarrow (\gamma_1, \gamma_2, \dots, \gamma_{L \times M \times N}),$$

$$\gamma_i = \alpha \frac{|f_i|^\beta}{\max_i |f_i|^\beta}, \quad \gamma_i \in [0, \alpha], \quad \beta > 1, \quad 0 < \alpha \leq 1, \quad (5)$$

где F_l ($l = 1, \dots, L$) – аномальные поля от магнитных масс, находящиеся ниже соответствующих глубин H_l для искомым поверхностей раздела S_l ($l = 1, \dots, L$), α – параметр регуляризации.

В качестве начального приближения используются горизонтальные асимптотические плоскости $z_l^0 = H_l$ ($l = 1, \dots, L$). Условием останова итерационных процессов (3)–(4) является выполнение условия $\|A(z) - F\| / \|F\| < \varepsilon$ при достаточно малом ε , где $F = \sum_{l=1}^L F_l$.

Рассмотрим решение структурной модельной задачи магнитометрии «квадратные горки» и «горка» для трехслойной среды, разделенной двумя искомыми поверхностями S_1 и S_2 на площади S , имеющей размеры 100×100 км². Суммарное магнитное поле Δz на площади S находилось путем решения прямой задачи магнитометрии с известными точными решениями:

$$z_1(x, y) = 5 - 2e^{-(x/10-3.5)^6 - (y/10-2.5)^6} - 3e^{-(x/10-5.5)^6 - (y/10-4.5)^6};$$

$$z_2(x, y) = 20 - 10e^{-(x/25-2.2)^2 - (y/25-1.75)^2}.$$

Расстояния до асимптотических плоскостей принимались равными $H_1 = 5$ км и $H_2 = 20$ км. Скачки вертикальных компонент векторов намагниченности принимались равными $\Delta J_1 = \Delta J_2 = 0.4$ А/м. Шаги сетки составили $\Delta x = \Delta y = 1.0$ км. После дискретизации уравнения (1) на сетке имеем вектор правой части $F(x, y)$ размерности 10000 и вектор решения $z(x, y) = [z_1(x, y), z_2(x, y)]$ размерности 20000.

Задача решалась двумя способами: 1) восстановление обеих поверхностей по суммарному полю градиентными методами ЛМНС и ЛММО с переменными множителями γ_i , выбранными по формуле (5) при $\beta = 1.25$, $\alpha = 0.3$; 2) восстановление каждой поверхности по отдельности по соответствующему полю, выделенному по методике [2], методами наискорейшего спуска и минимальной ошибки с постоянным множителем $\gamma = 0.1$.

На рис. 1 изображены модельные поверхности «квадратные горки» и «горка». На рис. 2 изображены поверхности, восстановленные по суммарному полю ЛММО и ЛМНС.

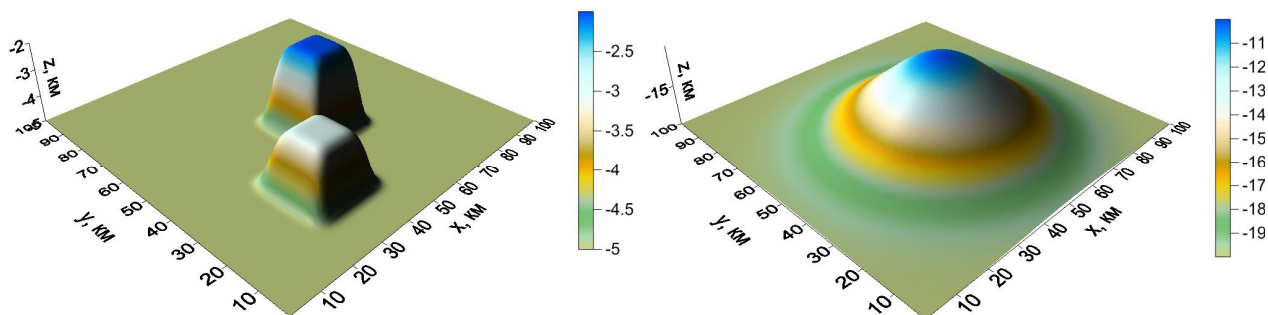


Рис. 1. Точные решения $z_1(x, y)$ и $z_2(x, y)$ для трехслойной среды

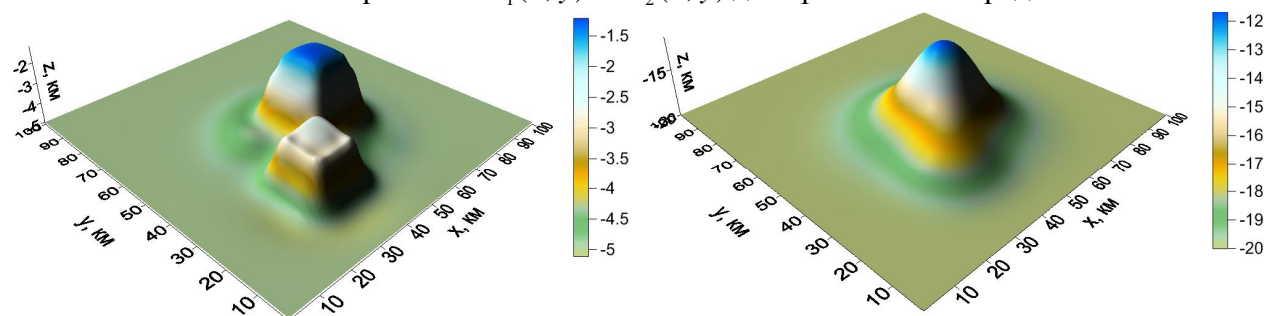


Рис. 2. Приближенные решения $\hat{z}_1(x, y)$ и $\hat{z}_2(x, y)$, восстановленные по суммарному полю

На основе градиентных методов (3) – (4) для решения задачи магнитометрии для трехслойной среды разработаны эффективные алгоритмы, численно реализованные на многоядерном процессоре Intel Xeon с применением технологии OpenMP и на графических процессорах NVIDIA Tesla с помощью технологии CUDA, входящих в состав суперкомпьютера «Уран».

В таблице 1 приводятся результаты решения задачи: метод, относительные погрешности решений δ_1 для $H_1 = 5$ км и δ_2 для $H_2 = 20$ км, общее число итераций $N = N_1 + N_2$, времена счета T_1 и T_2 на 1 и 6 ядрах процессора Intel Xeon и время счета T_3 на GPU NVIDIA Tesla.

Таблица 1. Результаты решения модельной задачи магнитометрии

Метод	δ_1	δ_2	$N_1 + N_2$	T_1	T_2	T_3
1 способ ЛММО	0.042	0.078	106	412 сек.	99 сек	18 сек
1 способ ЛМНС	0.042	0.078	188	830 сек	240 сек	42 сек
2 способ ЛММО	0.089	0.076	231+121	766 сек	164 сек	28 сек
2 способ ЛМНС	0.089	0.076	340+132	944 сек	291 сек	49 сек

Численные эксперименты, выполненные для модельной задачи магнитометрии показали, что для методов градиентного типа способ восстановления поверхностей раздела по суммарному полю по сравнению со способом восстановления каждой поверхности по выделенным полям уменьшает относительную погрешность решения и число итераций. Распараллеливание алгоритмов уменьшает время счета в несколько раз.

Работа выполнена при финансовой поддержке УрО РАН в рамках программы № 18 (проект 12-П-15-2019) и при поддержке РФФИ (проект 12-01-00106-а).

Список литературы

1. Акимова Е.Н., Мартышко П.С., Мислов В.Е. Алгоритмы решения структурной задачи гравиметрии в многослойной среде // ДАН. 2013. Т. 453. № 6. С. 676–679.
2. Мартышко П.С., Пруткин И.Л. Технология разделения источников гравитационного поля по глубине // Геофизический журнал. 2003. Т. 25. № 3. С. 159–168.

УДК 550.832.79

МОДЕЛИРОВАНИЕ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ПОЛЕЙ В СРЕДАХ С ОСЕВОЙ СИММЕТРИЕЙ

П.Н. Александров, Р.Р. Яматов, Т.Р. Салахов, К.Р. Юлмухаметов

alexandr@igemi.troitsk.ru, lab261@npf-geofizika.ru

ЦГЭМи ИФЗ РАН, г. Троицк, Россия, НПФ "Геофизика", г. Уфа, Россия

Abstract. Analytical solutions of electrodynamic problems related to small class [2], allowing us to find solutions analytically. One such problem is the direct problem in environments with axial symmetry. The relevance of such problems occurs both when used in the development of downhole tools to solve specific geologic problems and data interpretation of well logging.

В основном, в настоящее время используются численные методы решения прямых задач электромагнитного каротажа скважин (см., например, [1]). Это вполне оправдано, учитывая небольшой объем изучаемого геологического пространства. Однако такие задачи, как исследование влияния глинистой корки выходят за рамки возможностей численных методов, что требует привлечения других, в частности, аналитических методов решения таких задач.

Аналитические решения электродинамических задач относятся к узкому классу [2], позволяющие находить решения в аналитическом виде. Одной из таких задач является прямая задача в средах с осевой симметрией. Актуальность таких задач имеет место как при использовании в разработке скважинной аппаратуры для решения конкретных геологических задач, так и при интерпретации данных геофизических исследований скважин.

Рассмотрим азимутально-однородную горизонтально-слоистую среду. Положим, что электромагнитное поле обладает осевой симметрией и не зависит от азимутальной координаты. Тогда система уравнений Максвелла для анизотропной среды в цилиндрической системе координат r, z, θ (ось z направлена вниз), записанная в частотной области, приобретет вид:

$$\frac{\partial}{\partial z} H_r = \frac{\partial}{\partial r} H_z + \sigma_{\theta\theta} E_\theta + J_\theta^{ex} \quad (1) \quad \frac{\partial}{\partial z} E_\theta = i\omega\mu_{rr} H_r + i\omega B_r^{ex} \quad (4)$$

$$\frac{\partial}{\partial z} H_\theta = -\sigma_{rr} E_r - J_r^{ex} \quad (2) \quad H_z = \frac{1}{\mu_{zz}} \left(\frac{1}{-i\omega} \left(\frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} (r E_\theta) \right) \right) + \frac{1}{\mu_{zz}} \left(\frac{1}{i\omega} B_z^{ex} \right) \quad (5)$$

$$\frac{\partial}{\partial z} E_r = \frac{\partial}{\partial r} E_z - i\omega\mu_{\theta\theta} H_\theta - i\omega B_\theta^{ex} \quad (3) \quad E_z = \frac{1}{\sigma_{zz}} \left(\frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} (r H_\theta) \right) - \frac{1}{\sigma_{zz}} J_z^{ex} \quad (6)$$

где (H_r, H_z, H_θ) - компоненты напряженности вектора магнитного поля, (E_r, E_z, E_θ) - компоненты напряженности вектора электрического поля и $(J_r^{ex}, B_z^{ex}, B_\theta^{ex})$ - сторонние источники электромагнитного поля в цилиндрической системе координат; $(\sigma_{rr}, \sigma_{zz}, \sigma_{\theta\theta})$ - диагональные элементы тензора удельной электропроводности и $(\mu_{rr}, \mu_{zz}, \mu_{\theta\theta})$ - диагональные элементы тензора магнитной проницаемости в цилиндрической системе координат.

Найдем преобразование Фурье-Бесселя порядка n от выражения

$$\frac{\partial}{\partial r} E_z = \frac{\partial}{\partial r} \frac{1}{\sigma_{zz}} \left(\frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} (r H_\theta) \right) :$$

$$\int_0^{\infty} \frac{\partial}{\partial r} \left(\frac{1}{\sigma_{zz}} \left(\frac{1}{r} H_{\theta} + \frac{\partial}{\partial r} H_{\theta} \right) \right) J_n(\rho r) r dr = \frac{1}{\sigma_{zz}} \left(\frac{1}{r} H_{\theta} + \frac{\partial}{\partial r} H_{\theta} \right) J_n(\rho r) r \Big|_0^{\infty} - \frac{1}{\sigma_{zz}} H_{\theta} \left((n+1) J_n(\rho r) - \rho r J_{n+1}(\rho r) \right) \Big|_0^{\infty} + \int_0^{\infty} \frac{1}{\sigma_{zz}} H_{\theta} \left(-r \rho^2 + \frac{n^2-1}{r} \right) J_n(\rho r) dr + \int_0^{\infty} \left(\frac{\partial}{\partial r} \frac{1}{\sigma_{zz}} \right) H_{\theta} \left((n+1) J_n(\rho r) - \rho r J_{n+1}(\rho r) \right) dr$$

где J_n - функция Бесселя n -го порядка.

Отсюда следует, что только в случае $n^2 = 1$ можно воспользоваться интегралами Ломмеля [3] и, таким образом, вычислить интегралы по радиальной координате в явном виде через функции Бесселя. В противном случае интегралы в явном виде не имеют аналитического выражения и, в вычислительном плане, это создает сложную проблему.

В силу этого полагаем $H_{\theta} = H_{\theta}(r) = \int_0^{\infty} \tilde{H}_{\theta}(\rho') J_1(r\rho') \rho' d\rho'$. Тогда

$$\int_0^{\infty} \frac{\partial}{\partial r} \left(\frac{1}{\sigma_{zz}} \left(\frac{1}{r} H_{\theta} + \frac{\partial}{\partial r} H_{\theta} \right) \right) J_1(\rho r) r dr = - \int_0^{\infty} \int_0^{\infty} \frac{1}{\sigma_{zz}} J_1(r\rho') J_1(\rho r) r dr \rho^2 \tilde{H}_{\theta}(\rho') \rho' d\rho' + \int_0^{\infty} \int_0^{\infty} \left(\frac{\partial}{\partial r} \frac{1}{\sigma_{zz}} \right) J_1(r\rho') J_0(\rho r) r dr \rho \tilde{H}_{\theta}(\rho') \rho' d\rho',$$

поскольку, согласно рекуррентным соотношениям для функций Бесселя

$$J_{n+1}(\rho r) = \frac{2n}{\rho r} J_n(\rho r) - J_{n-1}(\rho r).$$

Для кусочно-постоянной модели среды по радиальной координате с числом границ N ($N+1$ -ая граница находится в бесконечности), используя интегралы Ломмеля, получим

$$\int_0^{\infty} \frac{1}{\sigma_{zz}} J_1(r\rho') J_1(\rho r) r dr = \sum_{i=1}^N \frac{1}{\sigma_{zz}^i} \int_{r_i}^{r_{i+1}} J_1(r\rho') J_1(\rho r) r dr = \sum_{i=1}^N \frac{1}{\sigma_{zz}^i} \int_{r_i}^{r_{i+1}} J_1(r\rho') J_1(\rho r) r dr$$

и

$$\int_0^{\infty} \left(\frac{\partial}{\partial r} \frac{1}{\sigma_{zz}} \right) J_1(r\rho') J_0(\rho r) r dr = \sum_{i=1}^N \left(\Delta \frac{1}{\sigma_{zz}^i} \right) J_1(r_i \rho') J_0(\rho r_i) r_i, \text{ где } \Delta \frac{1}{\sigma_{zz}^i} = \frac{1}{\sigma_{zz}^{i+1}} - \frac{1}{\sigma_{zz}^i}.$$

Таким образом, используя преобразование Фурье-Бесселя первого порядка для второго и третьего уравнений, получим:

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial z} \tilde{H}_{\theta} &= - \int_0^{\infty} \left[\sum_{i=1}^N \sigma_{rr}^i \int_{r_i}^{r_{i+1}} J_1(r\rho') J_1(\rho r) r dr \right] \tilde{E}_r(\rho') \rho' d\rho' - \tilde{J}_r^{ex} \\ \frac{\partial}{\partial z} \tilde{E}_r &= - \int_0^{\infty} \left[\sum_{i=1}^N \frac{1}{\sigma_{zz}^i} \int_{r_i}^{r_{i+1}} J_1(r\rho') J_1(\rho r) r dr \right] \rho^2 \tilde{H}_{\theta}(\rho') \rho' d\rho' + \int_0^{\infty} \sum_{i=1}^N \left(\Delta \frac{1}{\sigma_{zz}^i} \right) J_1(r_i \rho') J_0(\rho r_i) r_i \rho \tilde{H}_{\theta}(\rho') \rho' d\rho' \\ &\quad - i\omega \int_0^{\infty} \left[\sum_{i=1}^N \mu_{\theta\theta}^i \int_{r_i}^{r_{i+1}} J_1(r\rho') J_1(\rho r) r dr \right] \tilde{H}_{\theta}(\rho') \rho' d\rho' + \int_{R_s} \frac{1}{\sigma_{zz}} J_z^{ex} J_0(\rho r) \rho r dr - i\omega \tilde{B}_{\theta}^{ex}, \end{aligned}$$

где

$$\int_{r_i}^{r_{i+1}} J_1(r\rho')J_1(\rho r)rdr = \begin{cases} \frac{-\rho'r_{i+1}J_1(\rho r_{i+1})J_0(\rho'r_{i+1}) + \rho r_{i+1}J_1(\rho'r_{i+1})J_0(\rho r_{i+1}) + \rho'r_iJ_1(\rho r_i)J_0(\rho'r_i) - \rho r_iJ_1(\rho'r_i)J_0(\rho r_i)}{\rho'^2 - \rho^2}, \rho' \neq \rho \\ \frac{\rho r_{i+1}^2 J_1(\rho r_{i+1})^2 - 2r_{i+1}J_1(\rho r_{i+1})J_0(\rho r_{i+1}) + \rho r_{i+1}^2 J_0(\rho r_{i+1})^2 - \rho r_i^2 J_1(\rho r_i)^2 + 2r_iJ_1(\rho r_i)J_0(\rho r_i) - \rho r_i^2 J_0(\rho r_i)^2}{2\rho}, \rho' = \rho \end{cases}$$

есть интеграл Ломмеля.

Для каждого горизонтального слоя добавим и вычтем выражения, связанные с внешним бесконечным радиальным слоем:

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial z} \tilde{H}_\theta &= - \int_0^\infty \left[\sum_{i=1}^{N-1} (\sigma_{rr}^i - \sigma_{rr}^N) \int_{r_i}^{r_{i+1}} J_1(r\rho')J_1(\rho r)rdr \right] \tilde{E}_r(\rho')\rho'd\rho' - \sigma_{rr}^N \tilde{E}_r(\rho) - \tilde{J}_r^{ex} \\ \frac{\partial}{\partial z} \tilde{E}_r &= - \int_0^\infty \left[\sum_{i=1}^{N-1} \left(\frac{1}{\sigma_{zz}^i} - \frac{1}{\sigma_{zz}^N} \right) \int_{r_i}^{r_{i+1}} J_1(r\rho')J_1(\rho r)rdr \right] \rho^2 \tilde{H}_\theta(\rho')\rho'd\rho' + \\ &\int_0^\infty \sum_{i=1}^N \left(\Delta \frac{1}{\sigma_{zz}^i} \right) J_1(r_i\rho')J_0(\rho r_i)r_i\rho \tilde{H}_\theta(\rho')\rho'd\rho' - i\omega \int_0^\infty \left[\sum_{i=1}^N (\mu_{\theta\theta}^i - \mu_{\theta\theta}^N) \int_{r_i}^{r_{i+1}} J_1(r\rho')J_1(\rho r)rdr \right] \tilde{H}_\theta(\rho')\rho'd\rho' - \\ &\left(\frac{1}{\sigma_{zz}^N} \rho^2 + i\omega\mu_{\theta\theta}^N \right) \tilde{H}_\theta(\rho) + \int_{R_s} \frac{1}{\sigma_{zz}} J_z^{ex} J_0(\rho r)\rho rdr - i\omega \tilde{B}_\theta^{ex} \end{aligned}$$

Отсюда, заменяя несобственные интегралы конечными суммами, получим систему уравнений вида

$$\frac{\partial}{\partial z} \mathbf{X} = \begin{pmatrix} [0] & L_{12} \\ L_{21} & [0] \end{pmatrix} \mathbf{X} + \mathbf{Y}^{ext} = \mathbf{A}\mathbf{X} + \mathbf{Y}^{ext}, \text{ где } \mathbf{X} = \begin{pmatrix} \mathbf{H}_\theta \\ \mathbf{E}_r \end{pmatrix}, \mathbf{Y}^{ext} = \begin{pmatrix} [0] & \mathbf{J}_r^{ext} & [0] \\ \mathbf{J}_z^{ext} & [0] & \mathbf{B}_\theta^{ext} \end{pmatrix}.$$

Из последней системы уравнений, исключая вектор \mathbf{E}_r , получим систему трех дифференциальных уравнений второго порядка относительно азимутальной составляющей магнитного поля для различных типов источников (вертикальной плотности стороннего электрического тока, радиальной плотности стороннего электрического тока и азимутальной сторонней индукции магнитного поля).

Удовлетворяя граничным условиям на границе раздела сред по координате z с номерами 1 и 2

$$[\mathbf{H}_\theta] = 0 \text{ и } \left[L_{12}^1 \frac{\partial}{\partial z} \mathbf{H}_\theta^1 - L_{12}^2 \frac{\partial}{\partial z} \mathbf{H}_\theta^2 \right] = 0,$$

найдем неизвестные коэффициенты и, таким образом, решим прямую двумерную задачу для радиально – неоднородной горизонтально – слоистой модели среды.

Следовательно, для нахождения всех компонент электромагнитного поля достаточно решения уравнения для азимутальной составляющей напряженности магнитного поля.

Список литературы

1. Кашик А.С., Рыхлинский Н.И., Книжнерман Л.А., Кривонос Р.И., Степанов Ф.С. К вопросу об электромагнитном каротаже скважин, обсаженных стальными колоннами, аппаратурой на кабеле. - Каротажник, выпуск (3-4), Тверь, 2004 - с.8-23.
2. Светов Б.С., Губатенко В.И. Аналитические решения электродинамических задач. - М.: Наука, 1988 г. - 344 с.
3. Корн Г., Корн Т. Справочник по математике. - М.: Наука, 1970. - 720с.

УДК 550.8.053

**ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВОЗМОЖНОСТЕЙ МЕТОДИК ГЕОНОМ
ПРИ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ДАННЫХ КРУПНОМАСШТАБНОЙ
ГРАВИМЕТРИЧЕСКОЙ СЪЕМКИ В СЛОЖНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ
УЧАСТКА ШЕРШНЕВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ НЕФТИ**

С.П. Александров

geonot@mail.ru

ООО «ГЕОНОМ», г. Брянск, РФ

GEONOM techniques were applied to the interpretation of detailed gravity over the Shershnevskoye oil deposit area in order to confirm their capability and utility in a complex geological setting. The application was in fact successful, with the extraction of significant information pertaining both to the structure of the salt strata as well delineation of the Upper Devonian oil-bearing reefs.

Методики ГЕОНОМ разработаны и используются для интерпретации гравиметрических и магнитометрических данных в сложных геолого-геофизических условиях с целью получения дополнительной прогнозно-поисковой информации [2].

По участку Шершневого месторождения нефти исходным для интерпретации был грид 200*200 м гравитационного поля (соответствующие изолинии показаны на рис.1). Эти и все другие данные были переданы для интерпретации доктором геолого-минералогических наук зав. лабораторией Горного института УРО РАН Бычковым С.Г.

Поле характеризуется наличием интенсивных градиентных зон, из-за которых при выделении на их фоне локальных аномалий могут получаться неоднозначные результаты.

Для избавления от этой неоднозначности был использован метод «ползущей змеи», в котором скользящий отрезок изгибаясь двигался по изолиниям исходного поля, фиксируя при этом все их неровности. Далее по величинам этих неровностей был рассчитан грид и построена карта локальных аномалий-1 гравитационного поля (рис.2) (далее: аномалии-1). Положительные аномалии на этой карте залиты серым цветом.

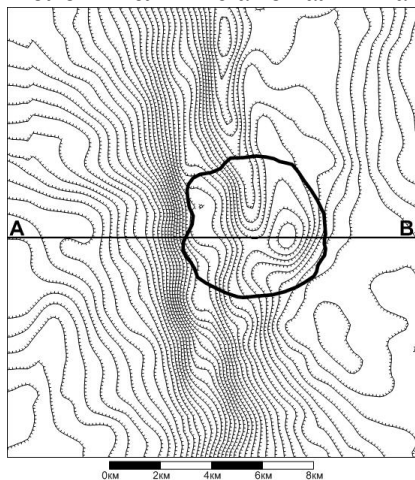


Рис.1. Карта изолиний гравитационного поля, контур верхнедевонского рифа и линия спектрально-азимутального разреза

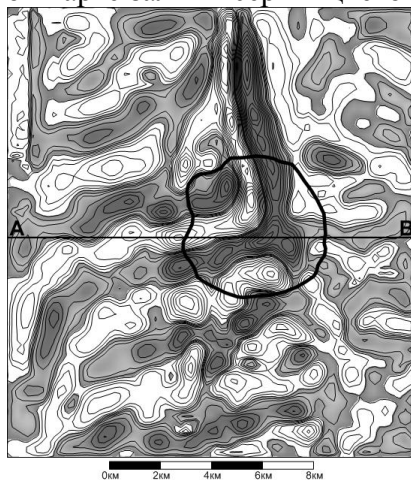


Рис.2. Карта изолиний локальных аномалий-1 гравитационного поля (метод «ползущей змеи»)

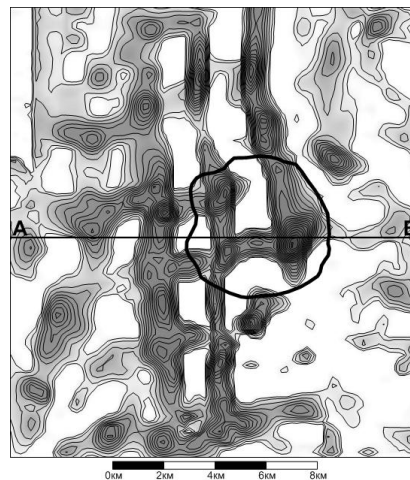


Рис.3. Карта изолиний положительных локальных аномалий-2 гравитационного поля (метод «перекрестий»)

Дополнительно была выполнена обработка исходного гравитационного поля методом «перекрестий». При этом первоначально были выделены разнонаправленные положительные линейные аномалии гравитационного поля. Последующее их разновесовое суммирование образовало сетку аномалий (далее: аномалии-2) (рис.3), соответствующую, вероятно, сетке

тектонических нарушений. Эту же сетку можно рассмотреть и на карте рис.2, только здесь она имеет значительно более сложную структуру, из-за чего ее связь с тектоникой просматривается не так явно, как на рис.3.

Для того, чтобы получить некоторое представление о глубинной структуре выделенных аномалий-1, по линии А-В, показанной на рисунках, был рассчитан и построен вертикальный спектрально-азимутальный гравитационный разрез (рис.4).

Методика построения таких разрезов подобна усложненному варианту Фурье преобразований поля и характерна тем, что позволяет выделять на разрезах в т.ч. и горизонтальные и субгоризонтальные протяженные элементы.

В данном случае, на разрезе хорошо прослеживается облекание положительных «пластообразных» аномалий (акцентированных серой заливкой) приповерхностными субгоризонтальными отрицательными аномалиями. Все эти «пластообразные» образования весьма неоднородны, что, вероятно, обусловлено соответствующими неоднородностями геологического разреза. Положительные аномалии облекают глубинную слабоинтенсивную отрицательную «куполообразную» аномалию со сложной структурой, верхняя часть которой соответствует, по-видимому, верхнедевонскому рифу и структурам его облекания.

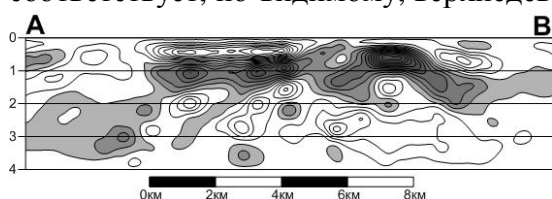


Рис.4. Вертикальный спектрально-азимутальный гравитационный разрез

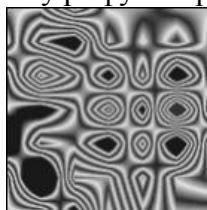


Рис.5. Структурный SPR-фильтр

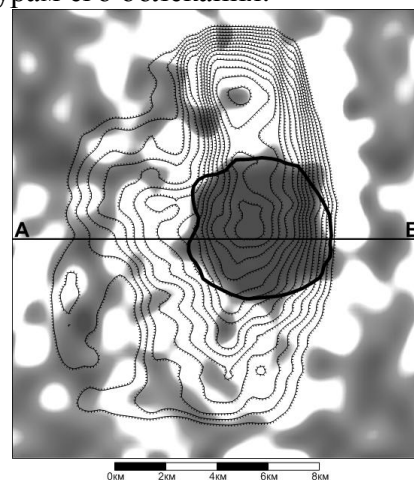


Рис.6. Карта изолиний дисперсии аномалий-1 на структурных SPR-аномалиях

Следует отметить, что оценка абсолютных глубин до выделенных аномальных неоднородностей по таким разрезам без использования данных сейсморазведки может быть выполнена только весьма приближенно. Но об относительных их глубинах можно судить достаточно уверенно.

В узловой части проявленной гравиметрией сетки тектонических нарушений (рис.2, 3) расположен верхнедевонский риф, контур которого показан на рисунках.

Кроме того, на рис.6 видно, что этот риф расположен в центре аномалии повышенной дисперсии аномалий-1, что, по-видимому, может говорить о повышенной тектонической активности участка рифа.

Аномалия повышенной дисперсии выходит далеко за пределы верхнедевонского рифа (рис.6), и эти ее продолжения тоже могут иметь определенный поисковый интерес.

Для внесения некоторой ясности в этот вопрос выполнена структурная SPR-фильтрация аномалий-1 скользящим окном, роль которого выполнял структурный SPR-фильтр (рис.5), рассчитанный с использованием града аномалий-1 и контура верхнедевонского рифа.

Структурная SPR-фильтрация показала, что участки, по структурным характеристикам аномалий-1 аналогичные участку верхнедевонского рифа, имеются как в пределах аномалии повышенной дисперсии, так и вне ее (показаны на рис.6 серой заливкой). Однако они менее структурно контрастны и многие из них значительно меньше показанного верхнедевонского рифа по размерам. Что, впрочем, может не умалять их поискового значения (особенно в пределах аномалии повышенной дисперсии).

При этом вполне вероятно, что и другие узловые участки тектонической сетки и ее осложнений, не отмеченные структурной SPR-фильтрацией (из-за того, что они обладают

иными структурными характеристиками аномалий-1 относительно участка самого показанного рифа) (рис.2, 3), также имеют поисковое значение.

При наложении на аномалии-1 изопахит кровли пермских рифов заметно, что почти все поднятые участки этих рифов полностью, реже фрагментарно, расположены в положительных аномалиях-1 (рис.7), показанных на этом рисунке серой заливкой. Поднятые участки соляной кровли и участки увеличения мощности солей, наоборот, расположены преимущественно в отрицательных аномалиях-1 (рис.8, 9), показанных на этих рисунках серой заливкой, что связано с их повышенной трещиноватостью [1].

Все это может объясняться активностью в периоды осадкоформирования и в последующем тектонических нарушений, проявленных в виде сетки линейных гравитационных аномалий и их осложнений (рис.2, 3), которые и обусловили расположение вдоль них как неоднородностей с повышенной плотностью пермских рифов, так и зон повышенной трещиноватости соляной толщи, включающих участки ее поднятий.

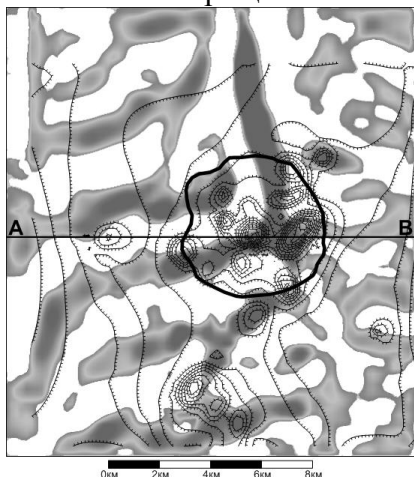


Рис.7. Карта изопахит кровли пермских рифов на положительных аномалиях-1

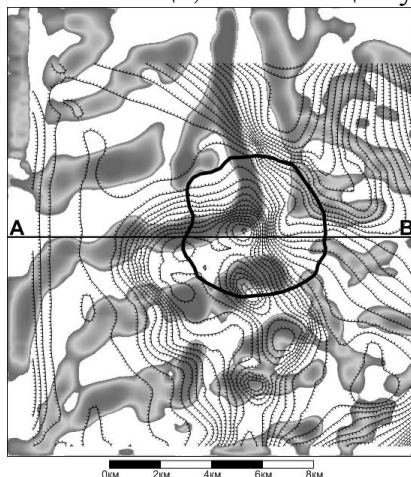


Рис.8. Карта изопахит соляной кровли на отрицательных аномалиях-1

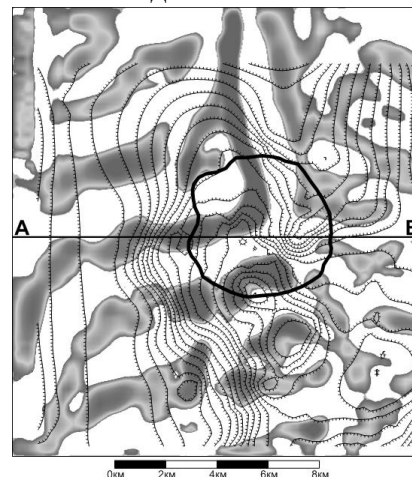


Рис.9. Карта изомощности соляной толщи на отрицательных аномалиях-1

Вероятно, подобные зоны повышенной трещиноватости существуют и в верхнедевонском рифе и в структурах их облекания, причем, можно ожидать, что пространственно они расположены в тех же зонах отрицательных гравитационных аномалий-1, секущих риф. Что, несомненно, отражается на структурных неоднородностях нефтяных залежей и должно учитываться при проведении поисково-разведочных работ.

Таким образом, использование методик ГЕОНОМ позволило в весьма сложных геологических условиях получить дополнительную информацию о структурных особенностях залежей солей и нефти исследуемого участка, использование которой в комплексе с данными сейсморазведки и бурения, а также с результатами интерпретации данных гравиметрии другими современными методами, может увеличить эффективность поисково-разведочных работ как на соли, так и на нефть.

Литература

1. Бычков С.Г. Современные технологии интерпретации гравиметрических данных при исследованиях на нефть и газ, Электронный научный журнал "Нефтегазовое дело", 2005, №1, URL: http://www.ogbus.ru/authors/Bychkov/Bychkov_1.pdf
2. Yudakhin F.N., Alexandrov S.P., Gubaydullin M.G. «GEONOM» technologies: new trend in geological prognostication. // Annales Geophysical. European Geophysical Society. XXII General Assembly. – Vienna, Austria, 21-25 April, 1997, p.54.

УДК 550.83 (26)

**ТЕНДЕНЦИИ В РАЗВИТИИ РЫНКА ГЕОФИЗИЧЕСКИХ УСЛУГ НА
РОССИЙСКОМ ШЕЛЬФЕ**

Ю.П. Ампилов

yury@ampilov.ru

Представительство компании Petroleum Geo-Services (PGS) в России;

МГУ им. Ломоносова, Москва, Россия

The development of the market of geophysical services on the Russian shelf is discussed in the report. Particular attention is given to conducting comprehensive marine geophysical surveys.

Россия обладает самым большим по площади шельфом в мире. В то же время его изученность геофизическими методами в десятки и сотни раз ниже, чем на сопредельных акваториях. Объясняется это не только сложными природно-климатическими условиями Арктики и Дальнего Востока, но и во многом сложившимися в России механизмами недропользования, которые в корне отличаются от общепринятой международной практики. В настоящее время в мире уже до половины объемов морских геофизических работ проводится не по договорам с держателями лицензий на участки акваторий, а на так называемой мультиклиентной основе, которая может предусматривать несколько вариантов. Например, сервисные геофизические компании проводят такие работы либо за свой счет и на свой риск в надежде потом продать данные нескольким добывающим компаниям. Либо они организуют предварительную подписку среди заинтересованных добывающих компаний на предполагаемые объемы работ. Или по соглашению с правительствами прибрежных государств (или уполномоченными национальными госкомпаниями) приурочивают мультиклиентные работы к предстоящим лицензионным тендерам, и результаты этих геофизических исследований становятся обязательными к покупке участниками лицензионных раундов. В последнем случае национальные комитеты по недропользованию фактически бесплатно получают информацию о своих собственных недрах без бюджетных затрат. Существуют и другие схемы мультиклиентных работ, в том числе и на распределенных участках недр с согласия недропользователей, которые намерены привлечь дополнительных инвесторов в разведку и разработку своих участков. Все эти схемы позволяют нефтегазовым компаниям получить качественные геофизические данные за меньшие деньги, а геофизическим компаниям избежать затяжных и бюрократизированных тендерных процедур при заключении контрактов, а также строить свои собственные стратегии изучения акваторий. Однако в этом случае им требуется проводить весьма грамотную маркетинговую политику, способную предвосхитить желания потенциальных заказчиков. Иначе они могут остаться в убытке. Это может быть сделано только на основе глубокого понимания геологической ситуации в регионе. К сожалению, в России механизм мультиклиентной съемки фактически запрещен. Это долгое время являлось тормозом для разворота активных геологоразведочных работ на шельфе, поскольку средств, выделяемых из госбюджета было явно недостаточно. Министерство природных ресурсов (МПР) выступало за введение данного механизма для изучения шельфа, но безуспешно.

Однако в последние два года в России наметился серьезный рост объемов морских геофизических работ. Это связано, прежде всего, с тем, что две крупнейшие российские добывающие компании – ОАО «ГАЗПРОМ» и ОАО «НК «РОСНЕФТЬ» получили исключительные права на разведку и освоение шельфа. В кратчайшие сроки им без конкурса переданы многочисленные лицензионные участки, некоторые из которых отличаются беспрецедентными размерами, измеряемыми многими десятками и даже сотнями тысяч квадратных километров (рис. 1,2)

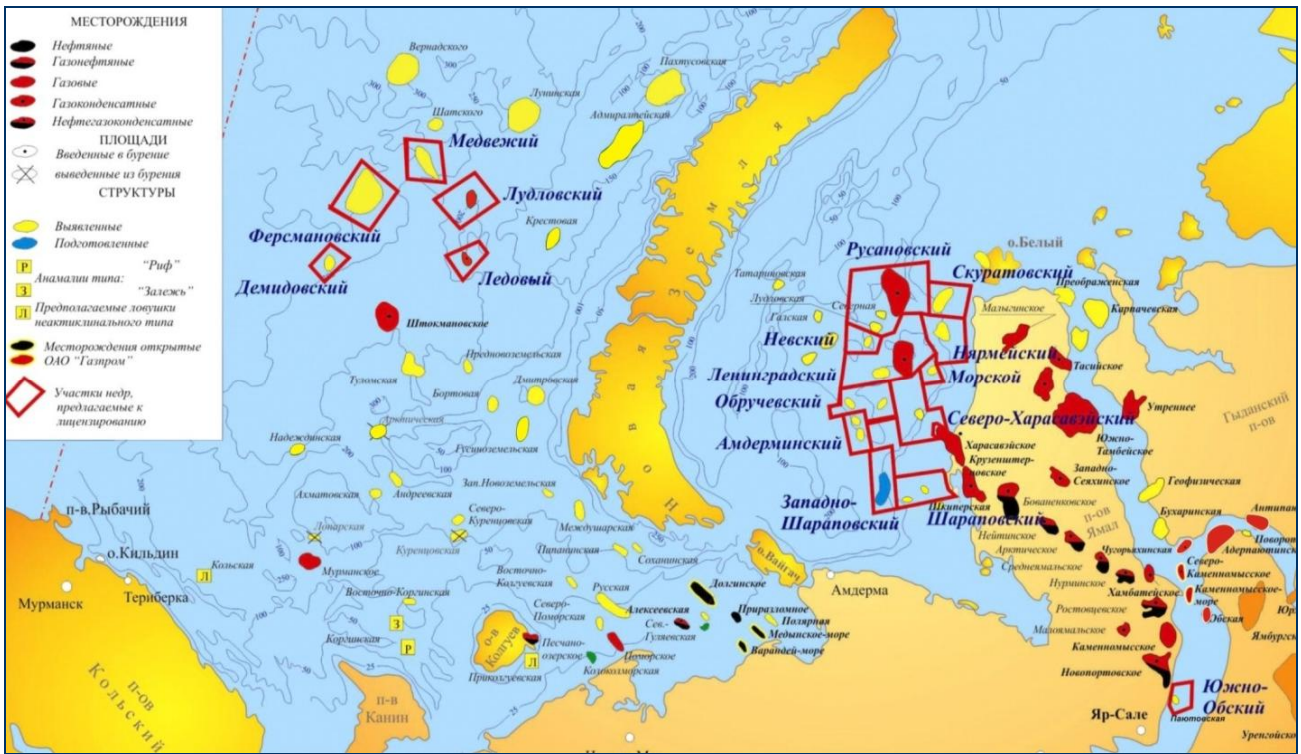


Рис.1. Блоки ОАО «Газпром в Баренцево-Карском регионе»

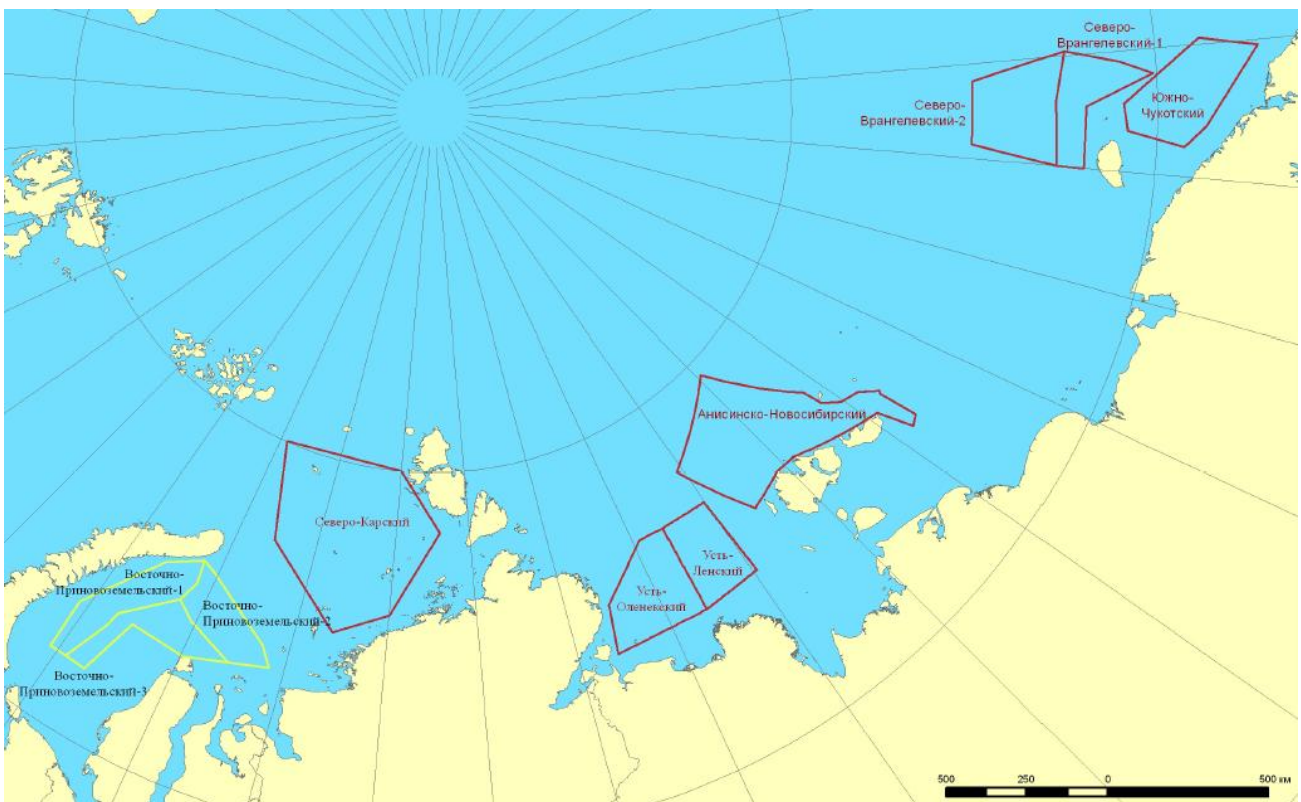


Рис. 2. Блоки ОАО «НК «Роснефть» в морях Восточной Арктики.

Тем самым государство с себя практически сняло сколько-нибудь значимые обязательства в изучении собственного шельфа. Поставленные перед необходимостью выполнять лицензионные обязательства вышеназванные компании резко активизировали

41-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского, 2014 г.

свою деятельность, заказывая геофизические съемки на принадлежащих им лицензионных участках.

Основной объем планируемых на ближайшие годы работ приходится на сейсморазведку. Он исчисляется более, чем 150 тысячами погонных километров работ 2D и десятками тысяч квадратных километров съемок 3D. Но и другим геофизическим методам есть место в данных исследованиях. Так, большинство сейсморазведочных работ будут сопровождаться попутными набортными гравимагнитными съемками. Кроме того, на отдельных участках предусмотрено применение электроразведки в различных модификациях.

Главным недостатком такой стратегии является сосредоточенность работ на локальных участках и отсутствие возможности изучения региональных закономерностей. Для этих целей остается только механизм совместных научных исследований российских и зарубежных компаний. Несмотря на серьезные бюрократические препоны имеется положительный опыт таких работ, осуществленных в последние 2-3 года в рамках программы «Геология без границ» с участием зарубежных компаний ION, PGS и других.

Нельзя не упомянуть еще одного механизма проведения региональных работ, связанного с тем, что в ближайшее время Россия намерена вновь подать заявку в международное сообщество об установлении внешней границы континентального шельфа в Арктике. И главным аргументом должна стать геология. А именно, требуется обосновать, что хребты Ломоносова и Менделеева и другие структурно-тектонические элементы глубоководной части Северного Ледовитого океана также являются продолжением российского шельфа. В этой связи проводится немалый объем региональных геофизических работ в высоких широтах, финансируемых по большей части из государственного бюджета.

Далее в докладе анализируются выполненные и планируемые геофизические работы в разных районах российского шельфа на различных лицензионных участках, а также связующие региональные исследования. Приводятся краткие сведения о применяемых современных технологиях морских работ: сейсморазведки 2D, 3D и 4D, а также новейших комплексных геофизических технологиях при совмещении на одном судне сейсморазведки, электроразведки, а также гравиметрии и магниторазведки.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ю.П. Ампилов. От сейсмической интерпретации к моделированию и оценке месторождений нефти и газа. М., Геоинформмарк, 2008, 386 с.
2. Yu. P. Ampilov. From Seismic Interpretation to Modelling and Assesment of Oil&Gas Fields. EAGE Publications, The Netherlands, 2010, 276 pages.
3. Ю.П. Ампилов. Арктический госрезерв? - *Oil & Gas Journal Russia*, август 2011, с.46-51. (www.ampilov.ru)

УДК 550.837

**ИССЛЕДОВАНИЕ ВОЗМОЖНОСТИ ПРИМЕНЕНИЯ ШИРОКОПОЛОСНОГО
ИЗМЕРИТЕЛЬНОГО КАНАЛА ДЛЯ МНОГОЧАСТОТНОГО ИНДУКЦИОННОГО
ЗОНДИРОВАНИЯ**

*Е.В. Арзамасцев, П.Ф. Астафьев, В.С. Вишнев, А.Д. Коноплин
pbs002@mail.ru*

Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург, Россия.

Abstract. Experimental estimation of data quality of multifrequency electromagnetic sounding by harmonics of square wave sounding signal by broadband measurement system is obtained. Data, acquired in silent environment and with presence heavy industrial noises are compared.

Возбуждение среды сигналом прямоугольной формы широко применяется в различных методах электроразведки. Распространённость этого вида сигнала объясняется простотой реализации силовой части генератора, высоким коэффициентом полезного действия, большой величиной амплитуды первой (основной) гармоники сигнала по отношению к пиковой амплитуде сигнала. При этом сигнал содержит гармонические составляющие более высоких частот, амплитуда которых убывает обратно пропорционально отношению частоты гармоники к основной частоте. При использовании одночастотного узкополосного измерителя форма сигнала не имеет особого значения, поскольку выделяется только первая гармоника сигнала, однако, если использовать широкополосный высокочастотный измеритель, то можно регистрировать набор высших гармоник и таким образом выполнять многочастотное электромагнитное зондирование с одновременным возбуждением среды в широком частотном диапазоне. Такая возможность может быть необходима при бесконтактном зондировании среды в движении. Измерения на частотах гармоник выполняются в некоторых методах электроразведки [1], однако целью данного исследования было получение количественных оценок полезного сигнала высокочастотных гармоник и помех в разных условиях работы, разрешающей способности цифровой программной фильтрации и возможностей широкополосной аппаратуры для решения таких задач.

Для проведения эксперимента была использована аппаратура аудиоманнителлурического зондирования (АМТЗ) АМТ-02 и генератор аппаратуры малоглубинного индукционного зондирования МЧЗ-11, аналогичной описанной в [2]. Измерение сигнала проводилось в полевых условиях, где уровень помех относительно низок и в условиях города, где широко распространены различные виды помех. Эксперимент в полевых условиях выполнялся на двух разносах 50 и 100 м с моментом диполя $10 \text{ А}\cdot\text{м}^2$ и $250 \text{ А}\cdot\text{м}^2$ соответственно. Основная частота возбуждения — 125 Гц. Кроме сигнала магнитного поля, также регистрировался сигнал тангенциальной составляющей электрического поля ($E\varphi$) и опорный сигнал мгновенной амплитуды тока в контуре возбуждающего диполя. При эксперименте в городских условиях регистрировались только составляющие магнитного поля при разносе 200 м и двух основных частотах — 122,0703 Гц и 125 Гц. Момент диполя составил $1000 \text{ А}\cdot\text{м}^2$. Во всех экспериментах регистрация сигнала выполнялась аппаратурой АМТ-02 с индукционными магнитными датчиками. Длительность каждой записи поля составила 20,13 сек. при интервале дискретизации 24 мксек (838656 выборок в каждой записи). Разрядность квантования АЦП аппаратуры — 24 бита, ширина полосы пропускания — 10 кГц.

На рис. 1. приведены примеры полученного первичного широкополосного сигнала. Хорошо видно, что в полевых условиях общий уровень помех относительно невелик, но визуально полезный сигнал слабо различим и выделяется в виде пиковых выбросов. В условиях города на первичной записи визуально выделить полезный сигнал практически невозможно, так как амплитуда помехи превышает амплитуду полезного сигнала более, чем в 100 раз.

41-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского, 2014 г.

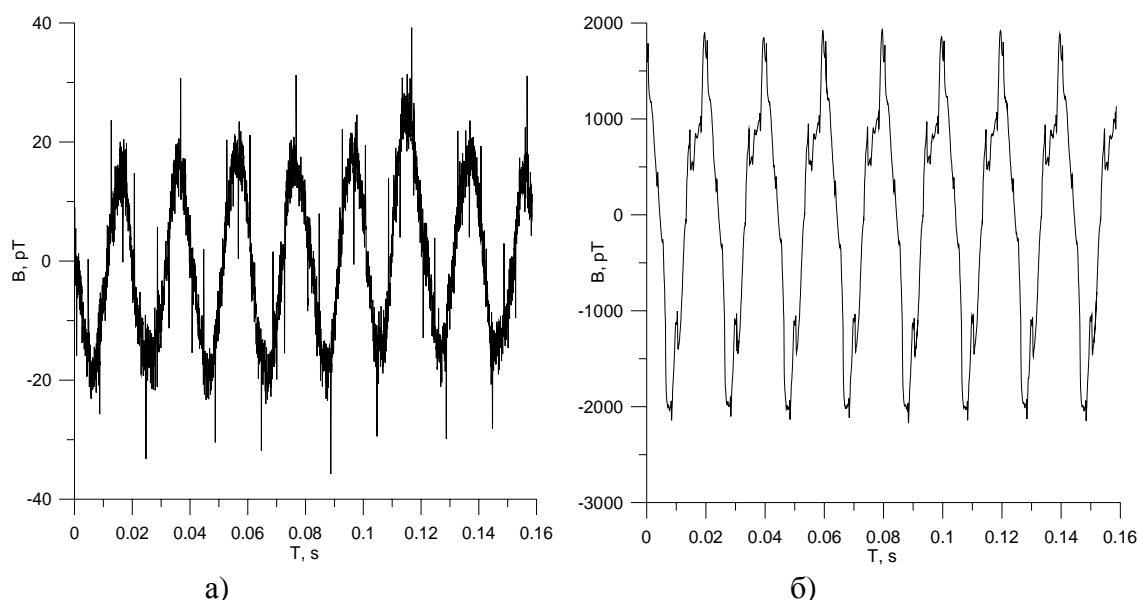


Рис. 1. Фрагмент записи первичного сигнала радиальной горизонтальной составляющей магнитного поля (H_r): а) — в полевых условиях (разнос 50 м); б) — в условиях города.

Для получения представления сигнала в частотной области было выполнено быстрое преобразование Фурье по 838656 точкам с использованием плосковершинной (измерительной) весовой оконной функции. Частотный интервал между коэффициентами Фурье составил 0,0496 Гц, ширина полосы пропускания — 0,185 Гц. Полученные в результате этой операции коэффициенты Фурье использовались для дальнейшего анализа данных. На рис. 2 показаны фрагменты амплитудных спектров того же сигнала в частотной области. В таком представлении уже видно, что полезный сигнал генератора, записанный в полевых условиях, значительно превышает уровень фоновой широкополосной помехи, а от помехи промышленной сети хорошо отстроено по частоте. На рисунке видны спектральные пики первых нечетных гармоник (с 1 по 13).

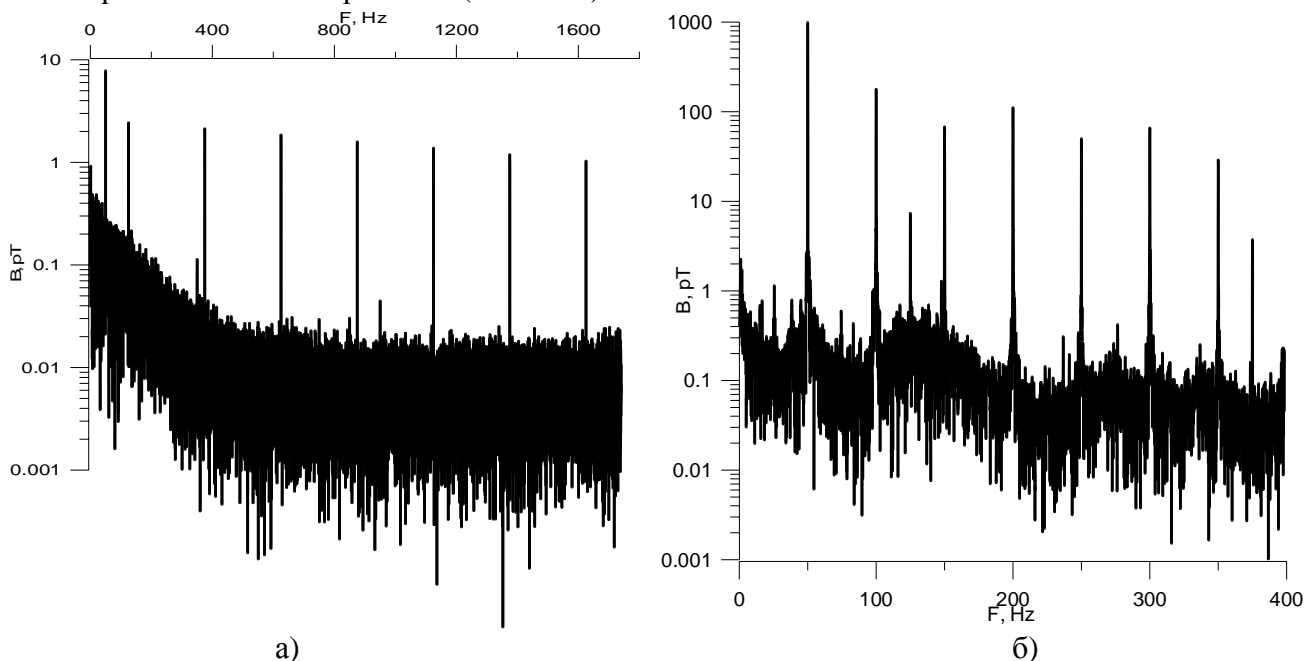


Рис. 2 Амплитудные спектры сигнала горизонтальной составляющей магнитного поля H_r : а) — в полевых условиях (разнос 50 м); б) — в условиях города. Основная частота 125 Гц.

В условиях города помеховая обстановка значительно тяжелее, но полезный сигнал выделяется на фоне широкополосной помехи и отделяется от промышленной (50 Гц). На

рис.2 б) показаны спектральные линии 1 и 3 гармоник частоты 125 Гц и гармоники частоты 50 Гц, значительно превышающие их по амплитуде.

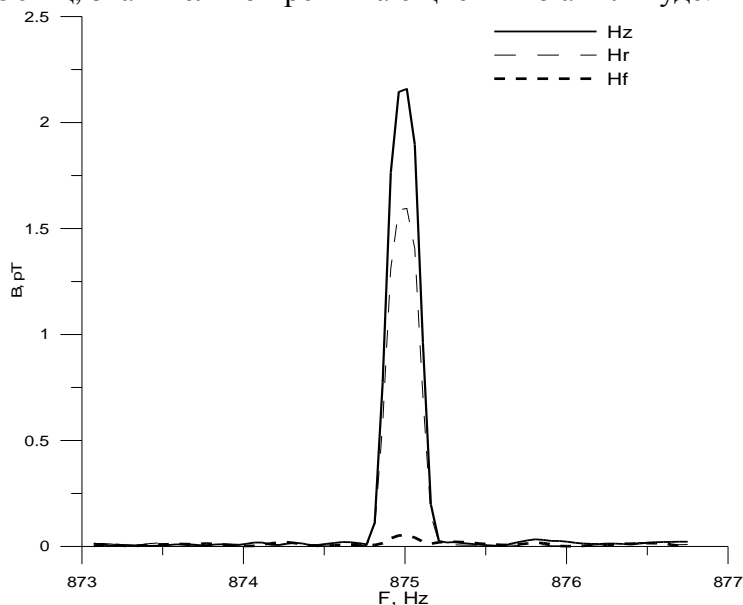


Рис. 3. Форма спектрального пика полезного сигнала на частоте 875 Гц (7 гармоника частоты 125 Гц, амплитуды составляющих магнитного поля).

По значениям полученных коэффициентов Фурье были выполнены оценки следующих величин:

- амплитуды полезного сигнала трёх составляющих магнитного поля и одной — электрического для основной частоты и гармоник;
- по фоновым значениям амплитудного спектра в окрестностях спектрального пика — среднеквадратичное значение шума на разных частотах (рис. 3);
- фазовые сдвиги между током в возбуждающем контуре и наблюдаемым полем по всем составляющим (при использовании опорного сигнала);
- по нескольким точкам, входящим в спектральный пик — амплитудные и фазовые отношения между составляющими наблюдаемого поля (H_z/H_r , H_z/H_φ , E_φ/H_r) и погрешность определения этих отношений;
- по отношениям H_z/H_r были построены кривые кажущегося удельного сопротивления.

Результаты эксперимента и анализа полученных данных показали хорошую разрешающую способность программного способа выделения зондирующего сигнала, широкий динамический диапазон измерителя, высокую устойчивость измерений к помехам и возможность его применения для проведения частотных электромагнитных зондирований с одновременным измерением сигнала на нескольких частотах.

Работа выполнена при частичной поддержке проектов УрО РАН № 12-У-5-1045 и № 12-Т-5-1020.

Список литературы.

1. Сокол-Кутыловский О.Л., Сарвартинов А.И. Фазовый метод электроразведки с накоплением сигнала и GPS-синхронизацией. // Известия вузов. Горный журнал № 3, 2013 г., с. 133-137.
2. Байдилов С.В., Человечков А.И. Аппаратура для высокочастотных индукционных зондирований МЧЗ-8. // Екатеринбург: Уральский Геофизический Вестник №1, 2011 г., с.4-8.

**О НЕКОТОРЫХ ВЫЧИСЛИТЕЛЬНЫХ ЭКСПЕРИМЕНТАХ ПРИ РЕШЕНИИ
ЗАДАЧИ ВЫДЕЛЕНИЯ ГЕОПЛОТНОСТНЫХ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ С
ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ПАКЕТА ПРОГРАММ «GrAnM»**

3.3. Арсанукаев

Институт физики Земли РАН, Москва

На предыдущих сессиях семинара автором неоднократно докладывались результаты исследований по аналитическому продолжению заданных на поверхности Земли значений гравитационного поля в нижнее полупространство. Результаты этих исследований нашли свое материальное воплощение в разработанном автором пакете компьютерных программ «GrAnM», который позволяет в варианте 2D и в режиме реального времени путем решения систем линейных алгебраических уравнений больших порядков (свыше нескольких десятков тысяч) определять контур области, занимаемой возмущающими массами. В результате многочисленных исследований на модельных примерах [3,4] с использованием пакета программ «GrAnM» было выяснено, что положение верхней кромки гравитирующего объекта определяется с высокой точностью исходя из того, что, при переходе через отметку, соответствующую верхней кромке аномалиеобразующего объекта, в аномальных кривых начинают зарождаться высокочастотные колебания. Местоположение центра тяжести гравитирующего объекта определяется как отметка, до прохождения которой при аналитическом продолжении вторичные колебания в аномальных кривых пока еще не увеличивают значительно амплитуд. Приблизительное положение нижней кромки определяется, исходя из полученных значений положения верхней кромки, верхних особенностей аномалиеобразующего тела и центра тяжести.

Но все эти выполненные ранее модельные исследования проводились для изолированных возмущающих масс (одиночных и однородных по плотности объектов) или для двух локальных тел с одинаковой плотностью. С практической точки зрения гораздо больший интерес, очевидно, представляет выделение геонеоднородных по плотности распределений. Вычислительные эксперименты, о которых идет речь в настоящем докладе, связаны с исследованием закономерностей, возникающих при аналитическом продолжении поля для таких более сложных моделей пространственного распределения источников гравитационного поля.

Нижеследующие модельные примеры рассматриваются в двухмерном варианте, когда разрез представляет собой совокупность прямоугольных призм бесконечной протяженности в направлении оси y , имеющих прямоугольное сечение в плоскости xz различных размеров (ось z направлена вниз) и различные избыточные плотности. Решением прямой задачи для всех наборов прямоугольных призм определяются исходные значения вертикального

градиента потенциала гравитационного поля $\frac{\partial V}{\partial z}$ расположенные на уровнях $z = 0$ и $z = -h$.

Аналитическое продолжение осуществляется в нижнее полупространство в заданный горизонтальный слой (прямоугольник), нижняя отметка которого находится на глубине 4 км. Длина профиля «измерений» на уровнях $z = 0$ и $z = -h$ равна 32 км, шаг сетки равен 200 м, число точек, в которых задаются значения поля (путем решения прямой задачи), равно 161 на каждом уровне. Таким образом, порядки матриц и векторов правой части возникающих здесь СЛАУ те же, что и в рассмотренных ранее [3,4].

Расчетная схема и результаты в графической форме для первого модельного примера представлены на рис.1. Исследуемый разрез представляет собой набор из 3 вертикальных пластов примерно одинакового размера: центральный с избыточной плотностью 0.1 г/см^3 и два боковых одинаковых, слева от центрального с отрицательной избыточной плотностью -0.3 г/см^3 , справа пласт также с отрицательной плотностью -0.4 г/см^3 . Суммарные аномальные кривые, получаемые как в результате суперпозиции решения прямых задач для 3 пластов, так и для восстанавливаемых значений поля в нижнем полупространстве имеют

сложный асимметричный вид относительно оси симметрии, но форма кривых (поведение поля) не меняется вплоть до верхней кромки разреза (фрагменты **а-в**). Это означает, что поле восстанавливается с высокой точностью. Однако по мере приближения к верхней кромке гравитационное влияние в суммарном гравитационном поле от правого пласта, с большей по абсолютной величине отрицательной плотностью чем у левого, оказывается сильнее. Что проявляется увеличением асимметрии в аномальных кривых справа по мере приближения к верхней кромке. В свою очередь это приводит к тому, что на графике функции Березкина (фрагмент **е**) вершина первого максимума справа располагается выше по вертикальной оси по сравнению с вершиной левого максимума. Таким образом, аналитическое продолжение выделяет в разрезе неоднородности, связанные с включениями, имеющими отрицательную плотность.

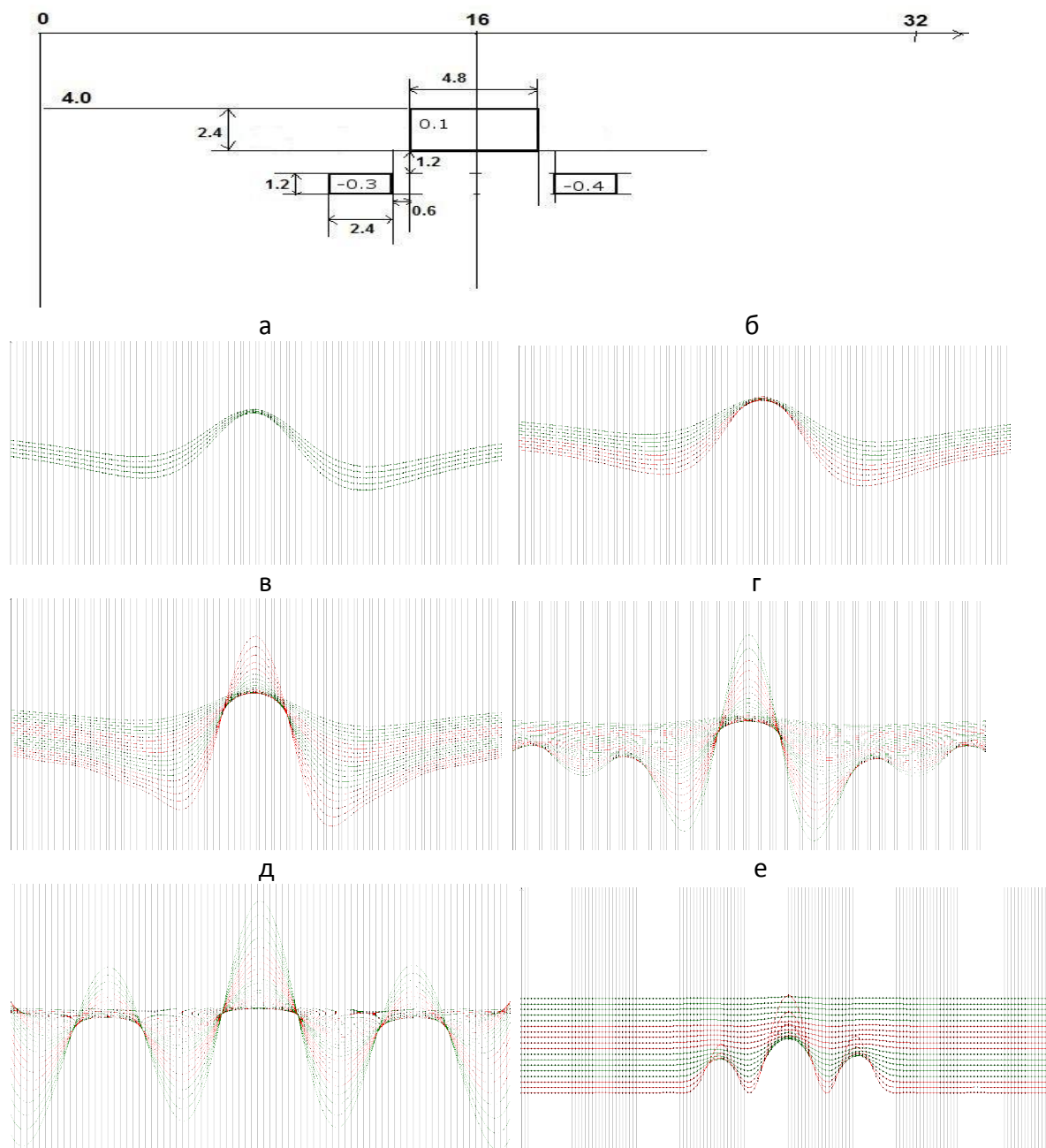


Рис. 1. Расчетная схема, аномальные кривые и графики функции Березкина восстановленных значений гравитационного поля для модельного примера трех прямоугольных призм при аналитическом продолжении в нижнее полупространство до отметки, равной: *а*- 1км (5 кривых); *б* – 2км (10кривых); *в* – 4км (20 кривых); *г* – 6.4км (32кривых); *д* – 8.8км (44кривых); *е* – функция Березкина на отметке 4км.

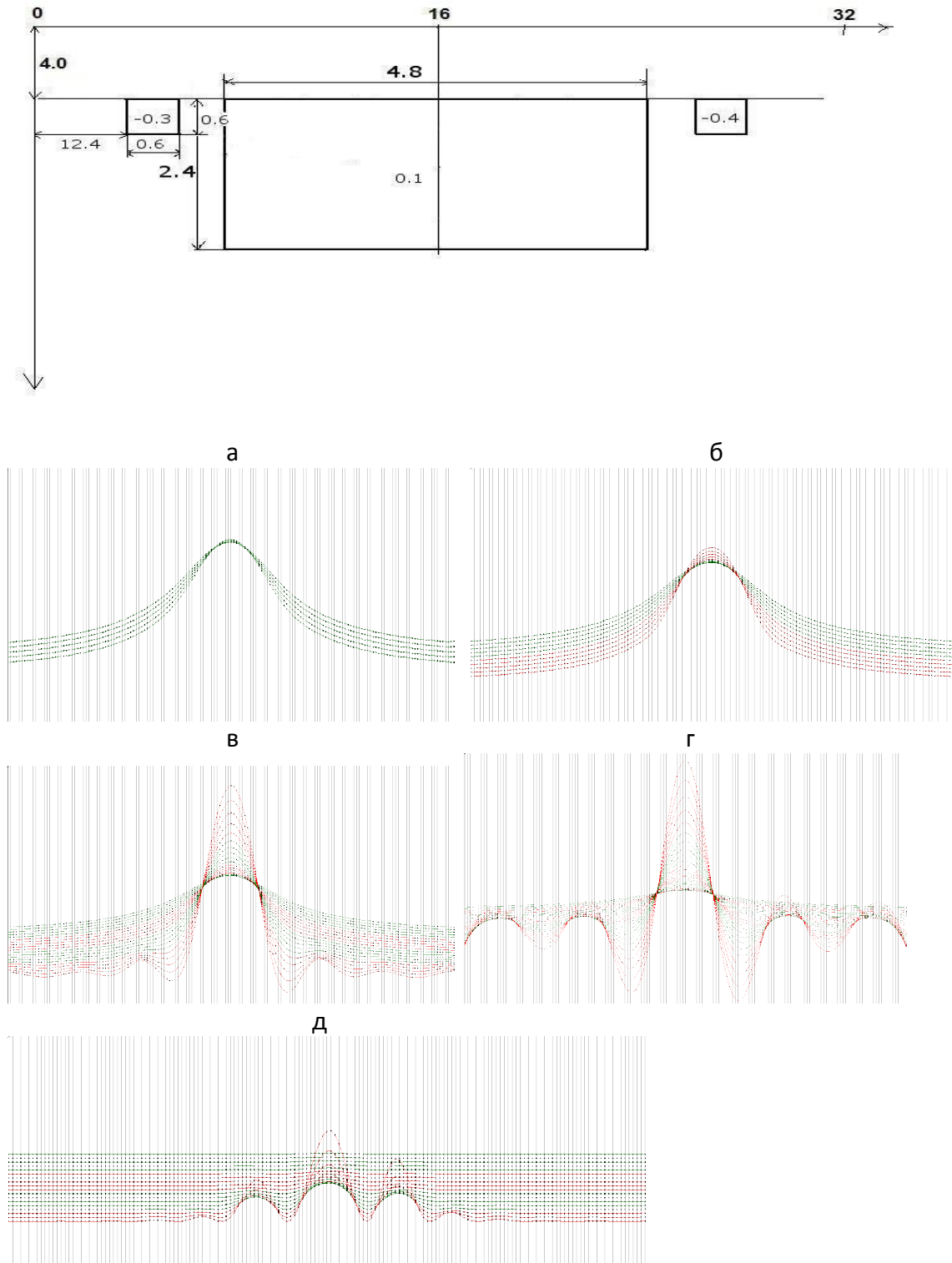


Рис. 2. Расчетная схема, аномальные кривые и графики функции Березкина восстановленных значений гравитационного поля для модельного примера трех прямоугольных призм при аналитическом продолжении в нижнее полупространство до отметки, равной: *а*- 1км (5 кривых); *б* – 2км (10кривых); *в* – 4км (20 кривых); *г* – 6.0км (30кривых); *е* – функция Березкина на отметке 4км.

При аналитическом продолжении ниже отметки верхней кромки закономерности в поведении поля аналогичны отмеченным для одиночных пластов однородной плотности (фрагменты г-д). В настоящем примере пласты имеют сопоставимые размеры и находятся вблизи друг от друга, и положение двух первых максимумов на оси x в функции Березкина

41-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского, 2014 г.

указывает на усредненное местоположение по оси x верхних особенностей, то есть технология не выделяет верхние особенности отдельных пластов.

Результаты расчетов в условиях следующего модельного примера в графической форме показаны на рис. 2. Как показано на расчетной схеме рисунка моделируемый разрез состоит из центрального вертикального пласта с избыточной плотностью 0.1г/см^3 и двух боковых вертикальных пластов значительно меньших размеров, с отрицательными избыточными плотностями (соответственно $(- 0.3\text{г/см}^3)$ для левого и $(- 0.4\text{г/см}^3)$ для правого). При аналитическом продолжении до глубин 1 км и 2 км (фрагменты **а**, **б**) мелкие неоднородности (два боковых пласта) никак себя не проявляют, и гравитационное влияние от центрального пласта перекрывает гравитационное влияние от двух боковых. Но при аналитическом продолжении до отметки верхней кромки разреза влияние двух боковых пластов проявляется очевидным образом (фрагмент **в**, **г**), а на графике функции Березкина пары вторых и третьих максимумов указывают на положение верхних особенностей для боковых пластов (фрагмент **д**). Причем величина второго максимума справа, как и следует для пласта с большей по абсолютной величине отрицательной плотностью, больше величины второго максимума слева. Отсюда следует, что в модельных условиях последнего примера установлено влияние мелких неоднородностей путем вычислительных экспериментов, с однозначным определением положения их верхних особенностей по оси x .

Таким образом, проведенные модельные исследования показывают, что закономерности, отмеченные при восстановлении значений поля для одиночных тел однородной плотности, аналогичны для неоднородных по плотности распределений. И таким образом, технология оконтуривания, о которой шла речь выше, применима и здесь за исключением положения об установлении местонахождения верхней кромки, где помимо условий указанных в соответствующем пункте, потребуются учет априорной информации, и опыт интерпретатора. Следует отметить, в заключении, что модельные испытания для сложно построенных разрезов с применением пакета программ «GrAnM» будут продолжены с построением библиотеки решений и построением атласа аномальных кривых ввиду необходимости распознавания различных типов геоплотностных неоднородностей с произвольной геометрией поверхности при применении этой технологии на практике.

Список литературы.

1. Андреев Б. А., Клушин И. Г. Геологическое истолкование гравитационных аномалий. Л.: Недра, 1965. С. 495
2. Страхов В. Н., Арсанукаев З. З. Теория дискретного гравитационного поля (двухмерный вариант) и её использование при решении задач гравиметрии // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: материалы 28-ой сессии Международного семинара им. Д. Г. Успенского, Екатеринбург, 28 января – 2 февраля 2002 г. В двух частях. Ч. II М.: ОИФЗ РАН, 2002. С. 73-77
3. Арсанукаев З.З. Аналитическое продолжение заданных значений гравитационного поля в дискретной постановке через источники в двумерном случае. Ж-л «Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле» 2009 №1. Выпуск 13.С47-57.
4. Арсанукаев З.З. О решении задачи пересчета вниз заданных значений гравитационного поля с использованием пакета программ GrAnM. Материалы 37-й сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского «Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей». 25-29 января 2010 г. Москва. ИФЗ РАН ,2010.-С.29 -34.
5. Герберт Шилдт. С# 3.0: полное руководство. 4-е изд. — М.: «Вильямс», 2009.

ТЕХНОЛОГИЯ ПРОГНОЗА АБСОЛЮТНЫХ ЗНАЧЕНИЙ ПАРАМЕТРОВ
ФИЛЬТРАЦИОННО-ЕМКОСТНЫХ СВОЙСТВ, ЛИТОЛОГИИ И
УГЛЕВОДОРОДОНАСЫЩЕНИЯ РАЗРЕЗА ПО МАТЕРИАЛАМ КОМПЛЕКСА
ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

А.А. Архипов

ООО "Геошельф-Сервис"

Abstract. Modern requirements for seismic data processing and interpretation has fallen outside of structural imaging, characterization of improved reservoir saturation properties. Services players are facing a challenge related to lithology, reservoir qualities (permeability and porosity), saturation type, oil-and-gas thickness prediction. This means the necessity of rather exact solutions-not qualitative-based approach to section parameter determination. The absence of low-frequency components of the signal as a result of inversion made it impossible to obtain a reliable estimate of elastic impedance absolute values. And as a consequence – inability to obtain absolute values of predicted parameters (such as shale volume, porosity, permeability, etc.). The main problem is that a low-frequency component (in an explicit form) in the signal obtained from seismic sensors is either not available (hardware filtering in seismic module) or excluded from the spectrum during processing. As part of the interpretation study of physical sense of wavefield special attributes our experts have directed attention to an interesting fact: in the points of some wells the integral of waveform envelope after total filtering (by complex combined filter) almost completely coincides with acoustic impedance curve on the basis of production logging data (after applying low frequency filter). Further studies have showed that the observed effect is due to the nonlinearity of geological environment. Thus, it was recognized that in a special case the nature of nonlinearity is equivalent to amplitude modulator (AM). And a signal envelope (Gilbert transform, for example) is nothing but AM signal detector. Thus, the calculation of the signal envelope after total filtering makes it possible to obtain the missing part of low frequency range of spectrum.

Keywords. seismic, non-linearity, low-frequency, inversion, absolute values.

Современные требования к обработке и интерпретации материалов сейсморазведки вышли за пределы структурных построений, определения признака улучшенных свойств коллекторов или признака их насыщенности. Перед сервисными компаниями, в настоящее время, стоят более сложные задачи определения литологии, ФЕС коллекторов, типа их насыщения и прогноза нефтегазонасыщенных мощностей. Что приводит к необходимости количественного, а не качественного определения базисных параметров разреза.

Из результатов одномерного моделирования решения обратной динамической задачи по материалам продольных волн (рис.1) очевидно, что при условии отсутствия низкочастотной (НЧ) составляющей в сигнале, в результате инверсии невозможно получить достоверную оценку абсолютных значений упругого импеданса, а как следствие и абсолютных значений прогнозируемых параметров геологического разреза (таких как: глинистость, пористость, проницаемость и др.).

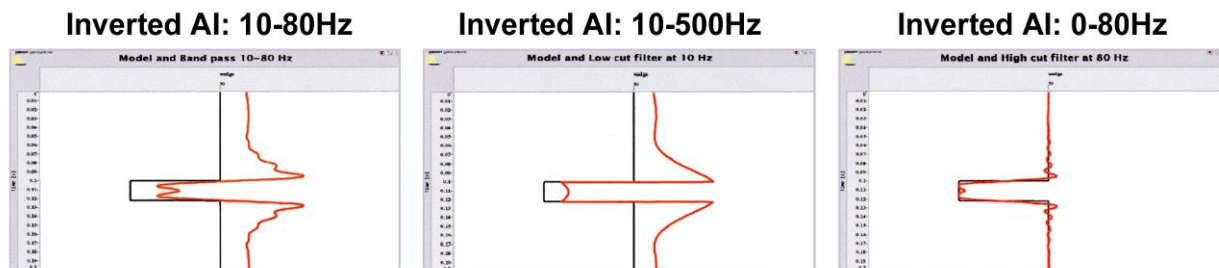


Рис.1. Результаты моделирования решения обратной динамической задачи (черная кривая - модель среды, красная - результаты инверсии). Rebecca Buxton Latimer (2000г., Leading Edge).

Основная проблема заключается в том, что низкочастотная составляющая в сигнале, полученном с сейсмических датчиков либо отсутствует (аппаратная фильтрация в модуле сейсмоустройства) либо исключается из спектра при обработке.

На рынке существуют устройства позволяющие получить сигнал широкого диапазона частот, такие как "GeoStreamer" (рис.2). Однако даже расширенного спектра, полученного при помощи данного приёмного устройства недостаточно для полноты решения обратной динамической задачи, не говоря уже о необходимости повторного проведение полевых работ.

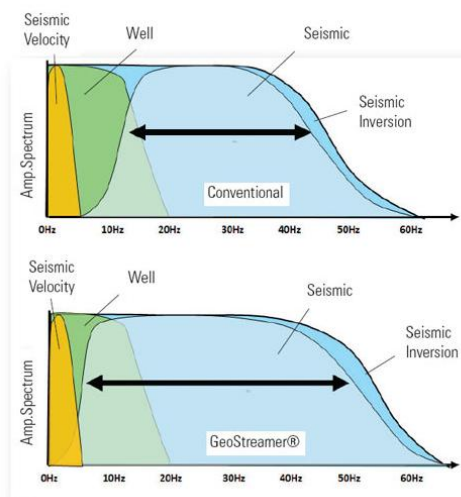


Рис.2. Формирование спектров решения обратной задачи (PGS).

Как правило, в межскважинном пространстве в качестве низкочастотного тренда используются материалы, полученные в результате кинематической обработки данных сейсморазведки и/или интерполированные скважинные кривые. Во втором случае низкочастотная составляющая теряет латеральную разрешающую способность, что может привести к существенному снижению достоверности прогноза. В первом случае, при условии хорошей согласованности результатов геофизических исследований скважин (ГИС) и кинематической обработки материалов сейсморазведки, возможно восстановить волновое поле в диапазоне от 0Гц до 3-4Гц. Но, необходимо отметить, что в подавляющем большинстве случаев, при обработке материалов сейсморазведки скважинные данные не учитываются. Так же очевидно, что переобработка полевых материалов после бурения новых скважин не всегда возможна по экономическим причинам. Даже при условии учета данных о скоростях пробега упругих волн в разрезе скважины, за её пределами возможны ошибки интерпретации в силу неоднозначности оценки эффективных скоростей по спектрам когерентности (рис.3).



Рис.3. Пример кинематической увязки материалов и неопределенности спектров когерентности.

В свою очередь незначительные погрешности определения эффективных скоростей приводят к существенным вариациям оценок пластовых скоростей пробега упругих волн. Повышение устойчивости расчета пластовых скоростей возможно за счёт увеличения окна их расчёта (до сотен миллисекунд), что приводит к сужению частотного диапазона до первых герц. Таким образом, исключив ошибки кинематического анализа, предположив, что скважинные материалы используются на этапе обработки полевых сейсмограмм, часть спектра волнового сигнала остаётся неизвестной.

В ходе исследований по интерпретации физического смысла группы специальных атрибутов волнового поля, специалисты нашей компании обратили внимание на интересную особенность: в точках ряда скважин интеграл огибающей сигнала, предварительно обработанного сложным фильтром, практически полностью совпадал с кривыми акустического импеданса по ГИС (после предварительной фильтрации НЧ).

Дальнейшие исследования показали, что наблюдаемый эффект связан с нелинейностью геологической среды (идеализированный случай квадратичной нелинейности изображен на рис.4). Таким образом было установлено, что, в частном случае, характер нелинейности среды эквивалентен амплитудному модулятору (АМ). А огибающая сигнала - ничто иное, как детектор АМ сигнала.

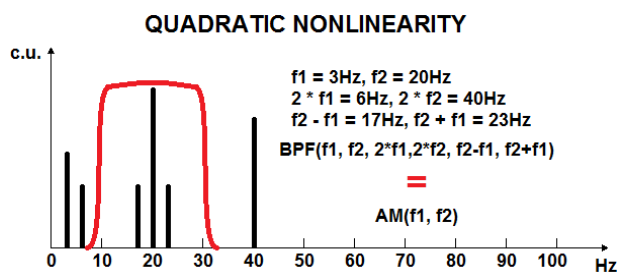


Рис.4. Квадратичная нелинейность.

Таким образом расчёт огибающей сигнала, предварительно обработанного сложным фильтром, позволяет получить недостающую часть НЧ спектра.

По результатам исследований был реализован модуль ПО комплекса "ЛИТОСКАН", после чего были проведены испытания разработанной технологии на объектах Северного Каспия, Западной Сибири и Республики Башкортостан. На рис.5 приведен пример сопоставления разреза интервальных скоростей (в верхней части) и разреза скоростей, определённых по описанной выше методике (в нижней части).

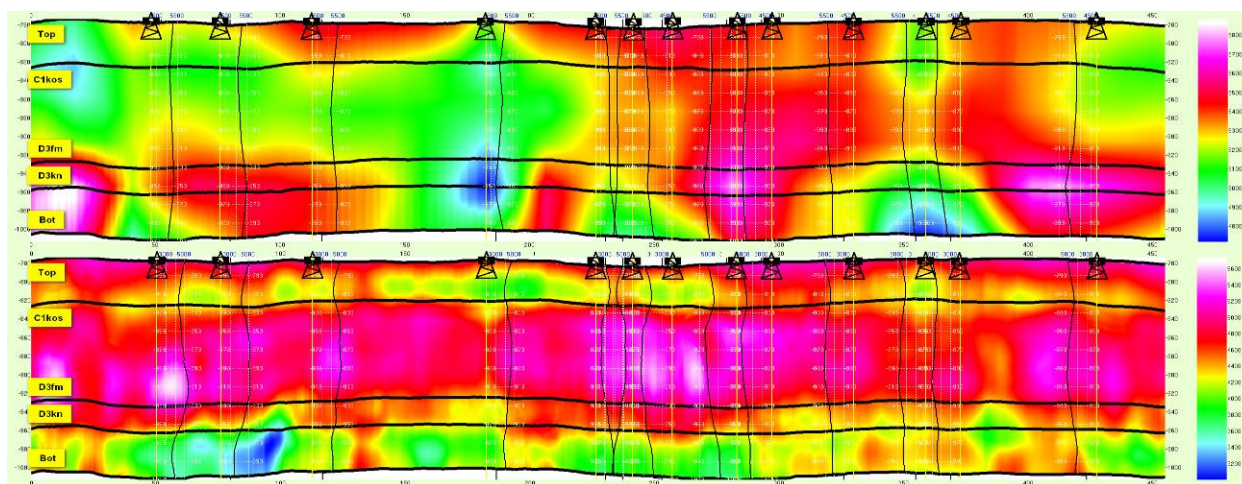


Рис.5. Временной разрез интервальных скоростей пробега продольной волны и скоростей пробега продольной волны, определённых по нелинейным эффектам (профиль проходит через 13 опорных скважин).

Применяя данный подход становится возможным прогнозирование полей абсолютных значений параметров ФЕС, литологии и УВ-насыщения. Локализация потенциальных объектов схожа с процедурой расчета граничных значений по материалам геофизических исследований скважин. На рис.6 изображен пример прогноза литологического разреза с нанесённой оценкой типа флюидонасыщения коллекторов, определенной по граничным значениям параметров эталонных скважин ("ЛИТОСКАН").

41-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского, 2014 г.

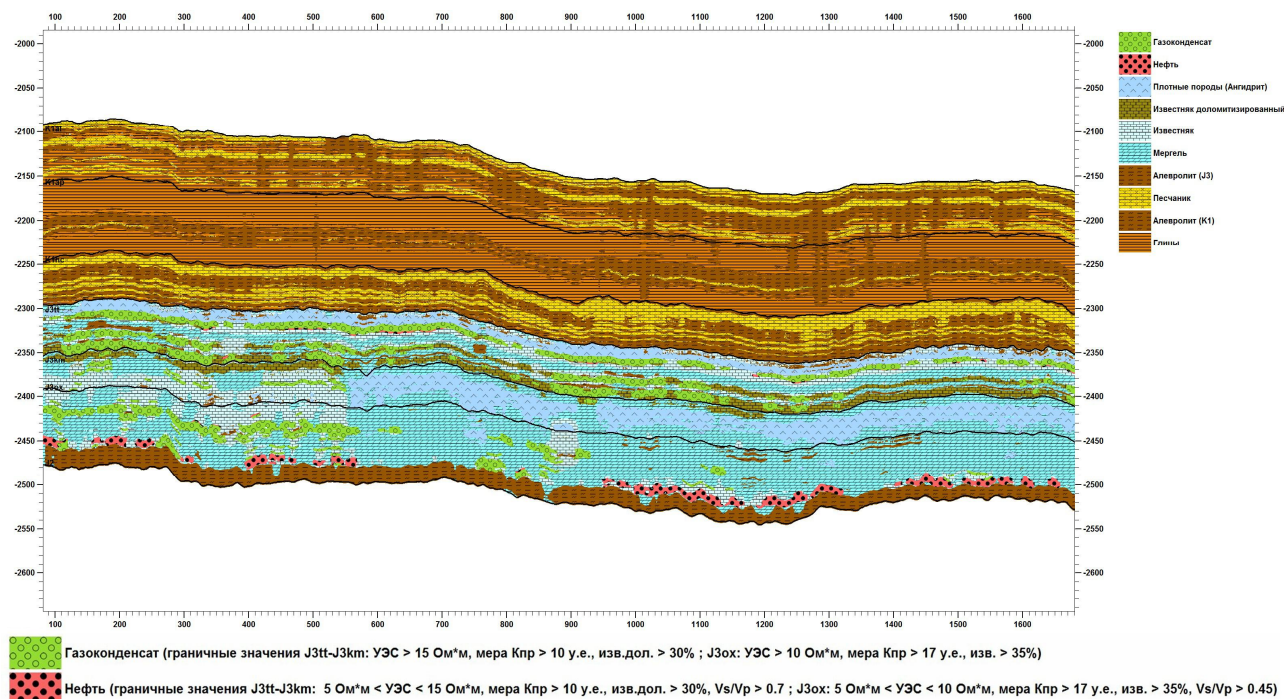


Рис.6. Прогнозный литологический разрез с нанесенным типом флюидонасыщения коллектора (граничные значения параметров эталонных скважин приведены в нижней части рисунка).

Предлагаемая технология расширения спектра волновой записи не имеет аналогов на рынке сервисных услуг, актуальность комплексирования изложенного подхода со всеми, без исключения, методами решения обратной динамической задачи - очевидна.

По результатам исследований подана заявка на патент: "Способ и технологический комплекс для анализа нелинейных свойств среды с целью расширения спектра регистрируемого волнового сигнала".

Список литературы:

1. Николаев А.В. Проблемы нелинейной сейсмологии. Под ред. А.В.Николаева и И.Н.Галкина. Наука, М, 1987
2. Зейгарник В.А., Ключкин В.Н., Кузнецов А.Н. Сейсмические приборы. 2009, Т. 45, № 3, с.41-47
3. Шулакова В.Е. Нелинейные свойства вибросейсмических волновых полей и их использование для прогнозирования коллекторских свойств резервуаров. 2007, автореф. дисс. канд. физ.-мат. наук
4. R.L. Buxton, R. Davison. An interpreter's guide to understanding and working with seismic-derived acoustic impedance data. 2000, The Leading Edge

УДК 550.8.05

АЛГОРИТМ ПРОГНОЗА ОРУДЕНЕНИЯ ПО КОМПЛЕКСУ БИНАРНЫХ ПРИЗНАКОВ ПРИ МАЛЫХ ОБУЧАЮЩИХ ВЫБОРКАХ

П.С. Бабаянц

bab@aerogeo.ru

ЗАО «ГНПП «Аэрогеофизика», Москва, Россия

An algorithm for pattern recognition with training on standards for small amounts of the learning sample, based on the theory of combinatorics.

Одной из важнейших задач региональных геолого-геофизических работ является оценка ресурсного потенциала территорий. На ранних стадиях исследований, при дефиците априорной геолого-геофизической информации, одним из наиболее эффективных путей такой оценки является использование алгоритмов распознавания образов с обучением на эталонных объектах.

В ЗАО «ГНПП «Аэрогеофизика» для решения подобных задач обычно используется алгоритм [1], который с успехом используется при решении задач прогноза различных типов минерального сырья, в разных геолого-ландшафтных условиях. Однако наиболее эффективно он работает при задании эталона контуром полигона (например, проекции контуров рудных тел на дневную поверхность), при статистически представительном числе точек, занятых эталоном. Однако в случае мелкомасштабных исследований размеры эталонных объектов могут оказаться соизмеримыми с разрешающей способностью данных, используемых для прогноза, вследствие чего объем обучающей выборки может оказаться крайне малым, в предельном случае – всего в одну точку. Это приводит к необходимости использования для обучения искусственных конструкций (ближайшую окрестность к точке, в которой задан эталон, в той или иной форме), что существенно снижает эффективность алгоритма.

Нами для решения подобного рода задач как правило используются комплексные аэрогеофизические данные, обычно включающие 10 каналов исходной информации (магнитное поле, 4 компоненты поля радиоактивности, эффективные сопротивления на 4-х частотах, цифровую модель рельефа), дополненные априорными геолого-геофизическими данными, различными трансформантами и комбинациями исходных параметров. Количественные данные кроме того представляются в форме набора бинарных признаков, полученных в результате применения специальной процедуры кластеризации. С учетом того, что общее число параметров, используемых для прогноза, обычно не менее 40, а каждый в процессе кластеризации разбивается еще на 10-20 градаций, всего для анализа используется несколько сотен бинарных признаков.

С учетом структуры исходных данных, наиболее эффективным для решения поставленной задачи представляется использование аппарата комбинаторного анализа. Предлагаемый алгоритм прогноза предполагает следующий граф обработки.

1. Определяется набор бинарных признаков, встреченных в точке (точках) задания эталона. Предполагается, что в их число входят некоторое количество информативных (свойственных этому эталону) признаков, некоторое число нейтральных (безразличных для этого эталона) и, возможно, незначительное количество случайно попавших в выборку признаков с отрицательной информативностью.

2. Задается порог принятия решения в форме количества признаков из эталонной совокупности и определяются точки, в которых число совпадений признаков с эталонной выборкой превышает заданный порог, они формируют первое приближение к решению.

3. Выполняется селекция признаков по информативности на основе анализа ковариационной матрицы признаков из эталонной выборки. Для бинарных признаков парные коэффициенты ковариации записываются выражением:

$$\text{cov}(B_i, B_j) = p(B_j) \cdot [p(B_i/B_j) - p(B_j)], \text{ где}$$

$p(B_i)$, $p(B_j)$ - априорные вероятности i -го и j -го признаков соответственно, $p(B_i/B_j)$ - условная геометрическая вероятность наличия i -го признака в поле развития j -го признака. Если частота встречаемости парной комбинации признаков в выборке первого приближения существенно превосходит ту, которая определяется парным коэффициентом ковариации для всей площади исследований, то признаки относятся к числу информативных. В противном случае они являются неинформативными, либо обладают по отношению к объекту отрицательной информативностью.

4. Формируется второе приближение к решению с использованием информативных признаков. Компактность решения можно регулировать изменением порога принятия решения, т.е. минимального числа совпадений информативных признаков в одной точке.

Описанный алгоритм был с успехом опробован при прогнозе редкометального, золотого и уранового оруденения по результатам региональных (масштаба 1:50 000) работ на ряде площадей Забайкалья.

Литература:

1. Бабаянц П.С. Алгоритм решения прогнозно-поисковых задач в рамках вероятностно-статистического подхода для качественных признаков. // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1990, №1.

УДК 550.831.016

ВЛИЯНИЕ ПОГРЕШНОСТИ АППРОКСИМАЦИИ РЕЛЬЕФА НА ТОЧНОСТЬ АЭРО- И НАЗЕМНЫХ ГРАВИМЕТРИЧЕСКИХ СЪЕМОК

П.С. Бабаянц, Г.И. Бровкин, В.Е. Могилевский

bab@aerogeo.ru

ЗАО «ГНПП «Аэрогеофизика», Москва, Россия

Estimates of the approximation error in relief correction for airborne and ground gravity. The error value is 12 mGal for ground data and 2 mGal for airborne data if error of approximation 400 m.

Для оценки использовались данные аэро- и наземных гравиметрических съемок, выполненных на Северо-Восточной площади в пределах листов R-53 ÷ R-57. Выбранный для сравнительных расчетов фрагмент площади характеризуется относительно высокой степенью изрезанности дневного рельефа (рис. 1).

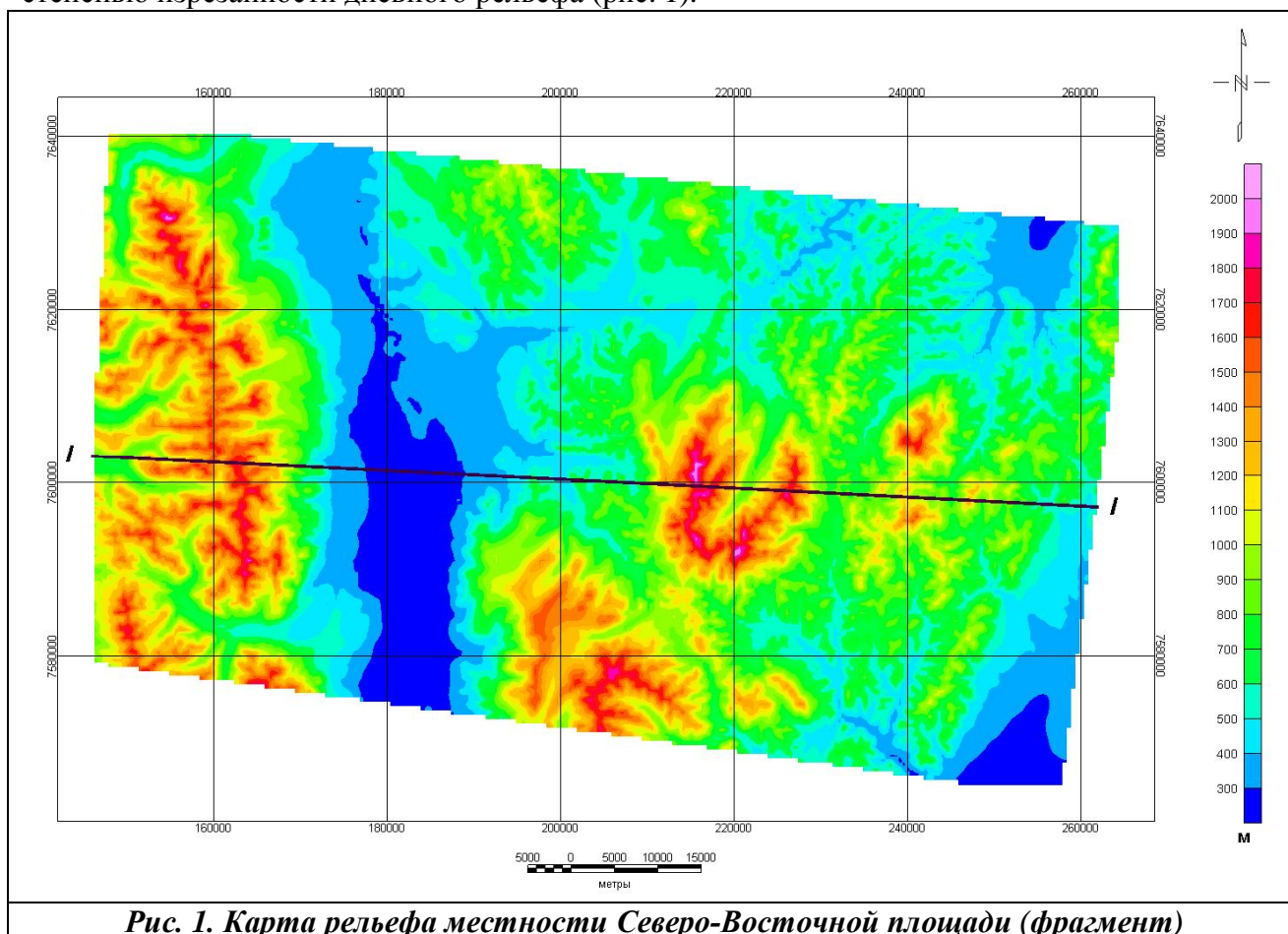


Рис. 1. Карта рельефа местности Северо-Восточной площади (фрагмент)

Изначально обработка данных наземной гравиметрической съемки выполнялась специалистами ГУГП «Якутскгеология». Для вычисления поправок за рельеф использовался ресурс GTOPO30 (Global 30 Arc second Elevation Data Set) с шагом матрицы 30 угловых секунд, что составляет в этих широтах сеть порядка 925×350 м. Непосредственно расчет поправок выполнялся с помощью модуля Gravity – Terrain Correction пакета программ OASIS_Montaj (Geosoft Inc, Канада).

Обработка аэрогравиметрических данных выполнялась специалистами ГНПП «Аэрогеофизика». Для вычисления поправок за рельеф использовались результаты оцифровки топокарт масштаба 1:200 000, представленные в векторной форме. Непосредственно расчет поправок выполнялся с помощью программы RelMASS (А.А.

41-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского, 2014 г.

Трусов). Эта модель рельефа, имеющая лучшее разрешение, использовалась и для сравнительной оценки погрешности аппроксимации.

На первом этапе было выполнено сравнение величин поправок для наземной съемки, вычисленных как с модулем Gravity – Terrain Correction, так и с программой RelMASS. Учет влияния ближней зоны осуществлялся в радиусе 40 км с использованием матрицы 100*100 м, составленной по векторным данным. Учет влияния дальней зоны осуществлялся в радиусе 200 км с использованием матрицы 500*500 м. Результаты вычислений с альтернативными программными средствами оказались абсолютно идентичными.

Затем выполнялось вычисление полной поправки за рельеф (притяжение масс, расположенных между поверхностью геоида и дневным рельефом) для наземной съемки (с помощью модуля Gravity – Terrain Correction) и для аэрогравиметрии (с помощью программы RelMASS, для реальных маршрутных данных). При этом для ближней зоны (в радиусе 40 км) последовательно использовались матрицы с размером ячейки 100, 200, 300, 400 и 500 м, а для дальней зоны – матрица 500*500 м во всех случаях.

Разность значений вычисленных поправок для матриц с ячейкой 100 и 200 м характеризует при этом ошибку при погрешности аппроксимации до 100 м; 100 и 300 м – при погрешности до 200 м; 100 и 400 м – при погрешности до 300 м; 100 и 500 м – при погрешности до 400 м.

Расчеты были повторены при использовании понижающего коэффициента к высотным отметкам рельефа 0.5 и 0.25 (тем самым были смоделированы всхолмленный и равнинный типы рельефа). Результаты вычислений представлены в таблицах 1 и 2.

Таблица 1.

Ошибка определения поправки за рельеф в зависимости от погрешности аппроксимации для наземной гравиметрической съемки

Погрешность аппроксимации	Ошибка определения поправки			
	Минимум	Максимум	Среднее	Стандарт
Амплитуда рельефа 1750 м (250-2000 м), средние высоты 750 м, средний градиент 187 м/км				
100	-1,63151	7,28380	0,20831	0,40324
200	-3,56905	8,19606	0,37777	0,68652
300	-4,08928	10,79223	0,57466	0,92259
400	-2,37454	12,15049	0,77496	1,11461
Амплитуда рельефа 890 м (120-1010 м), средние высоты 375 м, средний градиент 47 м/км				
100	-0,43395	5,01652	0,04101	0,08004
200	-1,21515	1,81193	0,08880	0,14678
300	-0,38713	5,27631	0,14541	0,21446
400	-0,45818	5,28086	0,20545	0,28581
Амплитуда рельефа 440 м (60-500 м), средние высоты 188 м, средний градиент 12 м/км				
100	-0,11144	1,61333	0,01067	0,02187
200	-0,13707	0,53009	0,02303	0,03851
300	-0,09930	1,68421	0,03753	0,05627
400	-0,11675	1,68545	0,05283	0,07443

Ошибка определения поправки за рельеф в зависимости от погрешности аппроксимации для аэрогравиметрической съемки

Погрешность аппроксимации	Ошибка определения поправки			
	Минимум	Максимум	Среднее	Стандарт
Амплитуда рельефа 1750 м (250-2000 м), средние высоты 750 м, средний градиент 187 м/км				
100	-0,42733	0,48062	-0,00498	0,03632
200	-0,61379	1,50877	-0,00266	0,08418
300	-0,67493	1,73100	-0,00256	0,14258
400	-0,84718	2,13228	-0,00946	0,16806

Таким образом, ввод поправки за рельеф в наземные данные с аппроксимацией рельефа призмами с поперечным сечением 400 – 500 м на расчлененном рельефе дополнительно увеличивает погрешность определения ускорения силы тяжести в точке (по среднеквадратическому отклонению) на 1.1 мГал. Полагая погрешность единичного измерения 0.8 мГал и следуя правилу сложения для среднеквадратического отклонения, получим итоговую погрешность съемки 1.36 мГал, что с трудом, но вписывается в допустимое значение полной погрешности интерполяции для горных районов.

Важно отметить, что такую «добавку» к погрешности невозможно оценить, выполняя повторные измерения: каждый раз вводиться будет одна и та же поправка за рельеф, осложненная помехой уже при вычислении.

Для наглядности на рис. 2 результаты расчетов проиллюстрированы на графиках вдоль линии I-I (см. рис. 1).

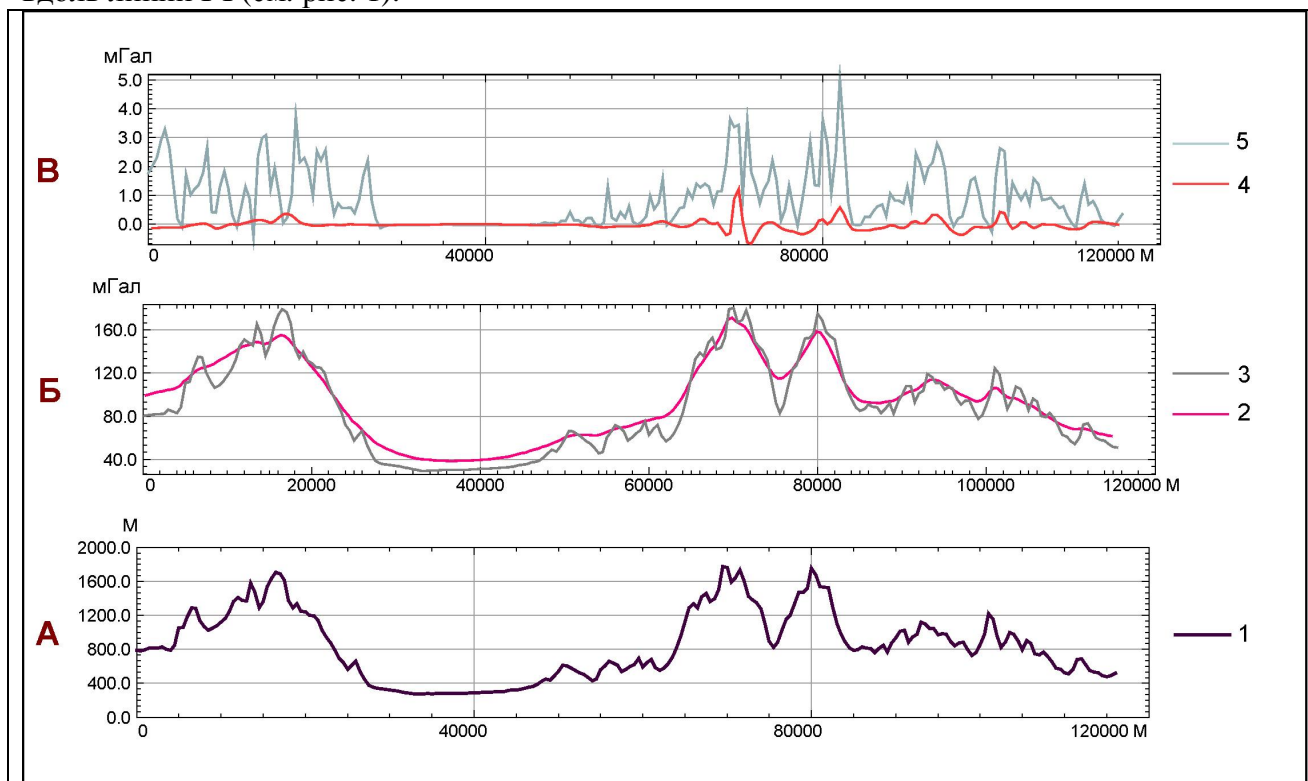


Рис. 2. Дневной рельеф (А), значение поправок за рельеф (Б) и величина ошибки ее определения при погрешности аппроксимации 300 м (В) вдоль линии I-I
1 – рельеф местности; 2 – поправка за рельеф для аэрогравиметрических данных; 3 – поправка за рельеф для наземных данных; 4 – ошибка определения поправки для аэрогравиметрических данных; 5 – ошибка определения поправки для наземных данных

УДК 550.8.05

**ТЕХНОЛОГИЯ ПРЯМОГО ВЫЧИСЛЕНИЯ КОМПОНЕНТ ГРАДИЕНТА
ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ ПО АЭРОГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ**

П.С.Бабаянц, А.А. Трусов

bab@aerogeo.ru

ЗАО «ГНПП «Аэрогеофизика», Москва, Россия

Potential field gradient-component transformations and derivative computations are necessary for many techniques of data enhancement, direct interpretation, and inversion. We propose new technique to perform 2D and 3D gradient potential field derivative computations using hyper-plane approximation.

Анализ составляющих градиентов геофизических полей широко применяется в интерпретации данных при решении широкого круга задач, в т.ч. картирования границ аномальных объектов, вычисления координат особых точек функций, описывающих наблюдаемые поля (например, деконволюция Эйлера), картирования тектонических нарушений и т.п. Вычисление компонент градиентов выполняется на основе трансформаций исходных полей либо в скользящих окнах, либо в спектральной области, обычно с использованием быстрого преобразования Фурье.

При выполнении аэрогеофизических съемок в районах со сложно расчлененным рельефом, когда перепад высот в пределах площади работ может превышать 1000 метров, значения вычисленных градиентов могут оказаться весьма далекими от реальности, так как и тот и другой подход предполагает на входе данные в виде плоской конструкции – матрицы.

При выполнении съемок в таких районах обычно используется система облетов с генеральным огибанием рельефа, при этом образуется система наблюдений, характеризующаяся значительным изменением всех трех координат, что открывает возможности прямого вычисления компонент градиентов полей.

С учетом того, что сеть наблюдений трехмерна и нерегулярна, а точность определения самих координат сейчас достигает первых сантиметров (с дифференциальной коррекцией спутниковых навигационных в режиме постобработки), предлагается технология вычисления трех пространственных производных.

Вычисления выполняются в скользящем окне, размер которого выполняет регуляризующую функцию. По точкам, попавшим в скользящее окно выбранного размера строится аппроксимирующая гипер-плоскость, коэффициенты уравнения которой определяются методом наименьших квадратов. Компоненты вектора градиента вычисляются по направляющей этой гипер-плоскости.

УДК 550.831.017

**ОЦЕНКА ВЕРОЯТНОСТИ ОБНАРУЖЕНИЯ ПЛОТНОСТНЫХ
НЕОДНОРОДНОСТЕЙ В ИЗУЧАЕМОЙ ОБЛАСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО
ПРОСТРАНСТВА**

П.И. Балк¹, А.С. Долгаль²

dolgal@mi-perm.ru

1 – Германия, г. Берлин

*2 – Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Горный институт
Уральского отделения Российской академии наук, г. Пермь, Россия*

In the article we present results of the first experience of synthesis of renewed deterministic models of interpretation and simplest statistical methods for the definition of positions and depths of recommended boreholes with the object of development of gravity sources. In the suggested algorithm we use ideas of the guaranteed approach and constructions of generalized assembly algorithms for finding of single interpretative variants in the presence of different prior information.

KEY WORDS: gravitational exploration, interpretation, assembly method, algorithm, detecting function

В докладе представлен синтез обновленных детерминистских моделей количественной интерпретации гравитационных аномалий и простейших статистических приемов обработки некоторого представительного подмножества допустимых вариантов интерпретации [1], который позволяет вплотную приблизиться к оценке вероятности обнаружения возмущающих объектов по результатам бурения или горно-проходческих работ.

Пусть D – часть пространства, заведомо содержащая источники аномалии и G – имеющийся объем априорной информации об источниках аномалии и помехах в ее измерениях $\Delta \tilde{g}_t = \Delta g(X_t) + \xi_t$. Будем считать, что в общем случае аномалия Δg вызвана массами, распределенными по неким связным областям $\hat{S}_r \subset \mathbf{R}^3$ с плотностями $\hat{\delta}_r(X)$, $X \in \hat{S}_r$, $r = 1, 2, \dots, n$. Сформулируем задачу: построить алгоритм оценки вероятности $P(X)$, $X \in D$, того, что вертикальная скважина, забой которой находится в точке X , подсечет кровлю аномалиеобразующего объекта.

Пусть $T = \{T_\alpha\}$ – замощение области D , выполненное с помощью некоторого числа N простых геометрических тел T_α , объединение конечного числа которых аппроксимирует носители масс \hat{S}_r . Если замощение области D выполнить путем ее рассечения плоскостями $x = x' + ih_x$, $i = 1, 2, \dots, N_x$; $y = y' + jh_y$, $j = 1, 2, \dots, N_y$; $z = z' + kh_z$, $k = 1, 2, \dots, N_z$, то для нумерации элементарных параллелепипедов T_α удобно воспользоваться тройной индексацией – $T_{i,j,k}$. В этом случае множество Q^* всех приближенных решений обратной задачи, отвечающих совокупной априорной информации G , будет конечно [2]. Введем в рассмотрение функцию обнаружения F , определенную на указанном регулярном замощении T :

$$F(T_{i,j,k}) = L_{i,j,k}^* / L^*, \quad (1)$$

где L^* – количество решений, вошедших в подмножество Q^* , а $L_{i,j,k}^*$ – количество допустимых решений из Q^* , в которых модельный носитель имеет общие точки хотя бы с одной элементарной областью $T_{i,j,s}$, $s \leq k$ (т.е. пересекается хотя бы с одним элементом замощения, лежащим над заданным элементом $T_{i,j,k}$). Особенность функции F , состоящая в том, что для любых $s < l$ выполняется неравенство $F(T_{i,j,s}) \leq F(T_{i,j,l})$, т.е. если скважина,

пробуренная в некоторую точку геологического пространства, подсекла возмущающее тело, то его безусловно подсечет и более глубокая скважина. Предлагается в качестве оценки вероятности $P(X)$ подсечения искомого аномалиеобразующего объекта вертикальной скважиной, забой которой находится в точке $X \in T_{i,j,k}$, принимать значение функции обнаружения $F(T_{i,j,k})$.

Число N элементов замощения изучаемой области D есть число пробных распределений масс $\langle \Omega^*, \bar{\delta}^* \rangle$, из которых и будет выделено L^* допустимых решений обратной задачи. В число этих допустимых решений, объединенных в множество Q^* , войдут те пробные варианты, в которых при подобранных носителе Ω^* и плотностях $\bar{\delta}_r^*$, отвечающих информации G' , удалось добиться приемлемого значения невязки наблюдаемого и модельного полей. Что касается собственно алгоритма поиска допустимых решений (реализации метода подбора с нетипичным дополнительным ограничением), то установлено, что практически любую априорную информацию о геометрии и положении возмущающих тел легко учесть в обобщенных монтажных алгоритмах решения обратной задачи гравиразведки [3].

Рассмотрим модельный пример: источник аномалии – шестиугольная бесконечно протяженная призма \hat{S} плотности $\hat{\delta} = 0,25 \text{ г/см}^3$; измерения поля Δg заданы в точках $x_t = 0,05t$, $t = 1, 2, \dots, 36$, и отягощены нормально распределенной помехой ξ . Рассмотрены два случая: $\sigma(\xi) = \sigma_1 = 0,02$ мГл и $\sigma(\xi) = \sigma_2 = 0,05$ мГл. Для каждого из этих уровней помехи интерпретация в терминах функции F выполнена монтажным методом в двух вариантах: 1). когда известно только то, что аномалия Δg обусловлена одиночным телом; 2). когда, помимо априорной информации о связности возмущающего объекта известно, что его поверхность является достаточно гладкой. При построении использовалось замощение нижней полуплоскости квадратами со стороной 50 м. Результаты показали, что эвристика в отношении принципа отбора допустимых решений оправдала себя (рис. 1).

Если в первом варианте при «слабой» помехе число найденных допустимых решений обратной задачи составило 284, а при «сильной» помехе уже 425, то ужесточением требований к допустимым решениям (вариант 2) число последних при «слабой» помехе составило всего 199, а при «сильной» 319. Главная особенность всех этих расчетов – что с уменьшением уровня помех качество решения повышается. Вполне очевиден позитивный вклад в качество интерпретации априорной информации о гладкости границы возмущающего тела.

Выполнен еще ряд модельных экспериментов, результаты которых являются весьма обнадеживающими. В частности, проведение серийных расчетов свидетельствует об устойчивости получаемых результатов к особенностям помех в измерениях поля.

Практическое выполнение интерпретационных построений с применением функции обнаружения F может существенно повысить вероятность вскрытия искомого аномалиеобразующих объектов в заданных интервалах глубин поисковыми и разведочными скважинами, а также горными выработками, рекомендованными по гравиметрическим данным.

41-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского, 2014 г.

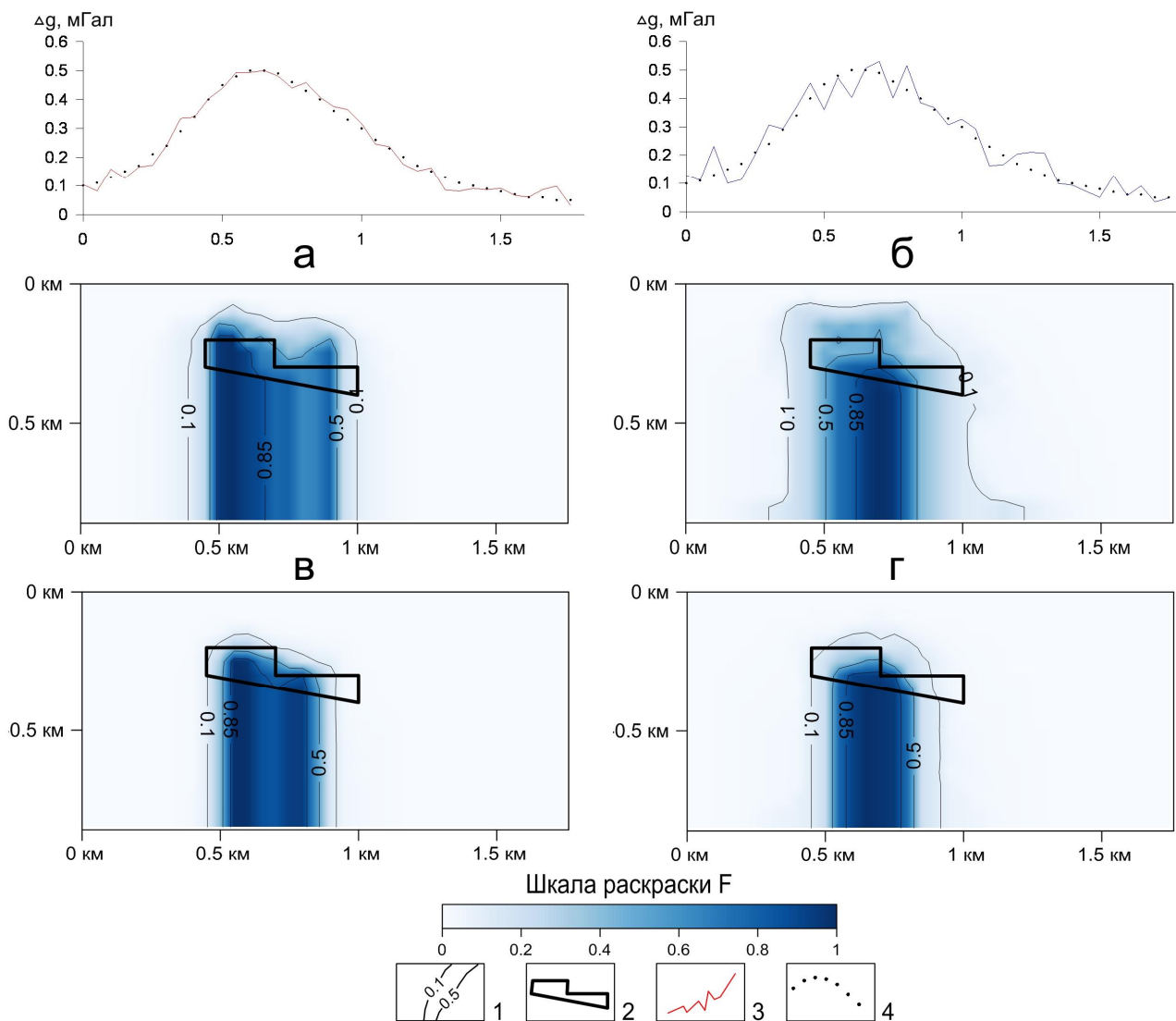


Рис. 1. Вертикальные карты функции обнаружения F , полученные с использованием монтажного метода: без ограничений на форму объекта при «слабой» (а) и «сильной» (б) помехе; при условии гладкости границы объекта при «слабой» (в) и «сильной» (г) помехе

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 12-05-00414-а) и программы исследований ОНЗ РАН (проект 12-Т-5-1012).

ЛИТЕРАТУРА

1. Балк П.И., Долгаль А.С., Христенко Л.А. Резервы повышения эффективности автоматизированных систем интерпретации гравиметрических данных (гарантированный подход и монтажные технологии решения обратных задач) // Геоинформатика, 2009. №3. С. 30–36.
2. Балк П.И., Долгаль А.С., Христенко Л.А. Теория и опыт применения монтажного подхода к решению трехмерных обратных задач гравиметрии // Геофиз. журн. 2009. Т. 31. №5. С. 128 – 140.
3. Балк П.И., Долгаль А.С. Обратные задачи гравиметрии как задачи извлечения достоверной информации в условиях неопределенности // Физика Земли. 2012. №5. С. 85–101.

УДК 519.61

НАХОЖДЕНИЕ СИНГУЛЯРНОГО РАЗЛОЖЕНИЯ БОЛЬШИХ МАТРИЦ

М.Л. Бахмутский

mbakmut@mail.ru

Научно-Исследовательский Институт Системных Исследований РАН, Москва, РФ.

Advanced algorithm singular value decomposition for very large dense matrix are provided. This algorithm is combination wavelet transformation, classical Golub's algorithm and perturbation theory.

Предлагается алгоритм нахождения сингулярного разложения для больших (десятки и сотни тысяч строк и столбцов) заполненных матриц.

Пусть A – матрица размерности $M \times N$. Не теряя общности, полагаем $M=2^k \times M_1$ и $N=2^k \times N_1$, где для определенности полагаем $M \geq N$ и $M_1 \geq N_1$. Рассматривается задача сингулярного разложения матрицы в виде:

$$Ax = \sigma y \text{ и } A^T y = \sigma x \quad (1)$$

Здесь σ – сингулярное число, x и y – соответственно правый и левый сингулярные вектора.

Сформируем 2 ортогональных матрицы: $W_{(N)} = \{W_{i,j}\}$ и $\overline{W}_{(M)} = \{\overline{W}_{i,j}\}$, где матричные

$$\text{элементы: } W_{i,j} = \begin{cases} \frac{1}{\sqrt{2}} * \delta_{2i-1,j} + \frac{1}{\sqrt{2}} * \delta_{2i,j}; & 1 \leq i \leq \frac{N}{2} = 2^{k-1} * N_1 \\ \frac{1}{\sqrt{2}} * \delta_{2i-1-N,j} - \frac{1}{\sqrt{2}} * \delta_{2i-N,j}; & \frac{N}{2} < i \leq N \end{cases}$$

$$\overline{W}_{i,j} = \begin{cases} \frac{1}{\sqrt{2}} * \delta_{2i-1,j} + \frac{1}{\sqrt{2}} * \delta_{2i,j}; & 1 \leq i \leq \frac{M}{2} = 2^{k-1} * M_1 \\ \frac{1}{\sqrt{2}} * \delta_{2i-1-M,j} - \frac{1}{\sqrt{2}} * \delta_{2i-M,j}; & \frac{M}{2} < i \leq M \end{cases} \quad (2)$$

Умножение такой матрицы на вектор означает вейвлет преобразование вектора на основе вейвлетов Хаара. Построим 2 последовательности из k матриц.

$$\underbrace{W}_{(1)} = W_{(N)}; \underbrace{W}_{(2)} = \begin{pmatrix} W_{(N/2)} & 0 \\ 0 & W_{(N/2)} \end{pmatrix}; \dots; \underbrace{W}_{(k)} = \begin{pmatrix} W_{(N/2^{k-1})} & \dots & 0 \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ 0 & \dots & W_{(N/2^{k-1})} \end{pmatrix}$$

$$\underbrace{\overline{W}}_{(1)} = \overline{W}_{(M)}; \underbrace{\overline{W}}_{(2)} = \begin{pmatrix} \overline{W}_{(M/2)} & 0 \\ 0 & \overline{W}_{(M/2)} \end{pmatrix}; \dots; \underbrace{\overline{W}}_{(k)} = \begin{pmatrix} \overline{W}_{(M/2^{k-1})} & \dots & 0 \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ 0 & \dots & \overline{W}_{(M/2^{k-1})} \end{pmatrix} \quad (3)$$

Матрицы $\underbrace{W}_{(j)}$ и $[1] \underbrace{\overline{W}}_{(j)}$ являются ортогональными блочно – диагональными матрицами с $2^{(j-1)}$

ненулевыми диагональными блоками и нулевыми внедиагональными. Введем матрицы:

$$\underbrace{W}_{(k)} = \underbrace{W}_{(k)} \times \dots \times \underbrace{W}_{(2)} \times \underbrace{W}_{(1)} \text{ и } \underbrace{\overline{W}}_{(k)} = \underbrace{\overline{W}}_{(k)} \times \dots \times \underbrace{\overline{W}}_{(2)} \times \underbrace{\overline{W}}_{(1)}$$

Умножив уравнения (1) на \overline{W} и W , соответственно, преобразуем задачу (1) к виду: $\hat{A}z = \sigma s$ и $\hat{A}^T s = \sigma z$, где

$$\hat{A} \equiv \overline{W}AW^T; s \equiv \overline{W}y; z \equiv Wx \quad (4)$$

К матрице A и сингулярным векторам было применено вейвлет - пакетное разложение [1].

Как результат получаем блочную матрицу, блочной размерности $2^k \times 2^k$ и с блоками размерностью $M_1 \times N_1$. Выделим диагональную блочную часть $\hat{\bar{A}}$, т.е. представим эту матрицу как: $\hat{A} = \hat{\bar{A}} + B$, где

$$\hat{\bar{A}} \equiv \begin{pmatrix} A_{(1|1)} & \dots & 0 \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ 0 & \dots & A_{(2^k|2^k)} \end{pmatrix}; B \equiv \begin{pmatrix} 0 & A_{(1|2)} & \dots & A_{(1|2^k)} \\ A_{(2|1)} & 0 & \dots & A_{(2|2^k)} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ A_{(2^k|1)} & A_{(2^k|2)} & \dots & A_{(2^k|2^{k-1})} & 0 \end{pmatrix} \quad (5)$$

Матрица \bar{A} - описывает наиболее гладкую, регулярную часть, преобразованной из исходной, матрицы \hat{A} , а матрица B – матрица внедиагональных блоков является матрицей поправок различной гладкости.

Рассмотрим задачу сингулярного разложения матрицы \bar{A} : $\bar{A}v = \tilde{\sigma}u$; $\bar{A}^T u = \tilde{\sigma}v$ (6)

Эта задача распадается на 2^k независимых задач сингулярного разложения для матриц размерности $M_1 \times N_1$.

$$A_{i,i} \underset{(i)}{v} = \underset{(i)}{\tilde{\sigma}} \underset{(i)}{u}; \quad A_{i,i}^T \underset{(i)}{u} = \underset{(i)}{\tilde{\sigma}} \underset{(i)}{v} \quad (7)$$

Эти задачи решаются при помощи хорошо работающих традиционных алгоритмов[2]. Матрицы сингулярных векторов задачи (6) имеют вид:

$$U = \begin{pmatrix} \underset{(1)}{u} & 0 & & 0 & 0 \\ 0 & \underset{(2)}{u} & \dots & 0 & 0 \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \vdots \\ 0 & 0 & \dots & 0 & \underset{(2^k)}{u} \end{pmatrix}; \quad V = \begin{pmatrix} \underset{(1)}{v} & 0 & & 0 & 0 \\ 0 & \underset{(2)}{v} & \dots & 0 & 0 \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \vdots \\ 0 & 0 & \dots & 0 & \underset{(2^k)}{v} \end{pmatrix} \quad (8)$$

Подматрицы $\underset{(i)}{u}$ и $\underset{(i)}{v}$ являются матрицами сингулярных векторов задач(7). Рассмотрим задачу

$$\bar{A}^T \bar{A} v = \sigma^2 v \quad (9)$$

Собственные вектора задачи (9), т.е. правые сингулярные вектора задачи (6), образуют базис и имеют по N_1 ненулевых компонент. Задачу (4) представим в виде спектральной задачи для симметричной матрицы: $\tilde{A}\vartheta = \sigma\vartheta$,

$$\text{где } \tilde{A} \equiv \begin{pmatrix} 0 & \hat{A} \\ \hat{A}^T & 0 \end{pmatrix}; \quad \vartheta \equiv \begin{pmatrix} s \\ z \end{pmatrix}; \quad \tilde{A} = \tilde{A}_{(0)} + \tilde{B}; \quad \tilde{A}_{(0)} \equiv \begin{pmatrix} 0 & \bar{A} \\ \bar{A}^T & 0 \end{pmatrix}; \quad \tilde{B} \equiv \begin{pmatrix} 0 & B \\ B^T & 0 \end{pmatrix}; \quad \varphi \equiv \begin{pmatrix} u \\ v \end{pmatrix}; \quad (10)$$

Построим теорию возмущений для задачи (10) по аналогии с теорией возмущений Бриллюена-Вигнера[3]. Перепишем (10) для n-го собственного вектора в виде:

$$\tilde{A}_{(0)}\vartheta_n - \sigma_n\vartheta_n = -\tilde{B}\vartheta_n.$$

Полагая, что при $\|\tilde{B}\| \rightarrow 0, \vartheta_n \rightarrow \varphi_n$ разложим ϑ_n по векторам φ_n . $\vartheta_n = c\varphi_n + \sum_{k \neq n} c_{n,k}\varphi_k$;

В результате получаем уравнения: $c(\sigma_n - \tilde{\sigma}_n) = (\varphi_n, \tilde{B}\vartheta_n)$; $\vartheta_n = c\varphi_n + \sum_{p \neq n} \frac{(\varphi_p, \tilde{B}\vartheta_n)}{(\sigma_n - \tilde{\sigma}_p)} \varphi_p$; (11)

Эту систему уравнений решаем последовательными приближениями. В первом приближении имеем:

$$\sigma_n = \tilde{\sigma}_n + (\varphi_n, \tilde{B}\varphi_n) + \sum_{p \neq n} \frac{(\varphi_n, \tilde{B}\varphi_p)(\varphi_p, \tilde{B}\varphi_n)}{(\sigma_n - \tilde{\sigma}_p)},$$

$$\vartheta_n = c \left\{ \varphi_n + \sum_{p \neq n} \frac{(\varphi_p, \tilde{B}\varphi_n)}{(\sigma_n - \tilde{\sigma}_p)} \varphi_p \right\} \quad (12)$$

Из структуры матриц следует $(\varphi_n, \tilde{B}\varphi_n) = 0$.

Последовательные приближения быстро сходятся при любой матрице \tilde{B} , т.к. искомое сингулярное число находится и в знаменателе, причем знаменатели не малы. Для нахождения σ_n используется метод Ньютона, т.к. вычисление производной, как это видно из (12), не представляет особых трудностей. Вычислив сингулярное число, по второй формуле (12) находим ϑ_n . Константа c находится из условий нормировки $(\vartheta_n, \vartheta_n) = 2\delta_{n,m}$. Прделав обратные вейвлет – преобразования, находим сингулярные вектора $y_n = \bar{W}^T s_n$; $x_n = W^T z_n$.

Литература.

1. Э. Столиц, Т. ДеРоуз, Д. Салезин, Вейвлеты в компьютерной графике, Москва-Ижевск, 2002г.
2. Уилкинсон, Райнш, Справочник алгоритмов на языке Алгол. Линейная алгебра, М., «Машиностроение», 1976г.
3. Ф.М. Морс, Г. Фешбах, Методы теоретической физики, т.2, М., Наука, 1963 г.

**ПРОБЛЕМА АДЕКВАТНОСТИ ИНТЕРПРЕТАЦИОННЫХ МОДЕЛЕЙ
СТРУКТУРНОЙ ГРАВИРАЗВЕДКИ**

Ю.И. Блох

yuri_blokh@mail.ru

Москва, Российская Федерация

Replacement of layers with rhythmically changing thin different interlayers on homogeneous layers can qualitatively alter the anomalous fields and lead to misinterpretation.

В написанной 10 лет назад статье автора был рассмотрен ряд проблем, связанных с адекватностью моделей, применяемых в интерпретации потенциальных полей [2]. В ней содержался призыв к более строгому учету свойственной геологическим средам упорядоченности различного происхождения, в частности мультифрактальности. Данная заметка посвящена краткому рассмотрению упорядоченности другого типа, характерного для объектов структурной гравirazведки, в первую очередь, нефтегазовой.

Для многих нефтегазовых месторождений характерно ритмичное переслаивание песчаных и глинистых пород, образующих структуры, синформные основным антиклинальным ловушкам. В справочнике геофизика «Физические свойства горных пород и полезных ископаемых», в параграфе «Петрофизическая характеристика типичных нефтегазовых структур» в качестве одной из таковых предложено рассматривать Усть-Балыкское нефтяное месторождение в Западной Сибири, изученное Н.А. Туезовой и др. [8]. Там в разрезе выделяются десятки пластов, мощностью в несколько десятков метров. Плотность песчаных пластов там составляет в среднем $2,35 \text{ г/см}^3$, а глинистых – $2,50 \text{ г/см}^3$, то есть избыточная плотность является весьма контрастной.

Если бы гравirazведчики изучали структуры фундамента с так различающейся избыточной плотностью, то из-за их огромных размеров никто не стал бы объединять эти структуры в интерпретационной модели, наделяя результирующий объем некоторой усредненной плотностью. Все понимают, что такое усреднение неадекватно и неминуемо приведет к грубым ошибкам в расчетах гравитационных аномалий. В нефтегазовой же гравirazведке объединение в рамках интерпретационной модели множества сравнительно маломощных, но контрастных прослоев в единый квазиоднородный пласт, к сожалению, является общераспространенным. Это не только ведет к количественным погрешностям и качественным ошибкам, но порождает даже некие методологические дискуссии по поводу интерпретационных возможностей метода. Из-за упорядоченности расположения прослоев могут возникать эффекты, которые на первый взгляд кажутся совершенно необъяснимыми, но на самом деле элементарны и свидетельствуют лишь о неадекватности применяемых чрезмерно упрощенных интерпретационных моделей.

Рассмотрим пример. На рис. 1а показана антиформа, сложенная контрастными по плотности прослоями, свод которой срезан в результате эрозии и затем перекрыт однородным горизонтальным чехлом. Каждый из плотных прослоев, не затронутых эрозией, создает небольшую гравитационную аномалию Δg , которая, как показал Е.Г. Когбетлянец еще в 1944 г. [9], имеет вид, характерный для эквивалентного источника в виде вертикального диполя: с максимумом в эпицентре и обрамляющими минимумами. Эродированные же прослои, расположенные симметрично по обеим сторонам эпицентра, практически эквивалентны уступам. Их общая аномалия качественно является минимумом с большими градиентами и, главное, гораздо большей амплитуды, которую легко оценить по простейшей формуле для притяжения плоскопараллельного слоя.

На рис. 1б представлена элементарная модель, состоящая из антиклинали амплитудой 200 м, верхняя кромка которой находится на глубине 200 м и двух эродированных прослоев той же мощности (30 м). Избыточная плотность модели была принята, как для глин Усть-Балыкского месторождения равной $0,15 \text{ г/см}^3$. Как видно, эродированные прослои порождают в данном случае локальный минимум амплитудой около 0,1 мГал, тогда как

целый прослой, верхняя кромка которого залегает на той же глубине, создает максимум всего в 0,02 мГал, то есть за счет дипольного характера модели целого прослоя, аномалия от него здесь оказалась в 5 раз меньше. То же самое происходит и для более сложных моделей, где число целых прослоев значительно больше, так как с глубиной эффект каждого из них сильно убывает. Но тогда множество целых прослоев создает в сумме большую аномалию в виде максимума, осложненного минимумами на краях из-за ее дипольного характера, а также большим и резкоградиентным локальным минимумом в центре из-за влияния эродированного обрамления в приповерхностной толще. Конкретный вид суммарной аномалии определяется, конечно, конкретными физико-геологическими условиями строения изучаемого объекта, но **упорядоченность структуры никогда не позволяет формально объединять все тонкие и контрастные прослои в единый и однородный мощный пласт без потери адекватности вида создаваемой им гравитационной аномалии.**

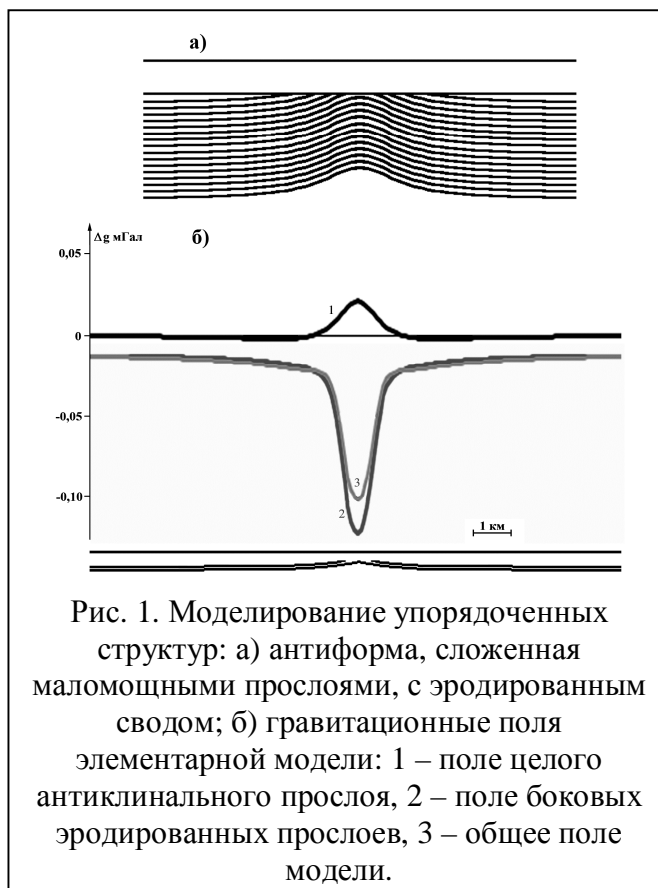


Рис. 1. Моделирование упорядоченных структур: а) антиформа, сложенная маломощными прослоями, с эродированным сводом; б) гравитационные поля элементарной модели: 1 – поле целого антиклинального прослоя, 2 – поле боковых эродированных прослоев, 3 – общее поле модели.

Рассмотренный эффект, разумеется, замечался и трактовался гравиразведчиками. Так З.М. Слепак объяснял локальные минимумы как отражение разуплотнения антиформ в их сводовых частях [7], что конечно возможно, но не вполне объясняет реальные высокоградиентные зоны на границах структур. Зато И.Н. Михайлов обратил пристальное внимание как раз на эти зоны и положил их обнаружение в основу разработанной им методики ГОНГ (гравиметрическое обнаружение и оконтуривание залежей нефти и газа) [1, 5, 6]. Его трактовка эффекта доходила до отрицания применения закона всемирного тяготения к интерпретации данных гравиразведки и утверждений, что эффект от месторождения нефти не зависит от глубины его залегания. Это и понятно, поскольку моделирование демонстрирует, что эффект, на который опирается методика ГОНГ, связан не с самим месторождением, а с упорядоченностью залегающей над ним близповерхностной неоднородной толщи. Там, где такой упорядоченности нет, ГОНГ не работает. Систематическим анализом экзотических утверждений И.Н. Михайлова занимался В.П. Дедов, который, отвергая их, предложил считать рассматриваемые эффекты имеющими не гравитационную, а вибрационно-сейсмическую природу [3, 4]. Конечно, классическая теория пружинного гравиметра построена исходя из сильно упрощенных представлений, и применительно к микрогальным приращениям никак не может считаться строго адекватной. Однако сводить к аппаратным эффектам наблюдаемые приращения более 0,1 мГал – это чрезмерное преувеличение.

Рассмотрим два графика. Рис. 2а – это заимствованный из статьи [1] реальный график гравитационной аномалии над Верх-Тарским месторождением. На нем показано, как работает методика ГОНГ. Этот же график трактовал со своих позиций В.П. Дедов [4], утверждая его вибрационно-сейсмическую природу. На рис. 2б приведен полученный путем решения стандартной прямой задачи гравиразведки график аномалии от совокупности расположенных друг под другом шести целых синформных прослоев мощностью 30 м каждый, между которыми находятся менее плотные прослои той же мощности. Он дополнен,

как и на рис. 1б, аномалиями двух симметрично расположенных эродированных прослоев. Как видно, за исключением того, что реальная аномалия осложнена региональным фоном, данные графики качественно идентичны, так что утверждение о применимости методик типа ГОНГ для прямых поисков нефти и газа является, мягко говоря, преувеличением. Они способствуют лишь установлению унаследованной антиклинальной структуры вышележащей толщи осадочных пород, что может помогать в поисках, но может и не помогать, о чем свидетельствуют известные специалистам неудачи в ее применении.



Рис. 2. Гравитационные аномалии: а) реальная на одном из профилей Верх-Тарского месторождения, которая проанализирована по методике ГОНГ [1]; б) полученная путем решения стандартной прямой задачи гравиразведки для модели.

Таким образом, интерпретация наблюдаемых на месторождениях нефти и газа гравитационных полей совершенно не нуждается в привлечении экзотических гипотез, зато требует усилий по адекватному учету упорядоченности в структурных интерпретационных моделях. Что касается разработки способов такого учета, здесь предстоит большая работа, и гравиразведчикам-нефтяникам стоило бы сосредоточиться на ее скорейшем выполнении.

Литература

1. Агульник И.М., Звягин Е.М., Колчин С.А., Михайлов И.Н., Яковенко А.А. Опыт и результаты применения высокоточной гравиразведки при прямых поисках нефти на примере Верх-Тарского и Малоичского месторождений // Повышение геологической эффективности и практические способы интерпретации гравиразведочных работ: сборник научных трудов. М: ВНИИГеофизика. 1982. с. 58–65.
2. Блох Ю.И. Проблема адекватности интерпретационных моделей в гравиразведке и магниторазведке // Геофизический вестник. 2004. № 6. с. 10-15.
3. Дедов В.П. Псевдогравитационный сигнал, формирующийся в пружинном гравиметре под воздействием микросейсмических волн естественного эндогенного происхождения, и использование этого сигнала в геологоразведке // Вестник Сибирской государственной геодезической академии. Новосибирск: СГГА. 2012. Вып. 1 (17). с. 19-28.
4. Дедов В.П. Псевдогравитационный сигнал, формирующийся в пружинном гравиметре под воздействием микросейсмических волн естественного эндогенного происхождения, и использование этого сигнала в геологоразведке // Вестник Сибирской государственной геодезической академии. Новосибирск: СГГА. 2012. Вып. 2 (18). с. 12-24.
5. Михайлов И.Н. Разработка новых принципов интерпретации гравиразведки // Повышение геологической эффективности и практические способы интерпретации гравиразведочных работ: сборник научных трудов. М: ВНИИГеофизика. 1982. с. 40–48.
6. Михайлов И.Н. Рабочая гипотеза о физических и теоретических основах интерпретации по методике ГОНГ // Прикладная геофизика. 1995. Вып. 129. с. 119–124.
7. Слепак З.М. Гравиразведка в нефтяной геологии. Казань: Издательство Казанского университета. 2005. 221 с.
8. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика). Справочник геофизика. М: Недра. 1984. 455 с.
9. Kogbetliantz E.G. Quantitative interpretation of magnetic and gravity anomalies // Geophysics. 1944. vol. 9. No. 4. p. 463-493.

УДК 050

**СОЗДАТЕЛЬ ПЕРВОГО РОССИЙСКОГО УЧЕБНИКА
ПО МАГНИТОРАЗВЕДКЕ Д.В. ФРОСТ**

Ю.И. Блох

yuri_blokh@mail.ru

Москва, Российская Федерация

About the life and creative work of the founder of the first Russian textbook on magnetic exploration Dmitry Frost.

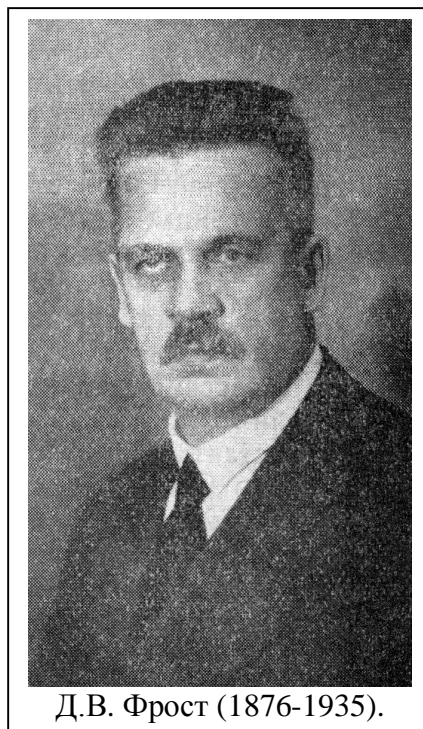
В исторических бурях XX века затерялись многие имена основоположников отечественной разведочной геофизики. Среди них, к сожалению, оказалось имя создателя первого отечественного учебника по магниторазведке и первого из россиян, защитившего диссертацию по разведочной геофизике, а именно, по интерпретации магнитных аномалий, Д.В. Фроста.

Дмитрий Владимирович Фрост родился 12 (24) апреля 1876 г. в Санкт-Петербурге [9]. Его отец Владимир Дмитриевич тогда учился в Санкт-Петербургском Горном институте, который окончил через два года, после чего его трудовая деятельность проходила, в основном, на южном Урале, в пределах Катавского горного округа, где располагались горные заводы князя К.Э. Белосельского-Белозерского. В 80-х годах XIX века коллежский асессор В.Д. Фрост стал смотрителем крупнейшего из этих заводов — Катав-Ивановского. Там не только добывалась железная руда, но из нее выплавлялись чугун и сталь, а на рельсопрокатном стане производилось свыше 1 млн. пудов рельсов для строящихся железных дорог [1].

Таким образом, с раннего детства Дмитрий стал понимать важность горного дела и стратегическое значение эффективных поисков железных руд. Не удивительно, что в 1896 г. по окончании столичной гимназии он, поддерживая семейную традицию, тоже поступил в Горный институт, где стал, как и отец, горным инженером, специализировался в маркшейдерии у В.И. Баумана. По окончании института в 1901 г. Д.В. Фроста оставили для подготовки к профессорской деятельности, но вскоре он решил перебраться в Томск. В сентябре 1904 г. его назначили «старшим лаборантом по геодезии и маркшейдерскому искусству» Томского Технологического Института в чине коллежского секретаря, а в 1907 г. он получил чин титулярного советника и стал штатным преподавателем горного искусства.

Магнитная разведка железных руд заинтересовала его в 1904 г. Он писал: «Знакомясь с относящейся сюда литературой, я ничего не нашел о производстве таких изысканий у нас в России, хотя слышал, что магнитометрические разведки существовали на Урале, главным образом на горе Благодати» [4]. Об уральских съемках он наверняка слышал от отца, но работы Э.Е. Лейста на Курской магнитной аномалии, которые велись с 1896 г. и с которых реально началось применение магнитной съемки для поисков руд в России, остались вне его поля зрения, видимо, из-за развязанной геологами-обскурантами кампании их шельмования.

В 1905 г. Д.В. Фрост решил заняться магниторазведкой всерьез и во время летних каникул отправился в командировку в Германию. Сначала он стажировался во Фрайбергской горной академии у профессора Пауля Улиха, принял там участие в летней учебной практике, а затем посетил технический университет Ахена. Вернувшись в Россию, Дмитрий Владимирович захотел познакомиться с магнитными съемками на Урале, но из-за революционных событий осуществить это не удалось. На следующий год он снова постигал



Д.В. Фрост (1876-1935).

41-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского, 2014 г.

магниторазведку за границей, теперь в Австрии — в Леобенской горной академии у профессора Долежала.

Только в 1907 г. ему удалось попасть на Урал, в район горы Благодать. Он надеялся, что магнитные съемки ведутся там постоянно и ему удастся принять в них участие, для чего взял с собой добытый с большим трудом магнитометр Тиберга-Талена. Однако, по его словам, «к моему разочарованию оказалось, что уже 3-4 года интересующие меня разведки не ведутся, и что даже нет в данное время инженеров, знакомых с этим вопросом. Более или менее знающим об этих изысканиях оказался один штейгер, к которому и направили меня для получения необходимых справок» [4].

Оказалось, что магнитные съемки начали проводить там еще в 1898 г., то есть годом ранее тех широко разрекламированных рекогносцировок, которые выполняли К.Н. Егоров и С.П. Вуколов, сопровождавшие Д.И. Менделеева в его известной поездке по Уралу. Выяснилось также, что в результате магнитных съемок, проведенных силами студентов Горного института, в 1899 г. были найдены неизвестные ранее залежи на Анферовском месторождении и обнаружено Назаровское месторождение, а годом позже — Ивановское. Квалификация студентов, однако, была невысокой, поэтому работы велись долго, стоили дорого, а с их результатами практически некому было разбираться всерьез. Съемки забросили и, о чем особо сожалел Д.В. Фрост, даже построенные карты оказались утерянными.

В 1907/1908 учебном году Дмитрий Владимирович начал читать в Томске курс по поискам магнитных руд и подготовил литографированное пособие [5], небольшой тираж которого, естественно, моментально разошелся.

В 1908 г. Д.В. Фрост посетил Швецию, где встретился со своим учителем Владимиром Ивановичем Бауманом, которого командировало туда Горное ведомство для освоения шведского опыта в магнитных изысканиях. Судя по всему, как раз в Швеции В.И. Бауман посоветовал ученику заняться подготовкой диссертации в этой области.

В сентябре 1909 г. Дмитрий Владимирович перебрался в Варшаву, стал преподавать в Варшавском Политехническом институте и смог договориться там о печати учебника. Он вышел в свет в 1910 г. под тем же названием «Изыскания магнитных руд», и на его титульном листе автор представился как «Д.В. Фрост, горный инженер» [6]. Учебник состоял из 19 глав, где систематично излагались теория метода, применяемая аппаратура, методика магнитной съемки и интерпретации получаемых результатов. К нему прилагались 5 таблиц, помогающих ускорить стандартные вычисления при обработке данных. Учебник Д.В. Фроста длительное время фактически был единственным общедоступным пособием по магниторазведке на русском языке, хотя отдельные работы по этим вопросам в печати появлялись. Среди них, в первую очередь, надо назвать, труды Э.Е. Лейста, П.Т. Пасальского и В.И. Баумана, а также обзорную статью П.М. Леонтовского из Екатеринослава (ныне Днепропетровск), вышедшую в 1909 г. [3], которую Фрост упоминал в своем учебнике как составленную по работам Пауля Улиха и Теодора Дальблома.

В Варшаве Дмитрий Владимирович сосредоточился в работе над диссертацией «Исследования по теории изыскания магнитных руд», которую завершил 7 марта 1912 г. Научная новизна его исследований, в основном, была сосредоточена в анализе полей эллипсоидов вращения, которые Дмитрий Владимирович считал постоянными и однородными сильными магнитами, пренебрегая их индуктивной намагниченностью. В том же году диссертацию опубликовали [7], а 20 января 1913 г. он успешно защитил ее в Санкт-Петербургском Горном институте, получив ученое звание адъюнкта.

Летом 1914 г. в связи с началом мировой войны Варшавскому Политехническому институту пришлось в очередной раз эвакуироваться вглубь страны. В результате большинство преподавателей оказались в Нижнем Новгороде, но Д.В. Фрост предпочел отправиться в Новочеркасск, где стал трудиться на кафедре горного дела Алексеевского Донского политехнического института.

41-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского, 2014 г.

Здесь его жизнь вроде бы начала стабилизироваться: в 1916 г. Дмитрий Владимирович женился на Антонине Петровне, урожденной Карабановой, а в 1918 г. его избрали ординарным профессором. Однако стабилизация длилась недолго, и революционные потрясения подтолкнули семью Фростов к эмиграции. В начале весны 1920 г. они добрались до Новороссийска, там им удалось сесть на пароход «Бургомистр Шредер», и в конце марта они оказались на греческом острове Лемнос, который эмигранты прозвали островом Смерти — там от голода и болезней умерли сотни беженцев. Через несколько месяцев они перебрались в Югославию, которая тогда именовалась Королевством сербов, хорватов и словенцев. В конце 1920 г. Д.В. Фрост работал внештатным преподавателем Технического университета в столице Хорватии — Загребе, а в апреле 1921 г. переехал в столицу Словении — Любляну, стал там штатным преподавателем Технического факультета Люблянского университета, где и трудился до конца жизни. Его избрали ординарным профессором, и он читал несколько курсов по геофизике и маркшейдерии, опубликовал ряд учебников и множество статей.

В 1932 г. в Записках Русского научного института в Белграде, который издавался на русском языке по дореволюционным правилам орфографии, вышла объемистая статья «К теории магнитометрической разведки» [8]. В ней Д.В. Фрост заочно полемизировал с будущим членом-корреспондентом АН СССР И.М. Бахуриным, возглавлявшим после кончины В.И. Баумана петроградскую школу магниторазведчиков. И.М. Бахурин выступил с критикой интерпретационных подходов магниторазведчиков всего мира, а основной претензией к Фросту стали представления эллипсоидов постоянными магнитами. Затем Бахурин сам занялся анализом полей эллипсоидов, но индуктивно намагниченных. Д.В. Фрост совершенно обоснованно ответил в статье, что для методов характерных точек природа намагниченности, вообще говоря, не имеет значения, и в доказательство привел подробные выкладки. Завершил он статью словами: «Хотя исследование кривых вертикального и горизонтального напряжения магнитного эллипсоида вращения можно бы еще продолжить, как это сделано в диссертации автора, но это оставляется до другого раза». Увы, «другой раз» не представился — в ночь с 24 на 25 февраля 1935 г. Дмитрий Владимирович Фрост скончался в клинике Загреба. В его некрологе, написанном профессором А.А. Лебедевым, можно прочитать такие слова: «Профессор Д.В. Фрост был прекрасный тип русского ученого — скромный, чуждый рекламы, труженик по своему делу; везде, где он работал — оставлял по себе наилучшую память и с честью поддерживал в изгнании имя русского ученого» [2].

Литература

1. Золотова И.А. Заводы Белосельских-Белозерских в пореформенный период // Троицкий вестник. 2008. № 3. С. 27-33.
2. Лебедев А.А. † Д.В. Фрост // Инженеръ. Бѣлградъ. 1935. № 1 (33). С. 1-2.
3. Леонтовский П.М. Изыскания магнитных залежей // Екатеринбург: Типография Губернского земства. 1909. 61 с.
4. Фрост Д.В. Отчет о командировке на Урал летом 1907 года // Известия Томского Технологического Института. 1909. Т. 13. № 1. 13 с.
5. Фрост Д.В. Изыскания магнитных руд. Томск: Типо-литография Сибирского Товарищества Печатного Дела. 1908. 112 с.
6. Фрост Д.В. Изыскания магнитных руд. Варшава. 1910. 114 с.
7. Фрост Д.В. Исследования по теории изыскания магнитных руд. Варшава: Типография «Русского общества». 1912. 130 с.
8. Фрост Д.В. Къ теоріи магнитометрической развѣдки // Записки Русскаго научнаго института въ Бѣлградѣ. 1932. Вып. 6. С. 87-134.
9. Brglez A., Seljak M. Ruski profesorji na Univerzi v Ljubljani. Ljubljana: Institute for Civilization and Culture. 2007. 96 p.

УДК 550.83:551.214(265.53):681.3

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПОДВОДНОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ЦЕНТРА ВБЛИЗИ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ОКОНЕЧНОСТИ О. СИМУШИР (КУРИЛЬСКАЯ ОСТРОВНАЯ ДУГА)

Ю.И. Блох¹, В.И. Бондаренко², А.С. Долгаль³, П.Н. Новикова³, В.А. Рашидов⁴, А.А. Трусов⁵

yuri_blokh@mail.ru

¹Москва; ²Костромской ГУ им. Н.А. Некрасова, г. Кострома; ³Горный институт УрО РАН, г. Пермь; ⁴Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский; ⁵ЗАО «ГНПП Аэрогеофизика», г. Москва

The paper provides results from application of designed modern computer techniques for interpretation of materials from complex geophysical investigation of submarine volcano which are located west of the south-western coast of Simushir Island in the Kurile island arc.

С целью проверки сообщения в извещениях мореплавателям о проявлении подводной вулканической деятельности в 1980 г. в 17 рейсе НИС «Вулканолог» в 1983 г. были выполнены комплексные геолого-геофизические исследования подводного хребта расположенного ~ в 20 км от юго-западной оконечности о. Симушир. Проведенные работы позволили предположить в этом месте наличие подводного вулканического центра, который вошел в «Каталог подводных вулканов и гор Курильской островной дуги» под номером 6.13 [1].

На глубине ~ 500 м была выявлена плоская площадка, маркирующая, по-видимому, центральную часть подводного вулканического центра (рис. 1а).

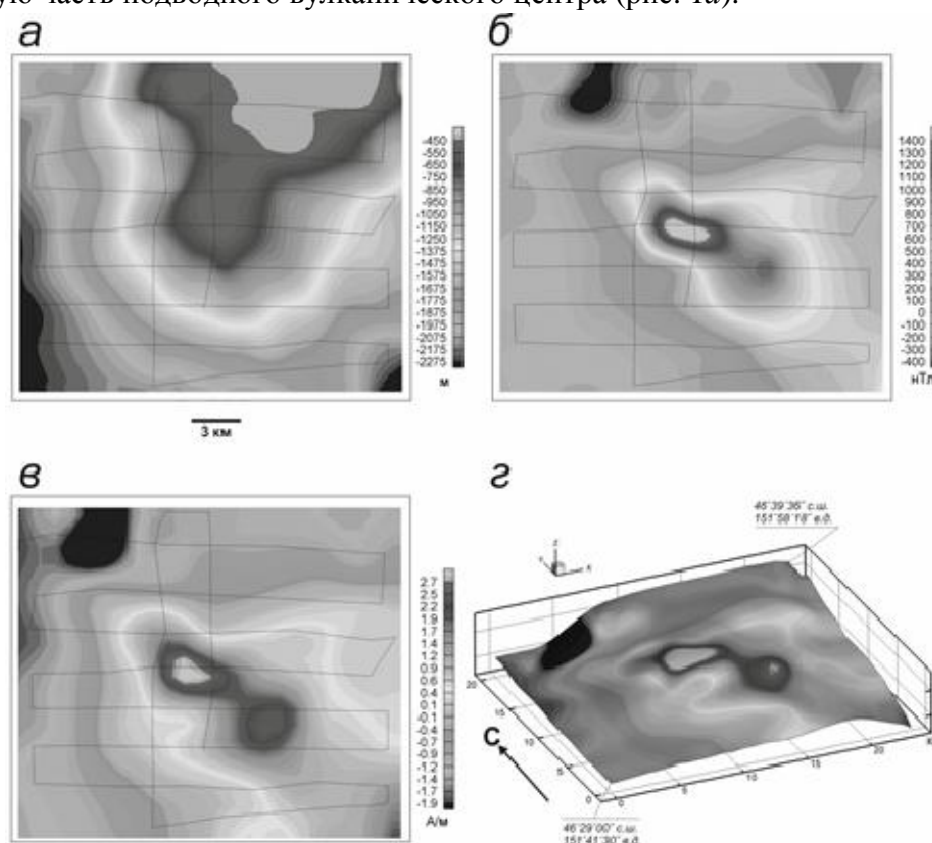


Рис. 1. Подводный вулкан 6.13: а – батиметрия; б – аномальное магнитное поле ΔT_a ; в – распределение эффективной намагниченности вулкана; г – распределение эффективной намагниченности, изображенное на поверхности вулкана.

Крутизна западных, восточных и южных склонов этого центра достигает 20-25°. Эти склоны, судя по записям непрерывного сейсмоакустического профилирования, сложены

41-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского, 2014 г.

плотными вулканическими породами. Маломощный чехол осадков (до 250-300 м) выявлен лишь у самого основания массива. К подводному вулканическому центру приурочена положительная аномалия магнитного поля ΔT_a , интенсивность которой превышает 1800 нТл (рис. 1б).

Относительная высота вулканического центра ~ 2000 м, а размер основания – 25×20 км. Объем вулканического центра $\leq 100 \text{ км}^3$ [1].

В пределах привершинной части вулканического центра были выполнены три результативные станции драгирования и поднят разнообразный по своему составу материал, в котором наиболее свежими породами являются базальты [1].

Интерпретация материалов комплексных геофизических исследований была выполнена с помощью технологии моделирования данных гидромагнитной съемки в комплексе с эхолотным промером, непрерывным сейсмоакустическим профилированием и анализом естественной остаточной намагниченности и химического состава драгированных горных пород, разработанной авторами [2-4].

Изучение магнитных свойств драгированных пород показало, что наиболее магнитными являются базальты и андезибазальты, естественная остаточная намагниченность которых достигает, соответственно, 12.41 и 8.50 А/м. Наименее магнитными являются диориты и алевролит (таблица).

Магнитные свойства пород, драгированных на подводном вулкане 6.13

№ п/п	Количество образцов	Горная порода	Диапазон изменения J_n , А/м	Диапазон изменения α , 10^{-3} СИ
1	10	Базальт	4.18-12.41	5.47-14.70
2	5	Андезибазальт	0.11-8.50	21.7-136.36
3	6	Андезит	0.50-1.36	3.01-6.29
4	3	Диорит	0.003-0.004	5.26-5.66
5	6	Габбродиорит	2.8-3.41	1.74-10.01
6	1	Алевролит	0.74	5.6

Анализ особых точек функций, описывающих аномальные поля на отдельных галсах, проводился с помощью интегрированной системы СИНГУЛЯР и показал приуроченность основных особенностей функций, описывающих аномальные поля, к верхней кромке вулканических пород (рис. 2). Помимо этого, методы особых точек позволили предположить субвертикальное направление подводящих каналов и наличие на глубине 2.5 км периферического магматического очага.

С помощью программы ИГЛА уточнено, что вектор намагниченности пород отклонен от вектора нормального поля T_0 к Ю-З на угол около 60° , что может свидетельствовать о значительной составляющей остаточной намагниченности.

Трехмерное моделирование вулканической постройки с помощью программы REIST из пакета структурной интерпретации гравитационных и магнитных аномалий СИГМА-3D показало, что эффективная намагниченность вулкана 6.13 достигает 3 А/м (рис. 1в, рис. 1г). Среднеквадратическая погрешность подбора аномального магнитного поля после 146 итераций составила 16 нТл. Наиболее интенсивно намагниченной является центральная часть вулканического центра в интервале глубин 450-950 м. Учитывая результаты изучения магнитных свойств драгированных пород, можно предположить, что эта часть вулканического центра, вероятнее всего, сложена базальтами и андезибазальтами.

Построенное с помощью интерпретационной томографии трехмерное распределение квазинамагниченности горных пород по величине $\frac{\partial(\Delta T_a)}{\partial z}$, которое отражает на качественном

уровне геомагнитные неоднородности вулканических построек, позволило выделить субвертикальные структуры, которые можно связать с застывшей магматической системой вулканического центра.



Рис. 2. Изображение, синтезированное системой СИНГУЛЯР для локализации особых точек функции, описывающей аномальное магнитное поле ΔT_a подводного вулканического центра, с наложенным рельефом дна по данным эхолотных промеров.

Выявлен различный характер распределения квазинамагниченности в СЗ-ЮВ, С-Ю и ЮЗЗ-ССВ направлениях. Наиболее намагниченной является привершинная часть вулканического центра, от которой можно проследить локализованное снижение значений эффективной намагниченности. К ЮВ и ССВ от вершины вулканического центра, обнаруживаются два магнитных объекта, предположительно имеющие общие корни с основным аномалиеобразующим телом.

Моделирование подводного вулкана монтажным методом в смешанной 2D-постановке обратной задачи магниторазведки по отдельным галсам также показывает наличие трех объектов, средняя эффективная намагниченность которых варьируется от 2.5 до 4 А/м при субвертикальном направлении вектора намагниченности (отклонение угла намагниченности от вертикали составило до 8°).

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты 12-05-00156-а, 12-05-00414-а и 12-05-31138-мол-а).

Список литературы

1. Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги / Ответственный редактор академик Ю.М. Пуцаровский. М.: Наука, 1992. 528 с.
2. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С., Новикова П.Н., Рашидов В.А., Трусов А.А. Комплексные геофизические исследования подводного вулкана б.1 (Курильская островная дуга) // Геофизика. 2012. № 2. С. 58-66.
3. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С., Новикова П.Н., Рашидов В.А., Трусов А.А. Современные интерпретационные технологии при комплексном моделировании подводного вулкана Макарова (Курильская островная дуга) // Геоинформатика. 2012. № 4. С. 8-17.
4. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С., Новикова П.Н., Рашидов В.А., Трусов А.А. Комплексное моделирование подводных вулканов 2.7 и 2.8 (Курильская островная дуга) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2013. № 1. Вып. 21. С. 77-85.

550.838

СОВЕРШЕНСТВОВАНИЕ МЕТОДИКИ КОМПЛЕКСНОГО ИСТОЛКОВАНИЯ ДАННЫХ МАГНИТОРАЗВЕДКИ И ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКИ В АМУРСКОЙ ОБЛАСТИ

А.В. Богомолов, В.Б. Виноградов

j-bvi@mail.ru

ФГБОУ ВПО «Уральский государственный горный университет», г. Екатеринбург, Россия

Abstract

The results of geophysical surveys on three gold deposits in the Amur region. Prepositional scheme of complex interpretation of the magnetic and electrical data.

В Амурской области для поисков золота применяется комплекс магниторазведочных и электроразведочных работ. В региональном плане территория площадь расположена в западной части Умлекано–Огоджинского вулcano–плутонического пояса (Умлеканская зона). В обрамлении выступа широко распространены позднемезозойские интрузивные, субвулканические и вулканические образования, образующие прерывистую цепь структур кольцевого, купольного и линейного типов, сопровождаемых золотым, золото–серебряным и золото–молибден–медно–порфировым оруденением. Вулканические и субвулканические образования характеризуются значительным литологическим и фаціальным разнообразием, образуют постройки центрального и линейного типов различных порядков.

Особенность комплекса в том, что в магниторазведке отчетный материал – карта поля, в электроразведке – карта физического параметра – кажущегося сопротивления (ρ_k) или кажущейся поляризуемости, которые зависят от условий возбуждения и измерения. Вид электрических аномалий существенно меняется в зависимости от применяемой установки. Методику комплексного истолкования необходимо адаптировать к применяемому способу электроразведки. Комплексное истолкование магнитных и электрических полей основано на нескольких идеях:

1. Согласование геологических границ и петрографической идентификации объектов, полученных в результате истолкования каждого поля в отдельности (наиболее распространенный подход). Трудности возникают при согласовании моделей с разной геометрией и основанных на разных геологических посылах, созданных разными авторами.
2. Построение комплексной петрофизической модели на базе единого разбиения нижнего полупространства, например, сеточной модели, и проведение истолкования на основе аналогии соотношений для намагничивания тел в однородном поле и электрических поляризованных тел. Истолкование полей на основе взаимосвязей аномалий кажущегося сопротивления и аномалий магнитного поля объектов известной формы (Непомнящих А.А.). Вычисление нормированного градиента в вертикальной плоскости на основе данных электроразведки и магниторазведки.
3. Выявление корреляционных зависимостей между физическими параметрами (η , J , ρ , χ). Построение регрессионных моделей для определения параметров разреза или геологической принадлежности объектов для конкретной типовой геологической обстановки.
4. Распознавание образов. Формирование набора информативных признаков рудоносности. Вычисление коэффициентов информации, количества информации для одного метода и комплекса методов. Выявление участков рудоконтролирующих тектонических нарушений, зон окварцевания по высоким значениям, рудных зон на основе алгоритмов распознавания образов для комплекса электрических и магнитных измерений. Так как число эталонных объектов всегда мало, распознавание образов проводится в модификации естественного расслоения или выделения фиксированного числа классов, заданного на основе имеющейся геолого-геофизической информации.
5. Совместные трансформации аномальных магнитных и электрических полей. Вычисление на основе аналитической аппроксимации псевдогравитационных полей по

аномалиям магнитного поля и вызванной поляризации и их истолкование способами, разработанными для гравитационных полей с учетом непостоянства отношения величин поляризуемости и намагниченности к плотности горных пород (η/σ , η/J). Вычисление обобщенных показателей: функции комплексного показателя, параметра редких сочетаний, металл-фактора, суммарного градиента и др. (Долгаль А.С. 2002 и др.). Вычисление дисперсии полей и суммарной дисперсии, поскольку золоторудные поля характеризуются повышенной изрезанностью физических полей.

На перспективных участках по результатам магнитных и электрических измерений отмечается пространственная изменчивость электропроводности, поляризуемости и намагниченности. Физические свойства метасоматитов отличаются резкими колебаниями в широком диапазоне, высокая неоднородность намагниченности и сопротивления характерны для рудовмещающих и рудоконтролирующих комплексов горных пород [1, 2]. Надежно по геофизическим данным понижением интенсивности магнитного поля и уменьшением кажущегося сопротивления выявляются зоны катаклаза, милонитизации, рассланцевания. Каждый вид метасоматического процесса характеризуется присущей ему направленностью изменения ρ , η , J . Названные физические параметры отражают изменения вещественного состава горных пород, гидротермально-метасоматические изменения и т.п., что позволяет решить задачи геологического картирования выделить зоны графитизации, сульфидизации (пирит, пирротин), аргиллизации, окварцевания, пропилитизации, дезинтеграции, контуры рудных зон и др., наметить перспективные участки для дальнейшего изучения.

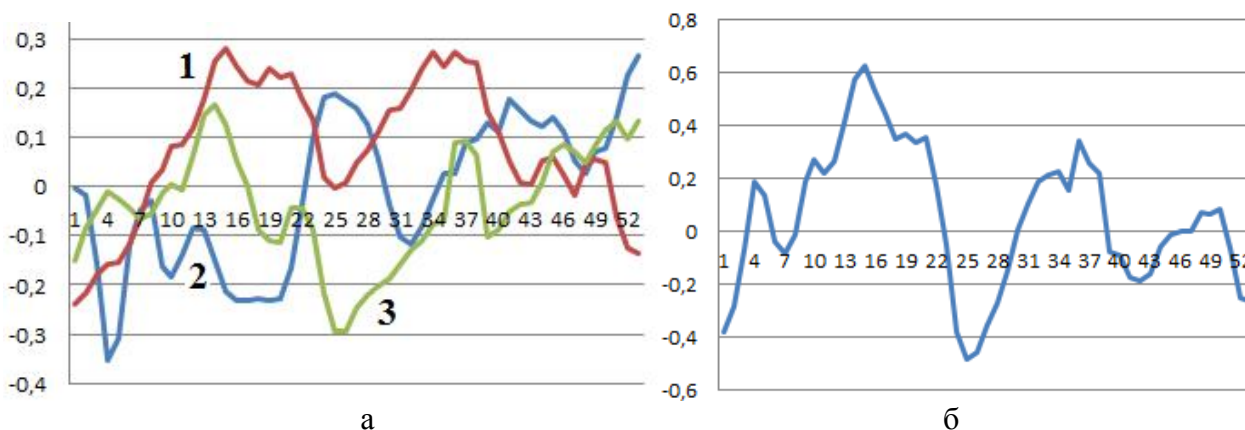


Рис. 1 Графики сглаженных и нормированных величин магнитного поля (1), кажущейся поляризуемости (2), кажущегося сопротивления (3) по профилю над рудовмещающей толщей (а), кривая комплексного показателя по тому же профилю (б)

При истолковании геофизических работ на трех месторождениях использованы все 5 выше перечисленных подходов. На первом этапе для подавления влияния геологических помех, результаты измерений всех полей были сглажены и нормированы на наибольшее по абсолютной величине измеренного параметра (рис. 1а). Из приведенных данных следует, что источники аномалий магнитного поля, вызванной поляризации и кажущегося сопротивления часто совпадают, а привлечение данных трех полей позволяет полностью решить задачи литологического расчленения. Как и следовало ожидать, график кажущегося сопротивления напоминает график горизонтальной производной магнитного поля и поляризуемости. Комбинируя относительными величинами этих аномалий можно создать трансформации, направленные на выделение интересующего нас комплекса пород (рис. 1б). Разные комбинации позволяют выделять разные геологические комплексы.

Для решения задачи геологического картирования был рассчитан один из комплексных показателей (K) [1], выявляющий зоны окварцевания, по формуле:

$$K = \lambda + 1,5P^*$$

41-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского, 2014 г.

где K – комплексный показатель, λ – функция комплексного показателя (Вахромеев Г. С.), P – параметр метода редких сочетаний.

Карта комплексного показателя представлена ниже (рис. 2). Выделена тектоническая зона северо-восточного простирания.

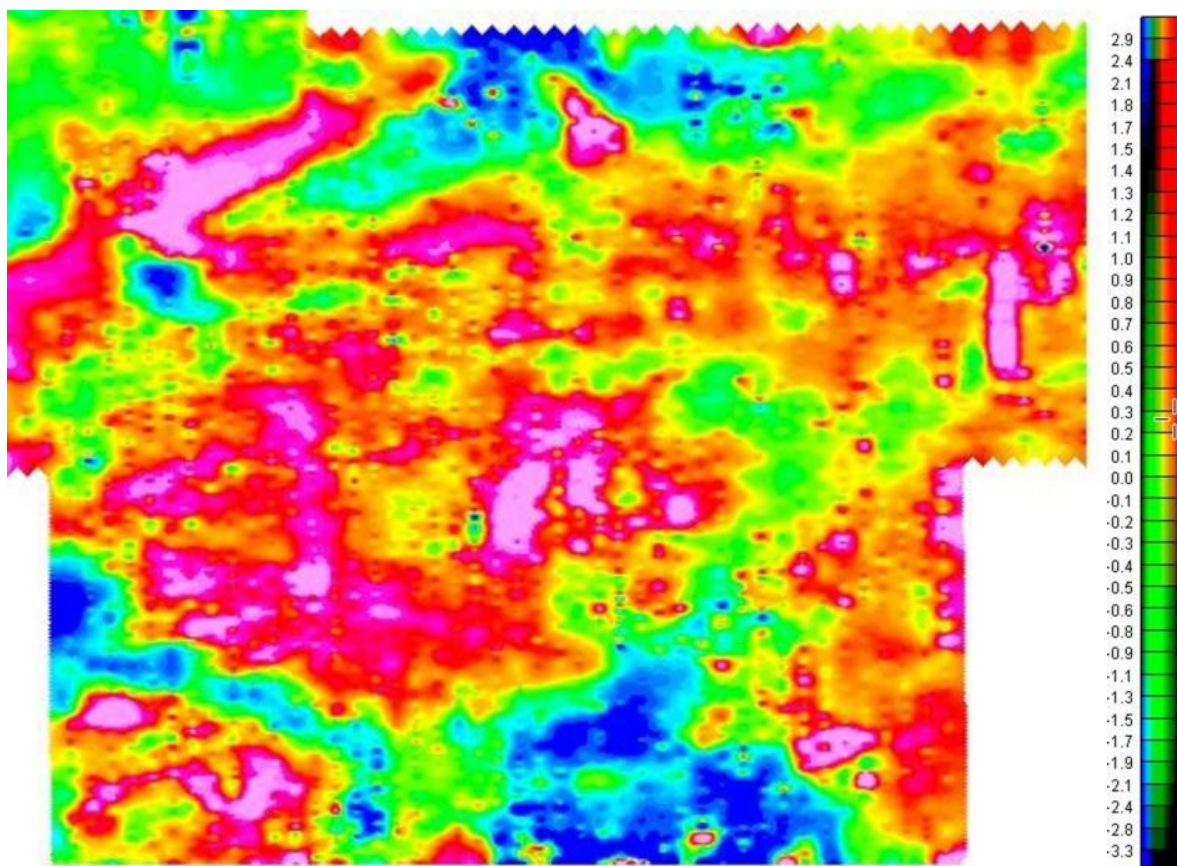


Рис. 2 Юго-восточная часть карты параметра K . Максимальные значения указывают на зоны окварцевания.

Карта комплексного показателя выделяет тектоническую зону северо-восточного простирания. Очень сильно выделяется центральная часть. Это объясняется тем, что помимо кварцевых метасоматитов, присутствуют кварцевые жилы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богомолов А.В. Комплексная интерпретация геофизических полей золоторудных месторождений Тындинского района//Международная научно-практическая конференция «Уральская горная школа – ретинам». Сб. д-ов. Екатеринбург. УГГУ. 2012. 177 - 178 с.
2. Богомолов А.В. Анализ комплексных геофизических данных золото-сульфидно-кварцевых месторождений Тындинского района//Четырнадцатая уральская молодежная научная школа по геофизике. Сб. науч. Материалов.. Пермь. ГИ УрО РАН. 2013. 24 - 28 с.

УДК 550.831

ОБ ОДНОМ ЧИСЛЕННОМ МЕТОДЕ ПРОДОЛЖЕНИЯ ПОТЕНЦИАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ*И.В. Бойков, В.А. Рязанцев**boikov@pnzgu.ru, ryazantsevv@mail.ru**Пензенский государственный университет, Пенза, Россия*

An approximate method for the continuation of potential fields is devised in the report. The method is based on the optimal algorithms for the approximation of the classes of functions $Q_{r,\gamma}(\Omega, M)$ and $B_{r,\gamma}(\Omega, M)$ [1,2]. Recall that the class of functions $Q_{r,\gamma}(\Omega, M)$ includes solutions of elliptic equations and potential fields created by different gravitating masses [3]. On several model examples the following advantages of the proposed method over the standard method (that is built on uniform mesh) are demonstrated: 1) the precision is one order higher; 2) the difference scheme keeps the stability while the difference scheme on uniform mesh loses the stability; 3) approximately two times smaller number of operations in comparison with standard method.

Постановка задачи. Введём декартову прямоугольную систему координат Ox_1x_2z , направив ось z вниз. Пусть в области $\Omega = G \times [0, H] \subset \mathbb{R}_3$, $G \subset \mathbb{R}_2$ существует потенциальное поле $U(x_1, x_2, z)$, удовлетворяющее уравнению

$$\Delta U = 0. \quad (1)$$

Пусть на поверхности G известно граничное значение

$$U(x_1, x_2, 0) = f(x_1, x_2), \quad (x_1, x_2) \in G. \quad (2)$$

Требуется восстановить потенциальное поле $U(x_1, x_2, z)$ в области Ω .

Замечание. Эта постановка допускает обобщение. В связи с развитием в последнее время тензорной градиентометрии [4] можно рассматривать уравнение (1) с граничными значениями (2) и

$$\left. \frac{\partial u(x_1, x_2, z)}{\partial z} \right|_{z=0} = f_1(x_1, x_2), \quad (x_1, x_2) \in G. \quad (3)$$

Построим разностный метод восстановления потенциального поля $U(x_1, x_2, z)$ в области Ω по неравномерной сетке узлов. В качестве исходной информации возьмём уравнение (1) с граничным условием (2).

Обозначим через h_x шаг разностной схемы по переменным x_1, x_2 , а через $h_z(k)$ – шаг разностной схемы по переменной z . Здесь $h_z(k)$, $k = 1, \dots, M$, шаг разностной схемы на k -ом слое.

Прежде всего, остановимся на выборе шагов $h_z(k)$. В работе [3] показано, что потенциальные поля, создаваемые тяготеющими массами, принадлежат классу функций $B_{r,\gamma}(D, M)$, где D – область, в которой определено потенциальное поле. При построении оптимального метода аппроксимации потенциальных полей область D разбивалась на более мелкие области Δ^k , $k = 1, \dots, M-1$, где область Δ^k определялась неравенствами

$$2^{k-M} \leq d(x, \partial D) \leq 2^{k+1-M}, \quad k = 1, 2, \dots, M-1,$$

а область Δ^0 определялась неравенствами $0 \leq d(x, \Gamma) \leq 2^{-M}$. Здесь ∂D – граница области D . Поэтому естественно взять $h_z(k) = 2^{k-1-M}$, $k = 1, 2, \dots, M$.

Для построения разностной схемы необходимо располагать значениями функции $U(x_1, x_2, z)$ на первом слое: $z = 2^{-M}$. Для этого воспользуемся формулой Пуассона, продолжая функцию $f(x_1, x_2)$ на плоскость $z = 0$. Различные способы продолжения

41-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского, 2014 г.

описаны в [5]. Интеграл Пуассона вычисляется по кубатурным формулам различной сложности [5].

Положим для определённости $\Omega = [a, b; a, b; 0, H]$. Пусть $v_{ijk} = (c_i, c_j, d_k)$, $c_i = a + i \frac{b-a}{N}$, $i = 0, 1, \dots, N$, $d_k = \frac{kH}{M}$, $k = 0, 1, \dots, M$, $M < \frac{N}{2}$.

Из условия (2) и в результате вычисления интеграла Пуассона получаем две сетки значений: $f(v_{ij0})$, $f(v_{ij1})$, $i, j = 0, 1, \dots, N$. По пятиточечным разностным схемам последовательно вычисляем значения $U(v_{ijk})$, $i, j = k, k+1, \dots, N-k$, $k = 2, 3, \dots, M-1$. Затем вычисляются значения $U(v_{ijk})$, $i, j = 0, 1, \dots, N$, $k = 2, 3, \dots, M$. Для этого на каждом этапе используются различные разностные схемы.

Замечание. Реализация вычислительной схемы с переменным шагом на каждом слое является достаточно трудоёмкой. Поэтому при решении модельных примеров увеличение шага h_z в 2 раза проводилось не на каждом слое, а периодически с некоторым периодом.

Модельный пример. На плоскости $z = 0$ задано граничное условие

$$f(x_1, x_2) = \begin{cases} (1-x_1^8)(1-x_2^8) & \text{при } (x_1, x_2) \in [-1, 1]^2, \\ 0 & \text{при } (x_1, x_2) \in \mathbb{R}_2 \setminus [-1, 1]^2. \end{cases}$$

Для вычисления интеграла Пуассона использовалась квадратурная формула прямоугольников по 200 узлам. Шаги: $h_x = 0.04$, $h_z = 0.1$. Число узлов разностной схемы $N_{\text{равн}} = 16330$ (равномерная сетка), $N_{\text{неравн}} = 9634$. Результаты вычислений приведены в таблице.

равномерная сетка		неравномерная сетка	
z	погрешность	z	Погрешность
0.2	0.29841	0.1	0.17823
0.3	0.45655	0.15	0.31692
0.4	0.62265	0.2	0.34066
0.5	1.77376	0.3	0.31991
0.6	6.70122	0.4	0.30162
0.7	30.50271	0.5	0.39315
0.8	142.29613	0.6	0.37931
0.9	692.55963	0.8	0.35462
1.0	3460.13466	1.0	0.56687

Список литературы

1. Бойков И. В. Аппроксимация некоторых классов функций локальными сплайнами // Журнал вычислительной математики и математической физики. 1998. Т. 38, №1. С. 25-33
2. Бойков И. В. Оптимальные методы приближения функций и вычисления интегралов. Пенза: Изд-во Пенз. ПГУ. 2007. 236 с.
3. Бойков И. В., Бойкова А. И. Оптимальные методы восстановления потенциальных полей // Известия РАН. Физика Земли. 1998. №8. С 70-78.
4. Михайлов В. О., Диаман М. Некоторые вопросы интерпретации данных тензорной градиентометрии // Известия РАН. Физика Земли. 2006. №12. С. 3-10.
5. Бойков И. В., Кравченко М. В., Крючко В. И. О приближённом методе восстановления потенциальных полей // Известия РАН. Физика Земли. 2010. Т. 46, №4. С 67-77.

УДК 556.338

**ЭКОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ПРОЦЕССОВ ОСВОЕНИЯ
УГЛЕВОДОРОДОВ СЛАНЦЕВЫХ ФОРМАЦИЙ**

М.Я. Боровский

lilabor@mail.ru

ООО «Геофизсервис», г. Казань, РТ

In the exploration of hydrocarbons shale formations is recommended assessment of the natural protection of the subsoil, the identification of pollution of geological environment on the geophysical data.

Ввиду истощения ресурсов традиционных нефтей все большее внимания привлекают альтернативные источники углеводородного сырья. К последним относятся нефть и газ сланцевых толщ.

Как отмечено [1], добыча углеводородов из сланцевых образований в США стала экономически выгодной, благодаря применению новых технологий горизонтального бурения и многостадийного разрыва продуктивного пласта. Вовлечение в промышленный оборот горючих полезных ископаемых зависит не только от запасов искомого сырья, но и от комплекса условий: геолого-технические, географо-экономические, социальные, конъюнктурные, стратегические, и что особенно важно, в густонаселенных регионах – экологические факторы.

Оценка экологической ситуации, вследствие процессов освоения месторождений газа и нефти сланцевых отложений имеет решающее значение при принятии управленческих, а главное политико-экономических решений для постановки поисково-разведочных работ на нетрадиционные виды углеводородного сырья.

В числе факторов, положительно влияющих на перспективы добычи сланцевого газа: близость месторождений к рынкам сбыта; значительные запасы; заинтересованность властей ряда стран в снижении зависимости от импорта топливно-энергетических ресурсов. В то же время у сланцевого газа есть множество недостатков, негативно влияющих на перспективы его добычи. Среди таких недостатков: относительно высокая себестоимость; непригодность для транспортировки на большие расстояния; быстрая истощаемость месторождений; низкий уровень доказанных запасов в общей структуре запасов; значительные экологические риски при добыче (по данным электронных средств информации <http://www.pro-gas.org>).

Взгляды европейских стран по вопросу разработки сланцевого газа разделились. В то время как Польша намерена в ближайшем будущем приступить к разработке соответствующих проектов, Франция, Бельгия и несколько других стран Евросоюза ввели запрет на подобные работы.

Процессы освоения скоплений сланцевой нефти и газа оказывают негативное влияние на природную среду на всем протяжении геологоразведочного цикла от начальных (подготовка к строительству буровой площадки) до завершающих (бурение горизонтальной скважины, проведение в ней операции гидроразрыва, и последующего отбора полезного ископаемого) этапов. Отрицательные последствия этой деятельности проявляются в виде загрязнения воздуха, поверхностных и подземных вод, земельных угодий различными вредными примесями. Применение широкой гаммы химических реагентов в различных технологических процедурах, прежде всего при выполнении гидроразрыва, ухудшает состояние окружающей среды. Не исключено также [2], что многократно повторяющиеся операции (по некоторым источникам до 10 раз) гидроразрыва могут служить «спусковым крючком» к возникновению техногенных землетрясений. Значительную помощь для своевременного осуществления мероприятий для целей экологической безопасности, прогнозирования негативных последствий геологоразведочного процесса оказывают оперативные, малозатратные, экологически приемлемые геофизические методы разведки.

Для нефтедобывающих регионов разработаны [3,4] методические основы оценки естественной защищенности недр (прежде всего, имеются в виду горизонты пресных

41-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского, 2014 г.

подземных вод), как «снизу», так и «сверху» по геофизическим данным. Предложены [3,5,6] геофизические комплексы для выявления источников и ореолов загрязнения геологической среды.

При решении большинства экологических вопросов, связанных с разработкой скоплений горючих полезных ископаемых большое значение имеет информация о дистрофизмах земной коры (разломы, зоны трещиноватости)

Эффективным методом выделения зон повышенной тектонической трещиноватости, служащих каналами миграции загрязняющих флюидов (метана, парниковых газов, радиоактивных растворов), является на территории Поволжского региона высокоточная гравиразведка (В.П. Степанов и др., 2006; З.М. Слепак, 1980-2013; [3]). На основе карт изоаномал можно выделить как визуально, так и после их трансформации ряд аномалий, отображающих зоны разрывных нарушений. Выявление и трассирование тектонических нарушений (разломы, зоны повышенной трещиноватости) по геофизическим данным базируется (Б.С. Вольвовский, Н.Я. Кунин, Е.И. Терехин, 1977; В.П. Степанов и др., 2005) на следующих критериях:

- протяженные зоны гравитационных, реже магнитных ступеней;
- цепочки узких линейных положительных и отрицательных аномалий ΔT_a и Δg , смещения линейно вытянутых аномалий в плане, изгибы изоаномал, секущие основные простирания;
- крутые и резкие ограничения аномалий, пересечение аномалий различного простирания, торцовые сочленения неодинаково ориентированных аномалий и др.

Для выделения участков интенсивной трещиноватости применимы также методы электроразведки. Так метод электропрофилирования (ЭП) позволяет картировать зоны измененных пород, представленных продуктами их брекчирования и дробления. По материалам различных модификаций ЭП можно выделять над зонами контактов пород специфические ступенчатые аномалии с последовательным изменением кажущихся сопротивлений, при наличии раздробленных и трещиноватых пород – зон повышенной проводимости. По данным электроразведки методом вертикального электрического зондирования (ВЭЗ) над тектоническими нарушениями выявляются зоны пониженных удельных сопротивлений, обусловленные повышенной водообильностью.

Эффективным средством контроля состояния природной окружающей среды служит [3], разработанный в ГНПП «Аэрогеофизика» комплекс, позволяющий вести дистанционный экологический мониторинг, включающий тепловую, гамма-спектрометрическую, газовую и аэрозольную съемки.

Литература

1. Прищепа О.М., Аверьянов О.Ю., Жарков А.М. Нефтеносные сланцы Восточно-Европейской платформы – резерв поддержания добычи углеводородов в промышленно освоенных районах. // Проблемы повышения эффективности разработки нефтяных месторождений на поздней стадии: Материалы Международной научно-практической конференции. – Казань: Изд-во «Фэн» АН РТ, 2013. - С.28-32.
2. Маевский Б.И., Хомин В.Р., Гонтарева Н.В. и др. Об опасных эколого-техногенных последствиях при добыче газа из сланцеватых пород в сложнопостроенном Карпатском регионе // Материалы докладов 111 Международной научно-практической конференции «Нефтегазовая геофизика - нетрадиционные ресурсы», (20-24 мая, 2013г., Ивано-Франковск)– Ивано-Франковск, 2013. - С. 139-140.
3. Боровский М.Я., Газеев Н.Х., Нургалиев Д.К. Геоэкология недр Республики Татарстан: Геофизические аспекты. – Казань: Экоцентр, 1996. – 316 с.
4. Ибрагимов Р.Л., Боровский М.Я., Фахрутдинов Е.Г. Типизация геологической среды для оценки степени защищенности подземных вод нефтеперспективных регионов // Нефть. Газ. Новации. – 2011. - №2.- С.6-9.
5. Боровский М.Я., Богатов В.И., Борисов А.С., Фахрутдинов Е.Г. Методические основы прогнозирования естественной защищенности недр по данным структурной гравиразведки // Защита окружающей среды в нефтегазовом комплексе – М.:ВНИИОЭНГ. – 2011. - №8. – С.40-46.
6. Боровский М.Я., Борисов А.С., Миннуллин Р.М., Богатов В.И., Фахрутдинов Е.Г. Геофизическая диагностика площадей вероятного распространения загрязнения в районах действующих нефтедобывающих предприятий // Защита окружающей среды в нефтегазовом комплексе – М.:ВНИИОЭНГ. – 2012. - №2. – С.22–27.

41-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского, 2014 г.

**МОДЕЛЬ МАГНИТОАКТИВНОГО СЛОЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ
МЕЗЕНСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ.**

Ю.В. Брусиловский

ura77777@rambler.ru

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г.Москва

SUMMARY. Analysis of the anomalous magnetic field allowed to divide the original field into components and create a model of magnetically active layer which consists from three structural layers of different genesis.

The lower part of the structural floor caused by disorders in the crystalline basement, and can be formed by the deep faults of itself in the basement, and also by the ledges projections of the crystalline basement, developed along the faults lines.

The average structural level generated by two large systems of dikes: Snopinskoy and Ust - Vyisky included in Mezenskaya trap province. The age of those dike systems determinates as the interval from the top of Upper Carbon till the lower parts of the Kazan stage of the Upper Permian, for Snopinskoy system, and from the Riphean till Late Carbone for Ust - Vyisky.

The upper structural level formed by the strong magnetic sources of anomalies, located in the upper part of the sedimentary cover . Generation of this horizon connected with the latest phase of magmatism, that established the upper level of Mezenskogo trap field, which age determinates as the Late Permian or possibly Early Triassic [VA Bush , 2009].

Для построения модели магнитоактивного слоя восточной части Мезенской синеклизы были использованы аэромагнитные съёмки масштаба 1:50000, ЗАО «ГНПП Аэрогеофизика» в 2001-2002гг. Для оценки параметров магнитоактивного слоя в работе были использованы независимые, взаимодополняющие методы количественной интерпретации. Был использован пакет интерпретационных программ «Magdepth3D», разработанный сотрудником лаборатории геофизических полей Института океанологии РАН им. П.П. Ширшова - А.Н. Иваненко [Иваненко и др., 2012]. Применение этого пакета программ позволило выполнить процедуру разделения исходного поля по глубине до источника, оценить эффективную намагниченность и геометрические параметры для каждого из выделенных горизонтов. Для серии профилей, было выполнено решение обратной задачи методом подбора, в формате 2.5D [Cooper, 1997], что позволило подобрать модель магнитоактивного слоя для каждого заданного профиля. Для уменьшения неоднозначности решения обратной задачи, при оценки глубины верхних кромок, учитывались данные по глубинам до фундамента, для чего были использованы сейсмические данные [Аплов и др., 2006]. Величина эффективной намагниченности так же подбиралась с учётом выполненных ранее оценок [Аплов и др., 2006].

По результатам выполненных исследований была создана модель магнитоактивного слоя восточной части Мезенской синеклизы. В рамках этой модели магнитоактивный слой представлен тремя структурными этажами, отражающими определенные этапы формирования Мезенской синеклизы, и охватывает временной интервал от среднего рифея до раннего триаса.

Нижний структурный горизонт формирует основание магнитоактивного слоя. Этот горизонт представлен линейно-вытянутыми телами северо-западного простирания. Глубина залегания верхних кромок, лежит в пределах 5-7км, а глубина нижних кромок составляет 10-12км. Сравнение этого структурного горизонта со схемой кристаллического фундамента показало, что он совпадает с основными разломными ограничениями, проходящими по границе палеорифтов с выступами кристаллического фундамента. Этот структурный уровень отражает рифтовый этап эволюции Мезенской синеклизы в среднем рифее с образованием единой системы субпараллельных рифтовых зон северо-западного простирания, образовавшихся в условиях горизонтального растяжения. [Балуев и др., 2006, 2012].

41-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского, 2014 г.

Средний структурный уровень лежит в пределах от 2-4 км, до 5-7 км, а его эффективная намагниченность лежит в пределах от 1 до 4А/м. Этот структурный уровень представлен двумя группами узких, линейно вытянутых тел северо-восточного простирания и совпадает с расположением двух крупных систем даек: Снопинской и Усть-Выйской, входящих в Мезенскую трапповую провинцию. Его формирование связано с позднерифейским-среднепалеозойским этапом активизации магматизма [Буш, 2009].

Верхний структурный уровень лежит в интервале глубин от 0.3 - 1.0 км до 1.0 - 2.0 км, его мощность колеблется от 0.7 до 1.0 км, а эффективная намагниченность меняется в широком диапазоне: от 1.5 до 20А/м. Этот структурный уровень представлен локальными телами самой разнообразной формы и отражает высокочастотную составляющую часть поля, связанную с сильномагнитными источниками аномалий, расположенными в верхней части осадочного чехла. Такие характеристики позволяют предполагать, что верхний структурный горизонт сформировался во время последнего, наиболее позднего этапа активизации магматизма, и является верхним уровнем Мезенского траппового поля, возраст которого определяется как поздняя пермь, возможно, ранний триас [Буш, 2009].

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ №11-05-00280

Литература

Аглонов С.В., Бурзин М.В., Вейс А.Ф. и др. Геодинамика Мезенского осадочного бассейна.- Спб.: Наука, 2006. 319с

Балуев А.С. Геодинамика рифейского этапа эволюции северной пассивной окраины Восточно-Европейского кратона// Геотектоника, №3. 2006. с. 23-28

Балуев А.С., Журавлёв В.А., Терехов Е.Н., Пржиягловский Е.С. Тектоника Белого моря и прилегающих территорий (Объяснительная записка к «Тектонической карте Белого моря и прилегающих территорий» масштаба 1:1500000) / М.:ГЕОС. 2012. 104 с.

Буш В.А. Трапповые и дайковые поля Мезенской синеклизы/
[ftp://publ@files.aerogeology.ru/New airborne methods and technologies.2009.1.pdf](ftp://publ@files.aerogeology.ru/New_airborne_methods_and_technologies.2009.1.pdf)

Иваненко А.Н., Брусиловский Ю.В., Филин А.М., Шишкина Н.А. Современные технологии обработки и интерпретации магнитных данных при работах на морских месторождениях нефти и газа.// Геофизика. №3. 2012. с. 60-71

G.R.J. Cooper Forward modelling of magnetic data, Comput geosci-computers & geosci, vol. 23, no. 10, pp. 1125-1129, 1997

**ФОРМИРОВАНИЕ ФРОНТАЛЬНОЙ ОБЛАСТИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ
КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ**

Ю.В. Брусиловский¹, Б.В. Баранов¹, П.С. Бабаянц²

ura77777@rambler.ru

1 Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва

2 ЗАО ГНПП “Аэрогеофизика”

SUMMARY. Area of negative polarity was distinguished and contoured on base of magnetic field analysis. This area is confined to subsided part of the Vityaz Ridge and corresponds to area of crust extension and destruction. Inverse problem solutions lead to conclusion that extension and destruction of the crust was accompanied by intrusion of magmatic matter during inversed polarity epoch. Presence of local positive magnetization anomalies in this area may be explained by superimposed volcanic activity associated with subsequent stage of magmatism related to positive polarity epoch.

Basing on magnetic field character and bedrock dating we suppose that extension zone in the fore-arc area was formed in Late Oligocene. This period approximately corresponds to the beginning of Kurile Basin opening and volcanic arc forming.

По результатам анализа магнитного поля была выделена и оконтурена область отрицательной полярности, приуроченная к погруженной части хребта Витязя и соответствующая области растяжения и деструкции коры. Наличие области отрицательной полярности магнитного поля, результаты решения обратной задачи в формате 2.5D и расчёт эффективной намагниченности дают основание полагать, что растяжение и деструкция коры сопровождалась внедрением магматического материала в эпоху преимущественно обратной магнитной полярности.

Петрохимические данные и возраст вулканических пород, драгированных в 37-м и 41 -м рейсах НИС “Академик Лаврентьев” дали основание выделить несколько возрастных комплексов, а именно: палеоценовый, эоценовый, позднеолигоценовый, среднемиоценовый и плиоцен-плейстоценовый [Леликов Е.П., Емельянова Т.А., 2011]. Среди этих комплексов для определения возраста области отрицательной полярности магнитного поля наибольший интерес представляют породы позднеолигоценового комплекса. Они были драгированы с хребта Витязя в области отрицательной полярности магнитного поля и представлены лавами и туфолавами андезитов и риолитов, а также их вулканокластическими аналогами. Возраст пород, определенный К-Аг методом, составляет 27.51.6 млн. лет, Возраст этих пород позднеолигоценового комплекса, может служить косвенной датировкой времени формирования всей области отрицательной магнитной полярности, образовавшейся в эпоху преимущественно обратной полярности на границе позднего олигоцена-раннего миоцена (24.32-25.75 млн лет) [Харленд У.Б. и др., 1985].

Локальные аномалии положительной намагниченности, наблюдаемые в пределах области отрицательной магнитной полярности, могут быть объяснены наложенным вулканизмом, связанным с более поздним этапом магматизма, произошедшим в эпоху преимущественно положительной магнитной полярности и вероятно, обусловлены наличием среднемиоценовых и плиоцен-плейстоценовых вулканитов, перекрывающих позднеолигоценовый комплекс.

Олигоцен-миоцен является примечательным этапом в формировании структур Курильской островодужной системы, которая включает в себя желоб, вулканическую дугу и задуговую Курильскую котловину. Так, начало островодужного вулканизма в пределах Курильской дуги приходится на конец олигоцена – начало миоцена (Сергеев, 1976). Прямые доказательства о возрасте Курильской котловины отсутствуют, однако на основании наблюдаемых значений теплового потока, глубины до ее фундамента и сейсмостратиграфии предполагается, что она была сформирована в раннем олигоцене-позднем миоцене (32-15 млн. лет) [Kimura and Tamaki, 1985; Харахинов В.В. 1996; Hayashi, 1997].

41-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского, 2014 г.

На основании характера магнитного поля и датировки коренных пород мы предполагаем, что зона растяжения во фронтальной части дуги была сформирована в позднем олигоцене.

Таким образом, есть все основания полагать, что начало раскрытия Курильской котловины, формирования вулканической дуги и образования зоны растяжения и деструкции коры во фронтальной части дуги произошло примерно в одно и тоже время.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ №11-05-00280.

Литература

1. *Е.П. Леликов, Т.А. Емельянова* Геология и вулканизм подводного хребта Витязя на Тихоокеанском склоне Курильской островной дуги. *Океанология* 2011. т.51. №2 С.329-343.
2. *Сергеев К. Ф.* Тектоника Курильской островной системы. М., “Наука”, 1976, 239 с.
3. *Харахинов В. В.* 1996. Тектоника и история развития осадочных бассейнов. В кн. Родников А. Г., Туезов И. К., Харахинов В. В., Структура и динамика литосферы и астеносферы Охотского региона, Москва, РАН, 256 – 305.
4. *Харленд У.Б Кокс А.В., Ллевеллин П.Г. и др.* Шкала геологического времени, Москва, Мир, 1985
5. *Kimura G., Tamaki K.* Collision, rotation, and back-arc spreading in the region of the Okhotsk and Japan Seas. *Tectonics*. 1986, 5 (3), 386–401.
6. *Hayashi T.* The Study of Thermal Structure and Tectonic History of the Derugin Basin, Sea of Okhotsk. Master’s Thesis, Earthquake Research Institute, University of Tokyo, 1997, 135 p.

УДК 552.1:551.14(477)

**ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ
УКРАИНСКОГО ЩИТА ПО МАТЕРИАЛАМ
РТ-ПЕТРОФИЗИКИ, ГСЗ И ГРАВИМЕТРИИ**

П.А. Буртний, В.А. Корчин

Korchin@igph.kiev.ua

Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

The results petrophysical modeling by basis on the comparison of experimental data of elastic waves speed changes in rocks and their density at the different conditions of experiments with materials of the deep seismic sounding and gravimetry are examined. The prognosis geological cut of the area of the Earth's crust of the central part of the Ukrainian shield along the DSS profile is built.

Особенности строения глубинных горизонтов земной коры не доступных бурению, основываются на анализе материалов геофизических исследований, которые характеризуются состоянием и физическими свойствами слагающих эти горизонты пород. Используемая нами методика петрофизического моделирования, базируемая на сопоставлении экспериментальных данных об изменении скорости упругих волн и плотности горных пород в РТ-условиях, соответствующих термобарическим режимам земной коры исследуемых регионов, с материалами ГСЗ и гравиметрии [1, 2]. Методика позволяет перейти от данных о физических свойствах глубинных горизонтов коры к определению возможного состава пород, слагающих эти горизонты, и построить прогнозный разрез коры, отражающий, в какой-то мере, реальную геологическую обстановку данного региона.

Для петрофизического моделирования взят профиль ГСЗ, проходящий в субмеридиональном направлении в пределах осевой антиклинальной части Ингульского мегаблока, которую образуют Корсунь-Новомиргородский (на севере) и Новоукраинский (на юге) массивы (блоки) [3, 4]. Фундамент Корсунь-Новомиргородского блока сложен анортозит-рапакиви-гранитовым комплексом пород (75-80% площади занимают граниты рапакиви). Основные породы габбро-анортозитового состава выходят на поверхность в некоторых местах в виде отдельных массивов. На юге блок граничит с Новоукраинским по Субботско-Мошоринскому разлому. Фундамент последнего сложен розовыми трахитоидными новоукраинскими гранитами (собственно Новоукраинский массив северной части блока) и порфиридовидными кировоградскими гранитами (Бобринецкий массив в южной его части). На севере и юге породы указанных блоков по разломам сочленяется с нижнепротерозойскими осадочно-метаморфическими толщами пород ингуло-ингулецкой серии.

Верхним горизонтам коры вплоть до границы K_2 присущи более контрастные различия сейсмических скоростей по латерали, которые хорошо согласуются с особенностями поверхностной геологии указанных массивов. В целом по скоростным параметрам земная кора ниже границы K_2 разделена на два блока, которые соответствуют массивам, выделяемым по геологическим данным.

Для петрофизического моделирования отобрана коллекция наиболее характерных пород, развитых в этом районе, а также поверхностные аналоги предполагаемых глубинных минеральных образований. Изучены изменения в них скорости упругих волн и плотности в программных РТ-условиях опытов, соответствующих их распределению в земной коре региона.

Выполнено сопоставление скоростей сейсмических волн, характерных для отдельных горизонтов и блоков коры с экспериментально полученными для определенных типов пород и построены для них прогнозные колонки возможного состава на всю мощность коры (рис. 1). Следует отметить, что такое сопоставление и построение разреза было проведено с

учетом геолого-структурных особенностей района. В частности, состав нижних горизонтов коры прогнозировался с учетом данных о ее двухэтажном строении, нижний этаж которой является гранулитовым [5]. Если взять за основу гипотезу о палингенно-метасоматическом образовании пород гранит-анортозитовых комплексов, которые широко развиты в этом районе, то предложенная петроскоростная модель, основанная на данных ГСЗ и материалах экспериментальных, хорошо согласуется с этими положениями [6-7].

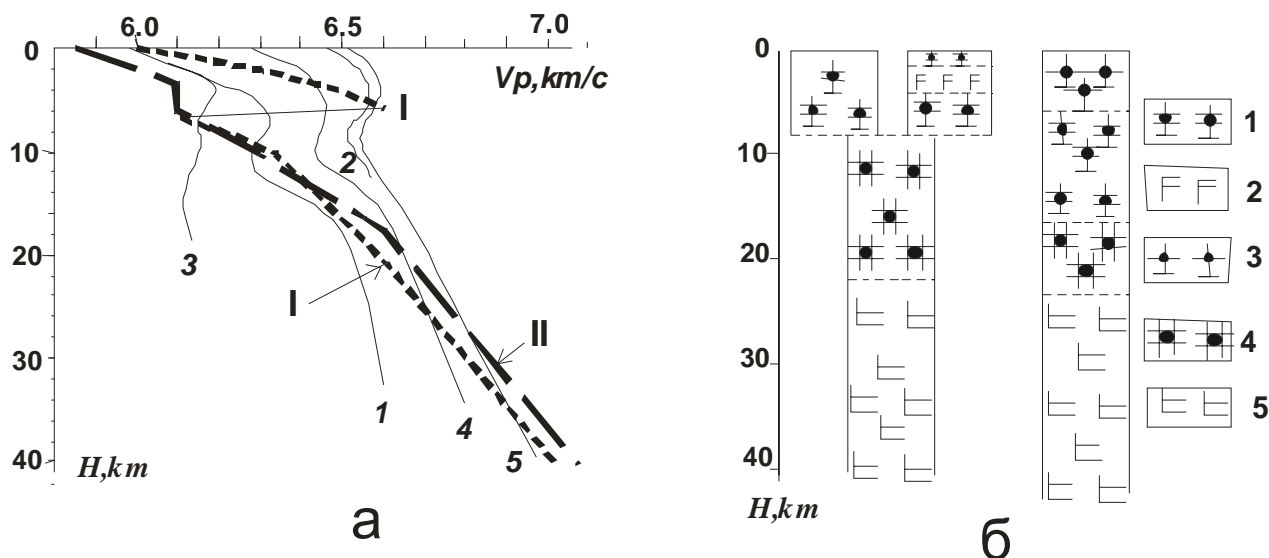


Рис.1. Графики изменения скорости упругих волн (а) и литологические колонки (б) прогнозируемого состава земной коры исследуемого района. I, II – изменение скорости сейсмических волн с глубиной в земной коре Корсунь-Новомиргородского и Новоукраинского массивов; 1-5 – экспериментальные данные изменения скорости упругих волн с глубиной в породах: 1-граниты рапакиви, 2-анортозиты, 3 граниты новоукраинские, 4-эндербиты, 5-основные гранулиты.

Для получения более точной информации о характере распределения и составе пород было проведено петроплотностное моделирование на данном участке профиля. Исходя из предполагаемого состава коры, по данным экспериментальных исследований изменения плотности пород в РТ-условиях, соответствующих термобарическим условиям коры, был построен ее плотностной разрез. Исходя из полученных данных о плотностных характеристиках выделенных ранее горизонтов пород была рассчитана величина гравитационного поля вдоль профиля, которая сопоставлялась с полученной при гравиметрических исследованиях. Характер совпадения наблюдаемого и расчетного графиков корректировался путем изменения в допустимых пределах значений плотности выделяемых слоев ($\pm 0,01 \text{ г/см}^3$), а более точное совмещение изменением мощности тел и их конфигурации.

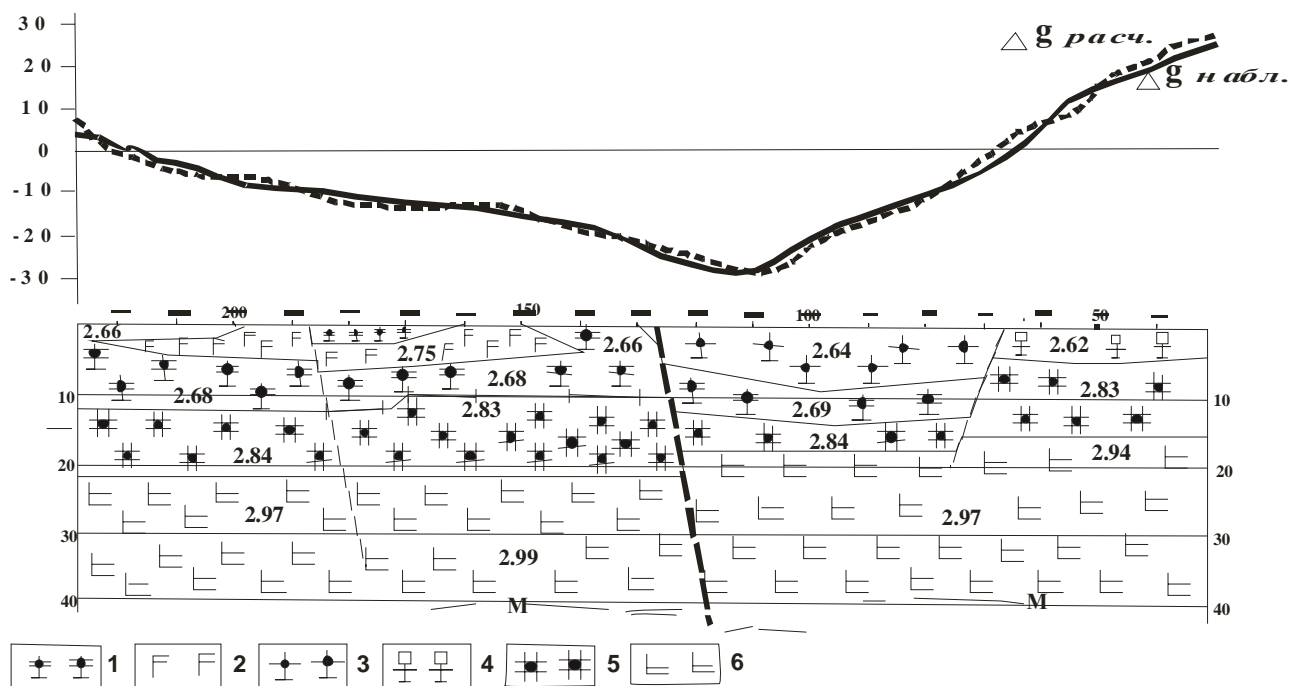


Рис. 2. Прогнозный геологический разрез участка земной коры центральной части Украинского щита. 1-граниты рапакиви, 2-анортозиты, 3-граниты новоукраинские, 4-граниты кировоградские, 5-эндербиты, 6-основные гранулиты; 2,83-средние значения плотности для выделяемых толщ пород, Δg - графики аномального наблюдаемого и расчетного значения плотности.

В результате предлагаемого петрофизического моделирования получен вещественный разрез участка земной коры исследуемого района (рис. 2), который в какой-то мере приближает нас к реальной геологической обстановке, существующей здесь в настоящее время.

Литература

1. Буртный П.А., Корчин В.А., Карнаухова Е.Е. Моделирование вещественного состава глубинных горизонтов земной коры (новая концепция интерпретации геофизических данных). – LAP Lambert Academic Publishing, 2013. – 188 с.
2. Термобарическое петрофизическое моделирование в петрофизике. – Киев: Наукова думка, 2013. – 312 с.
3. Крюченко В.А., Половинкин Б.В., Трипольский А.А. Глубинное строение земной коры центральной части Украинского щита по профилю ТСЗ Николаев-Канев // Геофизический журнал. — 1981. — 3, № 2. — С. 82—88.
4. Геологическая карта кристаллического основания Украинского щита. Масштаб 1:500000. Объяснительная записка. — Киев, 1983. — 101 с.
5. Щербаков И.Б. Петрология Украинского щита. — Львов: ЗУКЦ, 2005. — 364 с.
6. Лутц Б. Г. Петрология глубинных зон континентальной коры и верхней мантии. — Москва: Наука, 1974. — 300с.
7. Коваль В.Б., Валасис А.Г. Проблема анортозит-рапакиви-гранитной формации // Геологический. — 1989 — № 2. — С. 48—54.

УДК 550.834

**ИССЛЕДОВАНИЕ ПРОЦЕССОВ РЕЛАКСАЦИИ, ПОСЛЕДЕЙСТВИЯ
И ПОГЛОЩЕНИЯ В ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ ПОЛЯХ**

Е.Н. Быцань

byzan@ukr.net

Институт геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины, Киев, Украина

In the report processes of relaxation, aftereffect and absorption are considered that are formed in electric fields as a result of change in their parameters. Analytical expressions are obtained for the functions of relaxation and aftereffect of strengthening and induction of electric fields.

Физическая среда является сложным объектом, находящимся в термодинамическом равновесии. Изменение внешних условий приводит к нарушению равновесия, и система переходит в новое термодинамическое состояние. Переход от одного состояния в другое происходит медленно, и этот процесс называется релаксацией.

Релаксация, по сути, является ответом физической среды на смену внешних силовых полей. Механизм релаксации зависит от многих параметров, которые учитывают особенности процессов в физических средах. Для более полного описания процесса релаксации необходимо учитывать спектр времен релаксации, с помощью которого можно получить информацию о структуре и состоянии физических сред.

Равновесие физических сред может нарушаться вследствие изменения какого-нибудь поля – механического, магнитного, температурного, электрического и т.д. Эти изменения вызывают различные виды релаксации: механическую, магнитную, температурную, электрическую и т.д. Следует сказать, что такое разделение условно, так как между различными полями имеются связи. Так, например, изменение механического поля сопровождается изменением температурного и магнитного полей. Однако связи между этими полями малы, что позволяет рассматривать отдельно различные виды релаксаций.

Используя аналогию между параметрами механических и электрических полей [1], можно записать зависимость между напряженностью электрического поля E и индукцией D в таком виде:

$$PD = \varepsilon_0 QE, \quad (1)$$

где $P = \sum_{i=0}^m a_i D^i$ и $Q = \sum_{i=0}^n b_i D^i$ – линейные дифференциальные выражения (ЛДВ) с постоянными коэффициентами, которые выражаются через параметры электрического поля, $D = \partial / \partial t$, а ε_0 – статическая диэлектрическая проницаемость в случае, когда в ЛДВ P и Q $a_0 = b_0 = 1$.

В случае, когда напряженность электрического поля E и его индукция D изменяются по гармоничному закону, уравнение (1) запишется таким образом: $D = \varepsilon_0 \frac{Q(i\omega)}{P(i\omega)} E = \hat{\varepsilon} E$,

где $\hat{\varepsilon} = \varepsilon_1 + i\omega\varepsilon_2 = \tilde{\varepsilon}_0 e^{i\phi}$, $\tilde{\varepsilon}_0 = \sqrt{\varepsilon_1^2 + \varepsilon_2^2}$ – абсолютное значение модуля комплексной статической диэлектрической проницаемости, ϕ – сдвиг фаз между напряженностью электрического поля E и его индукцией D , который характеризует поглощение энергии электрического поля (внутреннее сопротивление) и при малом сдвиге фаз определяется отношением мнимой части комплексного модуля напряженности электрического поля E к действительной.

Проанализируем поведение электрического поля в стандартных ситуациях. Сначала рассмотрим релаксацию индукции при мгновенном включении постоянного электрического поля с напряженностью E_0 , которое будет поддерживаться в дальнейшем продолжительное время. Уравнение (1) в этом случае запишется таким образом:

$$D + a_1 D^{(1)} + \dots + a_m D^{(m)} = \varepsilon_0 E_0, \quad (2)$$

а его решение (функция релаксации индукции электрического поля при постоянной напряженности E_0) запишется так:
$$D = E_0 \varepsilon_0 + \sum_{i=1}^m c_i \exp(-t / \tau_i), \quad (3)$$

где c_i – постоянные интегрирования, которые определяются с помощью начальных условий, $\tau_i = -1/\mu_i$ – времена релаксации индукции электрического поля при постоянной напряженности E_0 , μ_i – корни такого характеристического уравнения, порожденного уравнением (1):
$$1 + a_1 \mu + \dots + a_m \mu^m = 0.$$

Из выражения (3) для функции релаксации индукции электрического поля при постоянной напряженности E_0 следует, что индукция будет изменяться от величины $D_0 = E_0 \varepsilon_0 + \sum_{i=1}^n b_i$ при $t = 0$ к $D(\infty) = E_0 \varepsilon_0$ при $t = \infty$.

Если в момент $t = t_1$ снять напряженность электрического поля E_0 , то в среде будет происходить последствие. Индукция в этом случае запишется таким образом:

$$D = \sum_{i=1}^m \tilde{c}_i \exp(-t' / \tau_i),$$

где \tilde{c}_i – постоянные интегрирования, которые определяются с помощью начальных условий, $t' = t - t_1$, и будет изменяться от $D = D(t_1)$ при $t' = 0$ к $D(\infty) = 0$ при $t' = \infty$.

Если в физической среде будет поддерживаться постоянная индукция D_0 , то из уравнения (1) получим следующее дифференциальное уравнение:

$$E + b_1 E^{(1)} + \dots + b_n E^{(n)} = D_0 / \varepsilon_0, \quad (4)$$

решение которого (функция релаксации напряженности электрического поля при постоянной индукции D_0) запишется в таком виде:

$$E = D_0 / \varepsilon_0 + \sum_{i=1}^n d_i \exp(-t / \nu_i), \quad (5)$$

где d_i – постоянные интегрирования, определяемые с помощью начальных условий, $\nu_i = -1/\mu_i$ – времена релаксации напряженности электрического поля при постоянной индукции D_0 , μ_i – корни следующего характеристического уравнения, которое порождается уравнением (4):
$$1 + a_1 \mu + \dots + a_n \mu^n = 0.$$

Если в момент $t = t_1$ снять постоянную индукцию D_0 , то в электрическом поле будет происходить последствие. Напряженность электрического поля в этом случае запишется таким образом:

$$E = \sum_{i=1}^m \tilde{d}_i \exp(-t' / \tau_i), \quad (6)$$

где \tilde{d}_i – постоянные интегрирования, которые определяются с помощью начальных условий, $t' = t - t_1$, и будет изменяться от $D_1 = D(t_1)$ при $t' = 0$ к $D(\infty) = 0$ при $t' = \infty$.

Функция релаксации индукции электрического поля D при постоянной напряженности E_0 и функция релаксации напряженности электрического поля E при постоянной индукции D_0 , полученные соответственно уравнениям (3, 5), по сути, есть разложение индукции и напряженности в ряд по экспонентам, откуда следует, что для более полного описания процесса релаксации и последствие целесообразно брать большее количество составляющих. Таким образом, нужно, чтобы уравнение состояния (1) имело как можно более высокий порядок. Алгоритм построения таких уравнений изложен в [2].

Список литературы.

1. Эрих Ф.Р. Реология и ее приложения. Москва: Издательство иностранной литературы, 1962. – 824 с.
2. Быцань Е.Н. Некоторые особенности обобщенного реологического тела.// Докл. НАН Украины. – 2009. – № 11. С. 98-103.

УДК 550.831

СТЕРЕОТИПЫ И ЗАБЛУЖДЕНИЯ ВЫЧИСЛЕНИЯ АНОМАЛИЙ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ

С.Г.Бычков

bsg@mi-perm.ru

Горный институт УрО РАН, Пермь, РФ

Errors of formulas used in gravity anomalies calculation and stereotypes of reduction, repeating in modern textbooks on gravity survey are considered. The modern treatment of Bouguer anomalies is offered.

Анализ опубликованных источников, где затрагиваются вопросы редуцирования гравиметрических данных и, прежде всего, вычисления поправок за высоту (в свободном воздухе или Фая) и за промежуточный слой (Буге), а также учебников по гравиразведке, изданных в последние годы в различных университетах, показывает, что существуют определенные разногласия в понимании аномалий силы тяжести. Например, в ряде учебников [1, 2, 3, 4] утверждается, что наблюдаемое значение силы тяжести поправкой за высоту переводят на уровень моря (геоид). В других учебниках [5, 6, 7] теоретическое значение нормального поля приводят к уровню пункта наблюдения, в третьих [8, 9] «дипломатично» сказано, что поправки приводят наблюдаемые и теоретические значения к одной поверхности.

Далее, практически во всех учебниках используется система высот относительно геоида, в то время как нормальное значение силы тяжести вычисляется на эллипсоиде. Поскольку точки с измеренными и нормальными значениями силы тяжести относятся к разным поверхностям (первые к геоиду, вторые к эллипсоиду), вычисленные аномалии называют смешанными [10], и необходим учет косвенного эффекта, т.е. поправка за отклонения геоида от эллипсоида.

Совершенно непонятно, почему при введении поправок за высоту, начиная с «Инструкции по гравиразведке» [11] и «Справочника геофизика» [12] не учитывается эллипсообразность Земли (в более ранних учебниках, например [10], приведены формулы, с широтным и квадратичным коэффициентами поправки). Поправка за промежуточный слой вычисляется как притяжение плоского однородного слоя, несмотря на то, что еще в 1970-1980 гг. разными исследователями [13, 14, 15, 16] предложены формулы вычисления притяжения сферического слоя. Непонятно также, насколько произволен выбор радиуса вычисления поправок за влияние рельефа, равный 200 км [11]. За рубежом радиус сферического сегмента принят равным 166,735 км [16, 17], что соответствует внешнему радиусу последней плоской зоны O_2 Хейфорда [18].

В отечественной гравиметрической литературе совершенно не говорится о необходимости учета влияния атмосферных масс, которые включены вместе с массой твердой Земли в нормальное значение силы тяжести. Однако масса атмосферы выше гравиметрического пункта не воздействует на измеренное значение силы тяжести, предполагая однородный состав сферических оболочек атмосферы, поэтому ее влияние необходимо вычесть из нормального значения силы тяжести.

Эти и некоторые другие заблуждения и стереотипы вычисления аномалий силы тяжести вносят путаницу. Необходимо уточнение и переосмысление традиционных методик обработки гравиметрических данных, разработка современных процедур редуцирования, использующих принятый в России земной эллипсоид, современные данные о геоиде и рельефе Земли. Нельзя не отметить, что за рубежом погрешности поправок Буге активно обсуждаются в литературе и разрабатываются новые стандарты редуцирования гравиметрических данных [17].

Изначально измерения силы тяжести использовались только для геодезических целей. Пьер Бугэ, вероятно, впервые выполнил эти наблюдения, когда проводил экспедицию французской Академии Наук к Перу в 1735–1743 гг. [19, 20]. Геофизическое использование

наблюдений силы тяжести началось намного позже. Возможно, первым применением гравиметрических данных для изучения геологического строения можно считать исследование Б.Я.Швейцером «Местной аттракции, существующей около Москвы» в 1863 г. [21]. Массовое применение гравиметрии в геологии началось с использования крутильных весов (вариометра) Этвеша на месторождении нефти в Словакии в 1915-1916 гг. [20] и с 1919 г. на Курской магнитной аномалии [22].

Основные понятия поправок и гравитационных аномалий геофизика традиционно заимствовала из геодезии. Поэтому не случайно в гравиразведке остался термин «редукция» (от латинского *reductio*) означающий возвращение, уменьшение, приведение обратно. Например, редукция «в свободном воздухе» понимается геодезистами как «опускание» значения силы тяжести с поверхности Земли (пункта наблюдения) к уровню моря (геоиду). Такая интерпретация данной поправки совершенно не соответствует задачам гравиразведки. В учебниках В.В.Федынского [22], А.К.Маловичко [10] и других приводятся примеры смещения аномальных масс в земле в соответствии с рельефом поверхности наблюдения при приведении наблюденных значений на уровень моря, что делает невозможным интерпретацию гравиметрических данных.

В редукциях и гравитационных аномалиях используются высоты рельефа местности. До появления и широкого использования систем спутникового позиционирования, высота относительно геоида была единственным измерением высоты, которое можно было сделать достаточно точно (т.е., нивелировкой). GPS осуществляют измерение высоты земной поверхности относительно эллипсоида. Использование эллипсоидальных высот при обработке гравиметрических данных автоматически снимает вопрос о необходимости учета косвенного эффекта.

Идея введения поправки за промежуточный слой в геодезии состоит в том, чтобы представить гравитационное поле регуляризованной Земли, которое достигается исключением масс, выступающих за поверхность геоида [19, 23]. Однако, поскольку при этом нарушается требование теоремы Стокса о неизменности общей массы Земли, эта поправка применяется преимущественно для интерполяции значений с последующим пересчетом в аномалии в свободном воздухе.

В гравиразведке в случае, когда наблюденное значение силы тяжести сдвигается на уровень моря, эта поправка обосновывалась необходимостью удаления эффекта аномальных масс, которые перемещаются вместе с пунктом наблюдения и накладываются на нижележащие массы, создавая как бы двойной плотностной эффект [9, 22]. Влиянием этих фиктивных масс объяснялась зависимость аномалий в свободном воздухе от рельефа местности и непригодность их для решения геологических задач. Следствием этой трактовки является необходимость однородности (постоянной плотности) промежуточного слоя и соответствие его мощности уровню приведения. Возможно отсюда вытекает и пренебрежение кривизной Земли.

Если же считать, что пункты наблюдения остаются на своем месте, и не происходит смещения масс, то введение этой поправки становится вроде бы ненужным, поскольку после удаления эффекта масс промежуточного слоя пункт наблюдения повисает в воздухе. Появляются работы, где говорится об искажениях поля поправками за промежуточный слой и рельеф [24]. Однако, учитывая плотностную неоднородность верхней части разреза, введение этой поправки можно рассматривать как первый этап интерпретации аномалий силы тяжести: исключение влияния первой плотностной границы – рельефа местности. Этот метод интерпретации, известный как геологическое редуцирование [12], заключается в построении детальной плотностной модели, решении прямой задачи и вычитании полученного эффекта из аномалии силы тяжести. Морфология этой границы нам хорошо известна, и, после вычитания эффекта слоя с постоянной (средней для изучаемого района) плотностью, дальнейшая интерпретация производится с аномальными плотностями, вычисляемыми относительно средней плотности. При этом отпадает необходимость отдельного вычисления поправки за влияние рельефа, а нижней границей слоя может быть

не обязательно уровень приведения, а, например, первая геоплотностная граница изучаемого разреза или минимальная отметка рельефа. Поскольку на показания гравиметра влияют топографические массы сферической Земли, то необходимо применять соответствующий математический аппарат. Выбор радиуса сферического слоя осуществляется в соответствии с необходимой точностью, характером рельефа и т.п. по ранее разработанным методикам [13].

Все вышесказанное, естественно, относится к локальным гравиметрическим съемкам, решающим конкретные геологические задачи на ограниченной площади. При картографических работах, увязке съемок смежных территорий необходима унификация редуцирования. Однако учитывая, что данные современных съемок (в том числе первичные) хранятся в цифровом виде, пересчитать их в едином ключе не представляет трудностей.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 11-05-96013).

Литература

1. Конценебин Ю.П., Шигаев Ю.Г. Геофизика. - Саратов: «Колледж», 2001. - 162 с.
2. Орленок В.В. Основы геофизики: учебное пособие. - Калининград, 2000. - 446 с.
3. Утемов Э.В. Гравиразведка. - Казань: КГУ, 2009. - 26 с.
4. Хмелевской В.К., Костицын В.И. Основы геофизических методов. - Пермь, ПГУ, 2010. - 400 с.
5. Бондаренко В.М., Демур Г.В., Савенко Е.И. Общий курс разведочной геофизики. - М.: Norma, 1998. - 304 с.
6. Гусев Е.В. Методы полевой геофизики. - Томск: ТПУ, 2012. - 216 с.
7. Толстой М.И., Гожик А.П., Рева М.В. и др. Основы геофизики. - Київ: Київський університет, 2006. - 446 с.
8. Молчанов А.А. Разведочная геофизика. - С-Петербург, 2013. - 299 стр.
9. Хмелевской В.К., Горбачев Ю.И., Калинин А.В. и др. Геофизические методы исследований. - Петропавловск-Камчатский: КГПУ, 2004, 232 с.
10. Маловичко А.К. Основы курс гравиразведки. - Пермь, Перм. ун-т, 1966. - 326 с.
11. Инструкция по гравиразведке. - М., Недра, 1980. - 79 с.
12. Гравиразведка: Справочник геофизика. / Под ред. Е.А. Мудрецовою, К.Е. Веселова. - М.: Недра, 1990. - 607 с.
13. Гордин В.М. Способы учета влияния рельефа местности при высокоточных гравиметрических измерениях. - М.: ВИЭМС, 1974. - 90с.
14. Каленицкий А.И., Смирнов В.П. Методические рекомендации по учету влияния рельефа местности в гравиразведке. - Новосибирск, СНИИГиМС, 1981. - 174 с.
15. Ремпель Г.Г. Актуальные вопросы введения поправок, связанных с рельефом местности, в данные гравиразведки и магниторазведки / Физика Земли, 1980, №12. - С. 75-89.
16. LaFehr T.R. An exact solution for the gravity curvature (Bullard B) correction / Geophysics, vol.56, No.8, 1991, p.1179-1184
17. Hinze W.J., Aiken C., Brozena J. et al. New standards for reducing gravity data: The North American gravity database / Geophysics, 2005, V. 70, N. 4. - P. J25-J32.
18. Шимбирев Б.П. Теория фигуры Земли. - М.: Недра, 1975. - 432 с.
19. Гравиметрия и геодезия / Под ред. Б.В.Бровара. - М.: Научный мир, 2010. - 572 с.
20. Li X., Götze H.-J. Tutorial Ellipsoid, geoid, gravity, geodesy, and geophysics / Geophysics, Vol. 66, N 6. P. 1660-1668.
21. Маловичко А.К. Об интерпретации Московской гравитационной аномалии // Бюллетень государственного астрономического института. - М.: МГУ, 1940, №3. 11 с.
22. Федынский В.В. Разведочная геофизика. - М.: Недра, 1964. 672 с.
23. Грушинский Н.П. Основы гравиметрии. - М., Наука, 1983. - 352 с.
24. Тарунина О.Л. Гравиразведка в комплексе структурно-фациального картирования на нефть, газ и твердые полезные ископаемые. - Пермь: ПГУ, 2006. - 206 с.

УДК 550.831

**РАЗРАБОТКА СОВРЕМЕННЫХ МЕТОДОВ ОБРАБОТКИ ВЫСОКОТОЧНЫХ
ГРАВИМЕТРИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ**

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

bsg@mi-perm.ru

Горный институт УрО РАН, Пермь, РФ

It is shown that abilities of gravitational exploration are at present contrary to existing directions for these works. We suggest new procedures of the reduction of gravity data which allows for modern data about the Earth's figure.

В гравirazведке основными исходными данными для получения информации о геологическом строении территорий являются аномалии силы тяжести в редуции Буге. Очевидно, что они должны быть свободны от всех помех негеологического характера. Процедуры редуцирования стандартизированы и обязательны для всех организаций, проводящих гравиметрические работы. Напомним основную формулу вычисления аномалий силы тяжести в редуции Буге (Δg_B) [1]:

$$\Delta g_B = g_{\text{набл}} - \gamma_0 + \delta g_{\text{Фая}} - \delta g_{\text{пр.сл}} + \delta g_{\text{рф}}, \quad (1)$$

где $g_{\text{набл}}$ – наблюдаемое значение силы тяжести в гравиметрическом пункте на высоте H ; γ_0 – нормальное значение силы тяжести, вычисляемое по формуле Гельмерта (1901-1909 гг.); $\delta g_{\text{Фая}} = 0.3086H$ – поправка за свободный воздух (Фая); $\delta g_{\text{пр.сл}} = 0,0419\sigma H$ – поправка за промежуточный слой с плотностью σ ; $\delta g_{\text{рф}}$ – поправка за влияние окружающего рельефа. Данные поправки не учитывают кривизну Земли, косвенный эффект, обусловленный разностью высот между эллипсоидом, на котором дается теоретическое значение силы тяжести, и геоидом, относительно которого измерена высота, влияние атмосферы и т.д.

Параметры формул для поправок, входящих в (1), зависят от параметров Земли, которые принимаются на геодезических конгрессах и утверждаются Постановлениями Правительства. В настоящее время в России Распоряжением Правительства РФ от 28.12.2012 г. №1463 установлена общеземная геоцентрическая система координат «Параметры Земли 1990 года» (ПЗ-90.11), которая является системой взаимосогласованных геодезических параметров, включающих фундаментальные геодезические постоянные, параметры общеземного эллипсоида, параметры гравитационного поля Земли, общеземную систему координат и параметры ее связи с другими системами координат.

Ниже приведены формулы вычисления аномалий Буге, учитывающие современные знания о фигуре Земли [2, 3].

1. Нормальное значение силы тяжести на поверхности уровенного эллипсоида вычисляется по формуле А.Клеро, которая с членами второго порядка записывается следующим образом [4]:

$$\gamma_0 = \gamma_e (1 + \beta \sin^2 \varphi - \beta_1 \sin^2 2\varphi), \quad (2)$$

где $\beta = (\gamma_p - \gamma_e)/\gamma_e$, $\beta_1 = \alpha^2/8 + \alpha\beta/4$, $\alpha = (a - b)/a$, γ_p и γ_e – нормальные значения силы тяжести на полюсе и экваторе эллипсоида, a и b – соответственно большая и малая полуоси эллипсоида, φ – широта. В России нормальное значение силы тяжести вычисляется по формуле Ф.Р.Гельмерта [1]:

$$\gamma_0 = 978030 (1 + 0.005302 \sin^2 \varphi - 0.000007 \sin^2 2\varphi). \quad (3)$$

Подставляя в (2) современные данные ПЗ-90.11, получим:

$$\gamma_0 = 978032.84 (1 + 0.0053024 \sin^2 \varphi - 0.0000058 \sin^2 2\varphi). \quad (4)$$

Сравнение значений нормального поля, вычисленных по формулам (3) и (4), показывает, что для крупномасштабных гравиметрических съемок нет принципиальной разницы, какую из формул использовать при вычислении аномалий силы тяжести. Для средних широт градиент разности значений нормального поля, вычисленный по различным формулам, составляет около 0.04 мГал на 1 градус (т.е. примерно на 100 км) и легко может быть исключен из гравитационного поля как часть регионального фона. Однако при

региональных работах и при составлении сводных гравиметрических карт использование формулы Гельмерта приведет к существенным искажениям поля.

2. Исключение из аномалий силы тяжести влияния атмосферных масс согласно ПЗ 90.11 на высоте H предлагается вычислять по формуле $\delta g_{амм} = 0.87e^{-0.116H^{1.047}}$. Эта поправка особенно необходима при гравиметрических съемках, проводимых в районах с большим перепадом высот.

3. Значения силы тяжести измерены на поверхности Земли. Нормальное значение силы тяжести определяет ее изменение в зависимости от широты на поверхности общеземного эллипсоида. Поправка за высоту необходима для приведения этих значений на один уровень. Аналитическое выражение вертикального градиента силы тяжести для эллипсоида приведено в отечественной и зарубежной литературе [4, 5] и обычно приводится к виду:

$$\delta g_h = (k_1 + k_2 \sin^2 \varphi)h + k_3 h^2. \quad (5)$$

Подставляя в формулу (5) значения ПЗ-90.11, получим

$$\delta g_h = - (0.3087727654 - 0.0004308698 \sin^2 \varphi)h + 7.21252 \times 10^{-8} h^2. \quad (6)$$

Как показывают вычисления, пренебрежение эллипсоидальностью Земли дает погрешность вычисления поправки порядка 0.05 мГал на высоте 100 м и более 0.5 мГал на высоте 1000 м, что существенно превышает точность современной гравиметрической съемки.

4. При введении поправки за промежуточный слой предполагается, что он представляет собой плоскопараллельную горизонтальную пластину с постоянной плотностью равной 2.30, 2.67 г/см³ или некоторой средней для конкретной площади исследований. Формулы вычисления притяжения сферического сегмента приведены у В.М.Гордина [6], Г.Г.Ремпеля [7], А.И.Каленицкого и В.П.Смирнова [8]. Т.Р.ЛаФегр [9] привел ее к простому виду $\delta g_{сф.сл.} = 2\pi f \sigma (\mu H - \lambda R)$, где μ и λ - безразмерные коэффициенты, зависящие от радиуса сегмента и мощности слоя.

Сравнение формул плоского и сферического слоев при радиусе $S = 166.735$ км, который принят за рубежом, и принятом в России $S = 200$ км при $\sigma = 2.67$ г/см³ показывает весьма большое расхождение между величинами поправок (рис.).

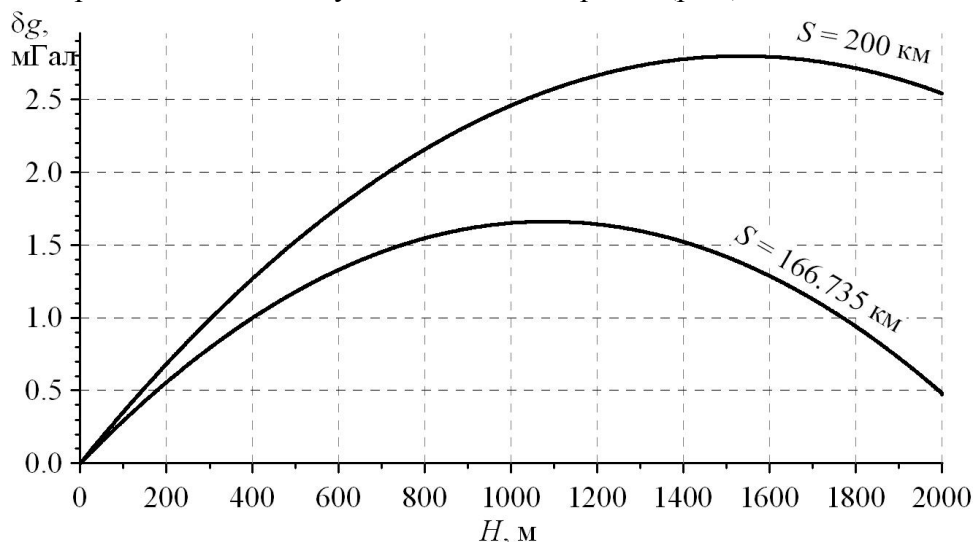


Рис. Разность поправок за сферический и плоский промежуточный слой в зависимости от высоты

5. Если вычислять поправку за промежуточный слой с учетом сферичности Земли, то и поправку за влияние рельефа также должна вычисляться относительно сферического слоя. Вычисление поправок за влияние рельефа с учетом кривизны Земли выполнял еще П.И.Лукавченко [10]. Им предложены простые формулы вычисления поправок с учетом

превышений не только относительно геоида (или эллипсоида), но и относительно горизонтальной плоскости, проходящей через гравиметрический пункт:

$$\begin{aligned} \delta g_{\text{рф}}(H) &= \delta g_{\text{рф}}(h) - \delta g_{\text{рф}}(h-H) && \text{для } H < h, \\ \delta g_{\text{рф}}(H) &= \delta g_{\text{рф}}(H-h) - \delta g_{\text{рф}}(h) && \text{для } H > h, \\ \delta g_{\text{рф}}(H) &= \delta g_{\text{рф}}(H+h) - \delta g_{\text{рф}}(h) && \text{для } H < 0, \end{aligned} \quad (7)$$

где H - высота гравиметрического пункта, h - отклонение уровенной поверхности от горизонтальной плоскости, проходящей через пункт.

Следует отметить, что если при «плоской» Земле все поправки за влияние рельефа положительны, то при учете сферичности они знакопеременны. Вычитать следует влияние масс пород, слагающих рельеф, лежащих ниже горизонтальной плоскости, проходящей через гравиметрический пункт и выше поверхности земного эллипсоида относительно высоты пункта. Использование формул (13) позволяет применять для определения поправок технологии, разработанные для «плоской» Земли [11], вычисляя расстояния до призм, аппроксимирующих рельеф, в соответствии с углом наклона поверхности Земли.

Самое существенное изменение стандартных процедур редуцирования гравиметрических данных касается использования эллипсоидальных высот и учета криволинейности Земли при определении вертикального градиента и промежуточного слоя. Использование предлагаемых формул редуцирования особенно актуально при исследованиях больших площадей, поскольку существенным образом изменяется абсолютное значение и региональная составляющая гравитационного поля. Однако и для съемок на относительно небольших площадях погрешности в аномалии Буге, вносимые устаревшими процедурами редуцирования, во-первых, многократно превышают точность современной гравиметрической съемки, и, во-вторых, могут быть соизмеримы с гравитационными эффектами искомым геологических объектов [2, 3].

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 11-05-96013).

Литература

1. Гравиразведка: Справочник геофизика. / Под ред. Е.А. Мудрецов, К.Е. Веселова. - М.: Недра, 1990. - 607 с.
2. Бычков С.Г., Симанов А.А., В.Хохлова В.В. Опыт использования современных процедур обработки высокоточных гравиметрических наблюдений / Седьмые научные чтения памяти Ю.П. Булашевича. Екатеринбург, ИГф УрО РАН, 2013 г. – С. 44-46.
3. Бычков С.Г., Симанов А.А. Современные процедуры обработки высокоточных гравиметрических наблюдений / Материалы Междунар. науч. семинара «Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей» – Воронеж, ВГУ, 2012. – С. 51-54.
4. Шимбирев Б.П. Теория фигуры Земли. М.: Недра, 1975. – 432 с.
5. Li X., Gotze H.-J. Tutorial. Ellipsoid, geoid, gravity, geodesy, and geophysics / Geophysics, 2001, v. 66, n. 6. - P. 1660-1668.
6. Гордин В.М. Способы учета влияния рельефа местности при высокоточных гравиметрических измерениях / Обзор. Региональная, разведочная и промысловая геофизика. М.: ВИЭМС, 1974. - 90с.
7. Ремпель Г.Г. Актуальные вопросы введения поправок, связанных с рельефом местности, в данные гравиразведки и магниторазведки / Физика Земли, 1980, №12. - С. 75-89.
8. Каленицкий А.И., Смирнов В.П. Методические рекомендации по учету влияния рельефа местности в гравиразведке. – Новосибирск, СНИИГиМС, 1981. – 174 с.
9. LaFehr T.R. An exact solution for the gravity curvature (Bullard B) correction / Geophysics, vol.56, No.8, 1991. - P.1179-1184/
10. Лукавченко П.И. Гравиметрическая разведка на нефть и газ. - М.: Гостоптехиздат, 1956. - 336 с.
11. Долгаль А.С., Бычков С.Г., Антипин В.В. Учет влияния рельефа местности в гравиметрии – новые подходы и их реализация/ Материалы междунар. семинара «Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей», Москва, ОИФЗ РАН, 2004, с.25-26.

УДК 550.837

МТ/МВ ЗОНДИРОВАНИЯ В ЗОНЕ TESZ ОТ ДАНИИ ДО КАЛИНИНГРАДСКОЙ ОБЛАСТИ: СИНХРОННАЯ ОБРАБОТКА ДАННЫХ И ПЕРВЫЕ 3D МОДЕЛИ

И.М. Варенцов¹, П.В. Иванов¹, С. Ковачикова², И.Н. Лозовский¹, Ю.П. Сизов¹

ivan_varentsov@mail.ru

¹Центр геоэлектромагнитных исследований ИФЗ РАН, Троицк, Москва, Россия

²Геофизический институт Чешской АН, Прага, Чехия

The simultaneous MT/MV soundings in and around the TESZ area were recently extended to the Kaliningrad region. We discuss methods to estimate MT/MV data in noisy environment, present extended arrays of these data and first results of their 3D interpretation.

В 2002 г. в рамках раздела TESZ европейской научной программы EUROPROBE был начат проект площадных синхронных МТ/МВ зондирований EMTESZ-Pomerania [1] с главной задачей изучения геоэлектрического строения литосферы балтийского сегмента Трансевропейской шовной зоны (TESZ) и склонов прилегающих платформ [2]. В ходе данного эксперимента в СЗ Польше, СВ Германии, Дании, ЮВ Швеции и на ЮЗ акватории Балтийского моря выполнено ~500 глубинных и разведочных зондирований (рис. 1), выявивших в TESZ и на платформенных окраинах яркие аномалии электропроводности в осадочном чехле, земной коре и верхней мантии. Аномалии коровой электропроводности шириной до 200 км простираются на глубине 8-25 км от Польского Бассейна до о. Рюген [3-4]. Их природа связывается с графитизированными палеозойскими метаосадками и подтверждается результатами глубинного бурения вблизи о. Рюген на глубине >5 км. Эти формации представляют интерес как нефтегазоматеринские [5-6].

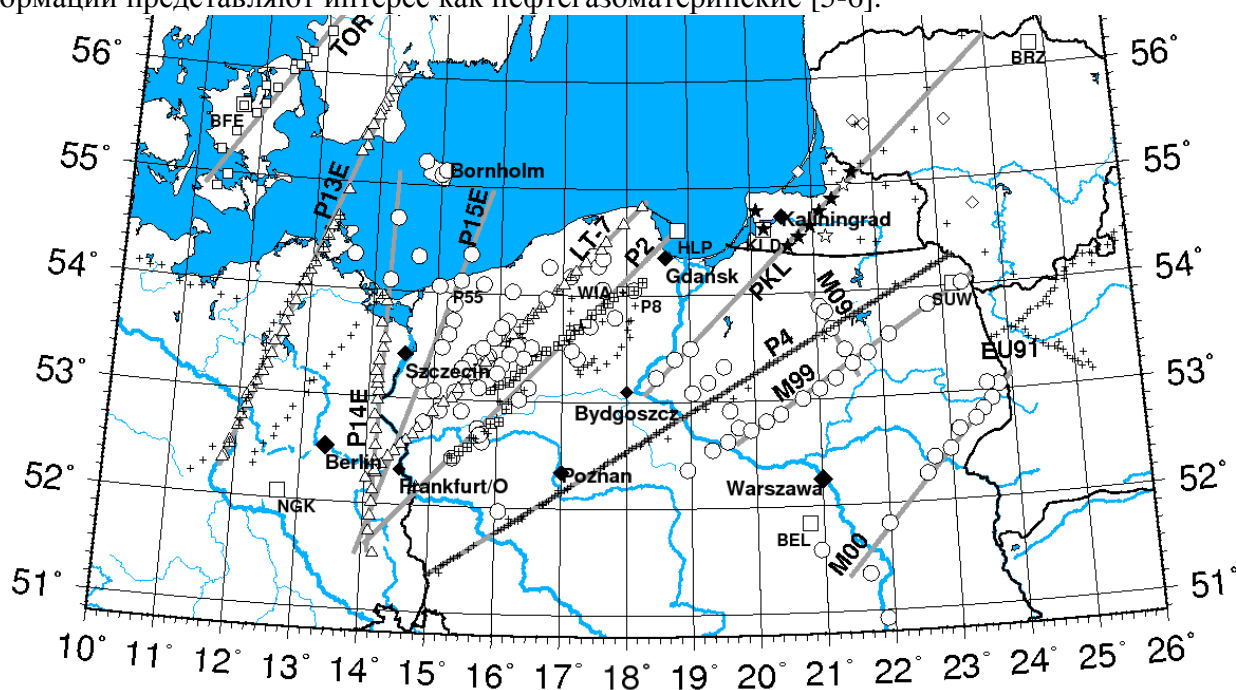


Рис. 1. Пункты наблюдения эксперимента EMTESZ-Pomerania - длиннопериодные синхронные МТ/МВ зондирования: треугольники - немецкие, кружки - польские, квадраты - шведские, звездочки - российские; разведочные зондирования - крестики; геомагнитные обсерватории - большие квадраты; светлые ромбы – аналоговые зондирования [7].

В Калининградской же области глубинные синхронные МТ/МВ зондирования до недавнего времени не проводились. Лишь в 2011-12 г. нами выполнен анализ МВ наблюдений в обсерватории Калининград (KLD) и МТ/МВ наблюдений в смежной польской обсерватории HLP (рис. 1), каталогизированы результаты редких точечных зондирований прошлых лет в окрестности области [7-9]. В 2013 г. - поставлено 8 новых МТ/МВ зондирований, включая

41-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского, 2014 г.

долговременные в обсерватории KLD (рис. 1). Все они проводились синхронно с МВ наблюдениями в обсерваториях KLD, HLP и BEL. Принятая система наблюдения позволила в полной мере применить алгоритмы многоточечной мульти-RRMC обработки синхронных зондирований [10, 11]. Получены, вопреки высокому уровню промышленных ЭМ помех, качественные интерпретационные параметры (импедансы, типперы и горизонтальные МВ отклики в диапазоне периодов от первых десятков секунд до 3-4 часов), несущие важную информацию о геоэлектрической структуре литосферы региона.

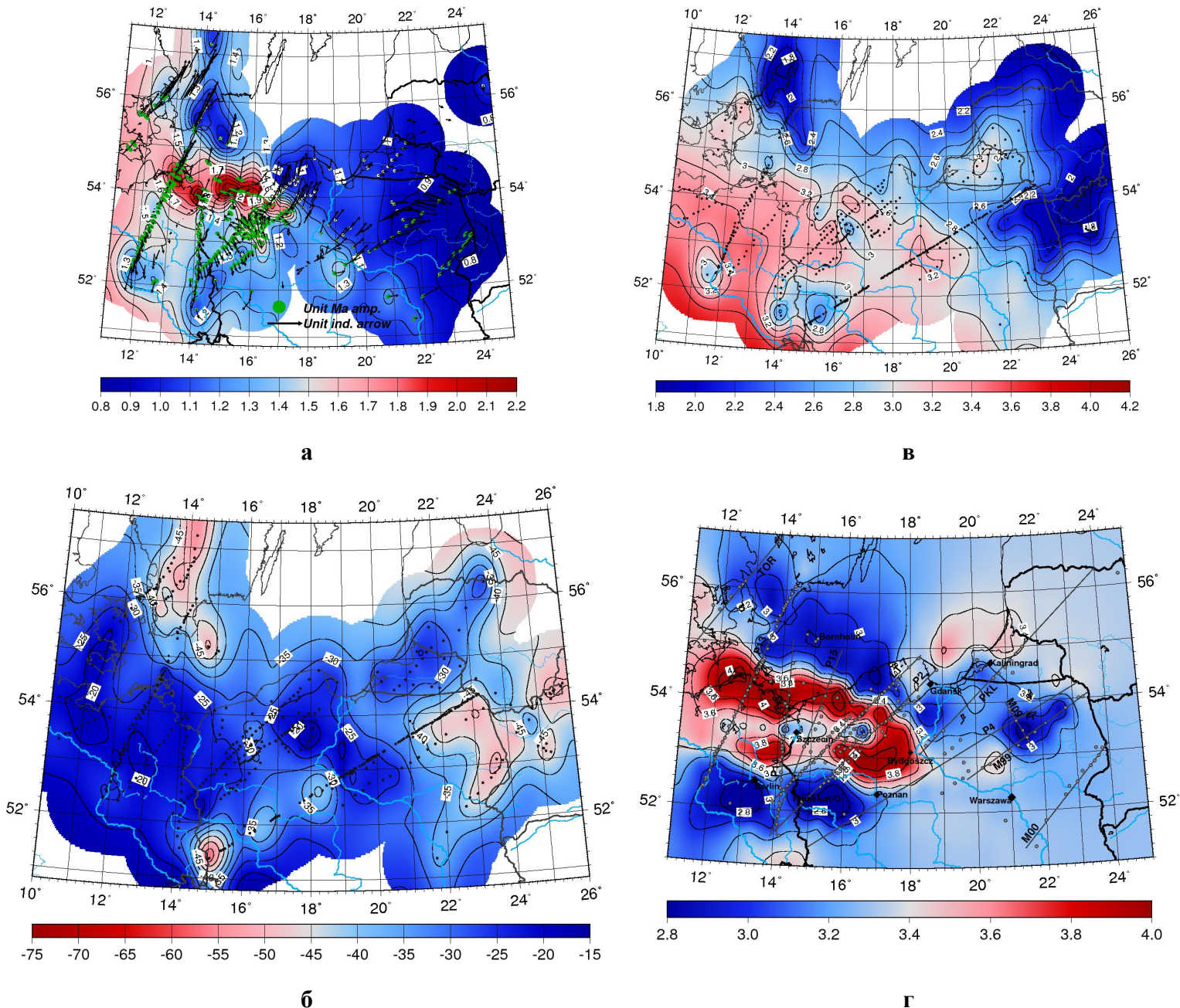


Рис. 2. Карты для расширенного массива МТ/МВ зондирований EMTESZ-Померания: **а** - сводная диаграмма инвариантов МВ зондирований (карта изолиний максимальной амплитуды горизонтального МВ отклика [10] отн. п. Р8 около Гданьска (рис. 1); эллипсы экстремальных амплитуд аномальной части данного отклика, повернутые на 90°, и действительные векторы индукции; период 1024 с); **б** – фаза эффективного импеданса (град., период 512 с); **в** – априорная модель продольной проводимости осадочного чехла (асимптотическая оценка по эффективному кажущемуся сопротивлению для периода 64 с, См, lg-масштаб); **г** - модель распределения коровой продольной проводимости (См, lg-масштаб) по первым результатам квази-3D инверсии горизонтальных МВ откликов [12] для периода 2048 с.

41-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского, 2014 г.

Собранные данные позволили расширить карты инвариантов МТ/МВ откликов эксперимента EMTESZ-Pomerania [3, 12] на территорию Калининградской обл., Литвы и ЮЗ Белоруссии (рис. 2а-в) и провести двухплечную квази-3D инверсию расширенного массива МВ данных [12] в модели, захватывающей эти территории (рис. 2г). В результате выявлена существенная неоднородность продольной проводимости осадочного чехла (рис. 3а), контролируемая распределением его мощности в зоне перехода от Белорусской антеклизы к Балтийской синеклизе [1]. Она вызывает ответвление в данную синеклизу мощных квазилинейных токов, текущих в осадках вдоль TESZ, и порождает 3D искажения МТ/МВ откликов, заметные в Калининградской обл. до периодов первых часов. Ярких же корово-мантийных аномалий электропроводности здесь вблизи выполненных зондирований не выявлено. Коровая аномалия, проявившаяся в модели квази-3D инверсии горизонтальных МВ данных западнее Калининграда (рис. 2г), лежит в стороне от выполненных зондирований и требует дальнейшего изучения. Не подтверждается пока и южное продолжение Клайпедской корово-мантийной аномалии электропроводности, отмеченной в Литве и связываемой с процессами современной активизации [7].

В 2014 г. планируется продолжение МТ/МВ зондирований на Куршской косе и в др. прибрежных пунктах синхронно с новыми зондированиями Института геофизики ПАН в СВ Польше. Результаты, полученные в Калининградской обл., станут весомым вкладом российских ученых в научную программу международного проекта EMTESZ-Pomerania.

Выполненные исследования поддержаны грантами РФФИ 11-05-00644а, 13-05-91330_ННИОа и 13-05_12094_офим. Авторы благодарны участникам рабочей группы EMTESZ-Pomerania, а также В.Н. Астапенко, К.Х. Канониди, Е.А. Копытенко, Э.Б. Файнбергу и И.М. Шагимуратову за помощь в сборе данных для этих исследований.

Литература

1. Brasse H., Cerv V., Ernst T., ..., Varentsov Iv.M. Probing the electrical conductivity structure of the Trans-European Suture Zone // *Eos Trans. AGU*. 2006. V. 87(29). P. 281-287.
2. Милановский Е.Е. (Ред.). Тектоническая карта России, сопредельных территорий и акваторий, масштаб: 1:4000000. М.: МГУ. 2006.
3. Varentsov Iv.M., Sokolova E.Yu., Martanus E.R., EMTESZ-Pomerania WG. Array view on EM transfer functions in the EMTESZ-Pomerania project // *Study of geological structures containing well-conductive complexes in Poland*. Publ. Inst. Geoph. Pol. Acad. Sci. C-95(386). 2005. P. 107-121.
4. Ernst T., Brasse H., Cerv V., ..., Varentsov Iv.M. EM images of the deep structure of the Trans-European Suture Zone beneath Polish Pomerania // *Geophys. Res. Lett.* 2008. V. 35. L15307.
5. Hoffmann N., Jodicke H., Gerling P. The distribution of Pre-Westphalian rocks in the N. German Basin - Evidence from MT and geochemical data // *Geologie en Mijnbouw*. 2001. V. 80. P. 71-84.
6. Hoffmann N., Hengesbach L., Friedrichs B., Brink H.-J. The contribution of magnetotellurics to an improved understanding of the geological evolution of the North German Basin – review and new results // *Z. dt. Ges. Geowiss.* 2008. V. 159(4). P. 591–606.
7. Бурахович Т.К., Гордиенко В.В., Завгородня О.В. и др. Вивчення Клайпедської аномалії // *Доп. АН Укр. РСР. Сер. Б*. 1990. № 6.
8. Fainberg E.B., Andrieux P., Astapenko V.N. et al. Deep EM soundings in Belarus: Europrobe crustal soundings // *Izvestiya, Phys. Solid Earth*. V. 34(6). 1998. P. 486-495.
9. Астапенко В.Н. МТ/МВ зондирования на белорусско-литовском геодинамическом полигоне // *Частное сообщение*. 2012.
10. Varentsov Iv.M. Arrays of simultaneous EM soundings: design, data processing and analysis // *EM sounding of the Earth's interior (Methods in geochemistry and geophysics, 40)*. Elsevier. 2007. P. 263-277.
11. Варенцов Ив.М. Программная система PRC_MTMV для обработки данных синхронных МТ/МВ зондирований // *Материалы VI Всероссийской школы-семинара по ЭМ зондированиям*. Новосибирск: ИНГГ. 2013. 4с.
12. Варенцов Ив.М., Иванов П.В., Ковачикова С., Рабочая группа EMTESZ-Pomerania. Площадные МТ/МВ зондирования в зоне TESZ: этап 3D модельных построений // *Там же*. Новосибирск: ИНГГ. 2013. 4с.

ТЕХНОЛОГИЯ МОНИТОРИНГА ПОДЗЕМНОГО ГАЗОВОГО ХРАНИЛИЩА

О.М. Вельтистова, Е.Н. Мотрюк, А.И. Кобрунов

oveltistova@ugtu.net

Ухтинский государственный технический университет, Россия, г. Ухта

The article outlines the rationale for the use of high-precision gravity prospecting for underground gas storage monitoring (UGS). The article proposes a technique of UGS monitoring which is based on modeling of complex geological environment using geological-geophysical data. The software used is PlayGround, EvDynInversion and GeoVIP processor developed in the mathematical modeling laboratory of Ukhta State Technical University. The solution of inverse problems of gravity prospecting involves the use of dynamic evolutionary principles of optimality.

Важнейшим направлением работ по повышению эффективности и безопасности эксплуатации, а также надежности функционирования подземных хранилищ газа (ПХГ) в пористых пластах является совершенствование и разработка методов и технологий регулирования и контроля количества газа в пласте. Эту задачу можно успешно решить, опираясь на научно-методическую базу [1].

Все процессы создания и циклической эксплуатации ПХГ имеют знакопеременный характер, а время формирования искусственных залежей газохранилищ несопоставимо с длительностью образования месторождений. Поэтому изучение особенностей влияния геологического строения природных резервуаров на процессы создания и эксплуатации ПХГ является актуальной темой исследования [2].

Оперативное решение вопросов повышения эффективности создания и эксплуатации ПХГ возможны только на базе постоянно уточняемых геологических моделей природных резервуаров – объектов, в которых создается и эксплуатируется газохранилище. Изучение геодинамических процессов должно выполняться с привлечением различных геофизических данных и требует одновременного наблюдения полей различной геофизической природы, моделирования геологической среды. Существует много методик, позволяющих проводить мониторинг ПХГ, в большинстве случаев он основан на комплексе данных, опираясь на скважинные исследования, с использованием корреляционно-статистического анализа, различных программ графической визуализации (например, [3, 4]).

Особый интерес представляют технологии и методики, использующие данные гравиразведки. Результаты высокоточного гравиметрического мониторинга на ПХГ позволяют прогнозировать распределение фильтрационно-емкостных свойств, определить каналы миграции газа и контур газовой залежи, а также проследить за изменением этого контура в процессе эксплуатации. На любом ПХГ изменения регистрируются различной аппаратурой, которые нельзя зафиксировать по всему объекту. Они дают информацию об объеме закачки воды, газа и добычи по каждой скважине. Гравиметрические исследования позволяют компенсировать недостаток данных там, где их нет. Это связано с тем, что гравитационное поле – интегральная характеристика и несет информацию об изменениях плотностных характеристик по всей территории. Особенно это важно для тех областей, где нет скважин. Экономически выгодней проведение гравиметрических измерений, чем бурение скважин. Еще одним положительным моментом является уменьшение техногенного риска при разработке, эксплуатации и ликвидации ПХГ.

В настоящее время высокоточная гравиметрия в области изучения процессов, протекающих в ПХГ, используется рядом иностранных и российских компаний: ЗАО «ГРАВИРАЗВЕДКА», Schlumberge, STATOIL, «Нафтогаз» (Украина).

Одна из технологий контроля ПХГ, основанная на построении интегральных моделей среды, применяется А.П. Петровским (Украина), но нуждается в дальнейшем развитии. Она включает решения обратных задач гравиразведки и сейсморазведки, базирующиеся на критериальном подходе [5].

41-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского, 2014 г.

В УГТУ научно-педагогической школой под руководством доктора ф.-м.н. Кобрунова А.И. предложена технология мониторинга за ПХГ на основе моделирования геологической среды. Технология предполагает использование данных сейсморазведки, гравиразведки и результатов ГИС.

Методологическая и теоретическая основа разрабатываемой технологии базируется на системно-структурном подходе и системном анализе, математической теории и математических методах изучения динамических систем, теории математической обработки и интерпретации результатов геофизических наблюдений.

Технологической составляющей являются программные модули PlayGround, EvDynInversion и редактор GeoVIP [6]. Все программные продукты позволяют производить импорт-экспорт данных во все современные программы обработки геолого-геофизических данных. Их эффективность проверена на тестовых моделях, а так же на различных площадях северо-запада РФ [7]. Особенностью решения обратных задач гравиразведки является использование эволюционно-динамических принципов оптимальности, которые позволяют учитывать геодинамические характеристики.

Предложенная технология основана на методике, которая заключается в следующем.

1. *Анализ геологической информации.* Для структурно-плотностного моделирования требуются: скоростные характеристики, наблюденное гравитационное поле по профилям, данные по скважинам на изучаемой территории.
2. *Установление зависимостей между физическими параметрами среды.* Скорости пересчитываются в плотности, при этом учитывается вся имеющаяся геологическая информация об объекте.
3. *Формирование нулевого приближения.* При помощи программы PlayGround решается прямая задача гравиразведки (и структурная и плотностная), получаем нулевое приближение по каждому профилю.
4. *Решение двумерной обратной задачи гравиразведки.* Импорт данных в EvDynInversion и решение обратной задачи в два этапа: структурную – за счет сдвиговых деформаций границ, плотностную – за счет выполнения дивергентных движений, на основе эволюционно-динамического критерия оптимальности.
5. *Построение трехмерной модели в GeoVIP по полученной системе двумерных профилей.*
6. *Вычисление гравитационного эффекта объемной модели в GeoVIP.*
7. *Учет влияния трехмерности среды при решении обратной задачи в EvDynInversion.*
8. *Формирование скорректированной системы двумерных структурно-плотностных моделей.*
9. *Контрольная гравиметрическая съемка.* Через определенные периоды времени проводится контрольная гравиметрическая съемка по 2-3 профилям.
10. *Редакция модели.* Определяем невязку между значениями полей за промежуток времени и учитываем ее при решении обратной задачи в EvDynInversion.
11. *Сравнение структурно-плотностных моделей, полученных в пунктах 8 и 10.* Результаты моделирования позволяют прогнозировать распределение фильтрационно-емкостных свойств, определить каналы миграции газа и контур газовой залежи, а также проследить за изменением этого контура в процессе эксплуатации.

Применение предложенных методики и технологии мониторинга ПХГ позволит контролировать изменения, происходящие в процессе эксплуатации. В настоящее время разрабатываемая методика проходит опробование на модельных примерах, далее последует ее адаптация на реальных ПХГ. Полученные результаты будут использованы для выработки рекомендаций при проведении мониторинга ПХГ.

41-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского, 2014 г.

Список используемых источников

1. Михайловский А. А. Научные основы регулирования и контроля количества газа в пористых пластах подземных хранилищ. Автореф. ... дис. д-ра техн. наук. – М., 2004. – 44 с.
2. Лобанова А. Н. Геолого-технологические условия эффективности создания и эксплуатации подземных хранилищ газа. Автореф. ... дис. к-та г.-м. наук. – М., 2007. – 50 с.
3. Мазуров Б. Т. Изучение геодинамических процессов на основе моделирования геодезических и гравитационных параметров. Автореф. ... дис. д-ра техн. наук. – Новосибирск, 2007. – 35 с.
4. Дроздова С. Б. Цифровые инженерно-геологические картографические модели планирования подземных хранилищ газа (на примере Щелковского ПХГ). Автореф. ... дис. к-та г.-м. наук. – М., 2010. – 24 с.
5. Кобрунов А. И. Математические основы теории интерпретации геофизических данных. Учебное пособие. /Из-во ЦентрЛитНефтеГаз, Москва. 2008, 286 с.
6. Куделин С. Г., Барабанов М. И., Кобрунов А. И. //Интегрированная среда физико-геологического моделирования на основе инверсии геофизических полей / Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей: материалы 39-й сессии Международного научного семинара им. Д. Г. Успенского (Воронеж, 30 января – 2 февраля 2012 года). – С. 152–155.
7. Вельтистова О. М., Мотрюк Е. Н. Применение методики сейсмогравитационного моделирования для изучения глубинного строения Баренцевоморского региона. / Рассохинские чтения: Материалы межрегионального семинара (3-4 февраля) Ухта, УГТУ, 2012.–С. 81-86.

**О НЕКОТОРЫХ УСОВЕРШЕНСТВОВАНИЯХ
В МЕТОДЕ БЛУЖДАЮЩИХ ТОКОВ**

В.С. Вишнев, А.Г. Дьяконова, О.В. Сурина

sur2004@inbox.ru

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

Abstract. The technical approaches, allowing to allocate the same source structure signals caused by traction network pulse currents of the electrified railway are considered. The formula converting these signals into values of the apparent resistance is presented. Examples of profile distributions of this parameter in some sections of electrical survey are given.

В методе блуждающих токов (МБТ), как известно, носителями геологической информации являются апериодические импульсные поля – помехи, создаваемые электрической железной дорогой (ЭЖД). МБТ обычно ставят на территориях или вблизи горнодобывающих предприятий, оснащенных откаточными средствами на электрической тяге, при картировании и разведке «электропроводящих» залежей полезных ископаемых. Там рельсы, как правило, контактируют с рудой, благодаря чему морфология пространственного распределения электрических составляющих помех практически не меняется [1]. Однако в пределах большинства электрических железнодорожных веток, особенно магистрального (междугороднего) назначения, контакты рельсов с рудой (или с другими сильно проводящими геологическими образованиями), надо полагать, отсутствуют и на огромных пространствах, где пролегают такие пути, использование упомянутых полей по стандартной методике БТ становится неэффективным. Это побуждает заниматься усовершенствованием метода.

Ниже приведено краткое обоснование некоторой разновидности МБТ, которая позволяет выделять из помех однотипные по структуре пространственного распределения (полезные) сигналы, преобразовывать их в кривые кажущегося сопротивления и в результате получать как качественные, так и количественные электрические параметры геологических разрезов, в присутствии и отсутствии действующих рудников [2].

1. Согласно общепринятым схемам питания электровозов [3], энергия к каждому из них подается от одной или, максимум, от двух тяговых подстанций с помощью подводящих и отсасывающих фидеров, токосъемников локомотива, электрически неразрывного рельсового пути и секционированного контактного провода. Поскольку железнодорожное полотно не изолировано от земли, то в передаче электричества участвует и земля (грунт). Токовые нагрузки в силовых агрегатах электровозов, создающие импульсные помехи, изменяются на подъемах, переездах, остановочных пунктах и других заранее известных местах. В импульсах содержатся сигналы с эпизодически повторяющейся морфологией пространственного распределения.

Следовательно, при выполнении полевых работ методом БТ нужно выявить отрезок дороги, где поезда вынуждены изменять тяговую нагрузку и, наряду с синхронным измерением поля на рядовых и базисном (долговременном) пунктах наблюдения, фиксировать время, направление и особенности их движения (остановка, ускорение, торможение) по этому участку пути. Тогда, отбирая импульсы, возникшие в моменты, когда электровозы изменяли свой режим движения на выбранном отрезке ЭЖД, можно выделить сигналы, структура источника которых одна и та же.

Исходной моделью этого источника является железнодорожная ветка с одним неподвижным, но многократно изменяющим свой режим энергопотребления, локомотивом. В модели принято, что соответствующий участок рельсового пути прямолинейный, неветвящийся и равномерно заземленный, а поле установившееся, поэтому она легко алгоритмируется.

Формулы для расчета амплитудных значений полезного сигнала МБТ приведены в работе [2]. Они применены при математическом моделировании профильных и площадных

распределений исследуемого поля. Анализ результатов моделирования показал, что в квазиустановившемся режиме магнитные составляющие (H_j) импульсного поля ЭЖД (особенно в близко расположенных к дороге пунктах местности), практически, не зависят от геологического разреза и электрические сигналы (E_i), выделенные из совокупности измерений помех и нормированные к H_j , поддаются преобразованию в величины кажущегося сопротивления (ρ_k).

Математическое выражение, с помощью которого получают значения ρ_k , имеет вид:

$$\rho_k = \frac{G_j}{P_i} \cdot \frac{E_i}{H_j}, \quad i = x, y; \quad j = y, x, \quad (1)$$

где E_i – составляющая по оси x или y прямолинейных координат импульса напряженности электрического поля, измеренного на рядовом пункте наблюдения; H_j – составляющая по оси y , x или z импульса напряженности магнитного поля, измеренного на базисном (долговременном) либо том же рядовом пункте наблюдения; G_j/P_i – соотношение, играющее роль коэффициента электроразведочной установки [2].

2. Для регистрации техногенного поля ЭЖД в усовершенствованном варианте МБТ хорошо подходит любая (серийно выпускаемая) цифровая или аналоговая магнитотеллурическая аппаратура. Методика полевых работ отличается от стандартной методики только тем, что базисный пункт располагают около такого отрезка рельсового пути, на котором изменение режима энергопотребления локомотивов практически неизбежно. И тем, что регистрируют, наряду с электрическими составляющими, еще магнитные составляющие поля, координаты выбранного места, где электровазсы изменяют свою тяговую нагрузку, а также время, направление и особенности прохождения поездов (ускорение, остановка и т.п.) мимо базисного пункта. Эти сведения используются при выделении из помех полезных сигналов и при пересчете их в величины ρ_k .

3. Один из примеров распределения кажущегося сопротивления на местности, полученного по усовершенствованной методике МБТ, представлен на рис. 1. Рассматривая рисунок, нетрудно заметить:

1). В точках, находящихся примерно на равных расстояниях по обе стороны от рельсов, значения соответствующих ρ_k по порядку величин совпадают (рис. а, б, рис. г, д). Что обусловлено, по-видимому, присутствием довольно мощного и сравнительно однородного по простиранию низкоомного осадочного чехла и горизонтально-неоднородного, но в совокупности слабо проводящего фундамента коренных пород погребенной части уральских структур,

2). Графики $\rho_k^\perp(x) = (G_d^y / P_p^x) \Delta E_{xp} / \Delta H_{yd}$ и $\rho_k^\parallel(x) = (G_d^x / P_p^y) \Delta E_{yp} / \Delta H_{xd}$, равно как $\rho_k^{\perp'}(x) = (G_p^y / P_p^x) \Delta E_{xp} / \Delta H_{yp}$ и $\rho_k^{\parallel'}(x) = (G_p^x / P_p^y) \Delta E_{yp} / \Delta H_{xp}$ (ось x – перпендикулярна, y – параллельна преимущественному направлению рельсового пути, p – рядовой, d – базисный пункт наблюдения) имеют заметные различия. Если ρ_k^\perp и $\rho_k^{\perp'}$, построенные на бланке с двойной логарифмической шкалой, с увеличением x довольно быстро растут, приближаясь в средней части к асимптоте S (S – суммарная продольная проводимость осадочного чехла изучаемого геоэлектрического разреза), то ρ_k^\parallel и $\rho_k^{\parallel'}$ колеблются около линии, почти параллельной оси абсцисс. То есть ход кривых ρ_k^\perp и $\rho_k^{\perp'}$ в большей степени отражает изменение электропроводности земных толщ по вертикали, а ρ_k^\parallel и $\rho_k^{\parallel'}$ – по горизонтали.

Кривые ρ_k^\perp и $\rho_k^{\perp'}$ были проинтерпретированы количественно (рис. в) с помощью метода подбора на ЭВМ при предположении дискретного изменения электропроводности горных пород и только по оси глубин (z). Их поведение согласуется с двухслойной средой, имеющей параметры: $\rho_1 = 1 - 3$ Ом, $h_1 = 0,5 - 1,0$ км, $\rho_2 = 1000 - 3000$ Ом, $h_2 = \infty$, которые вполне вероятны. Что подтверждается данными интерпретации кривых МТЗ (рис. е), полученными на участке работ ранее (до электрификации железнодорожной ветки

Екатеринбург – Тюмень), так как средние значения продольной проводимости осадочного чехла (S_l), как по МТЗ, так и по МБТ, практически одинаковы и составляют 300–500 Сим.

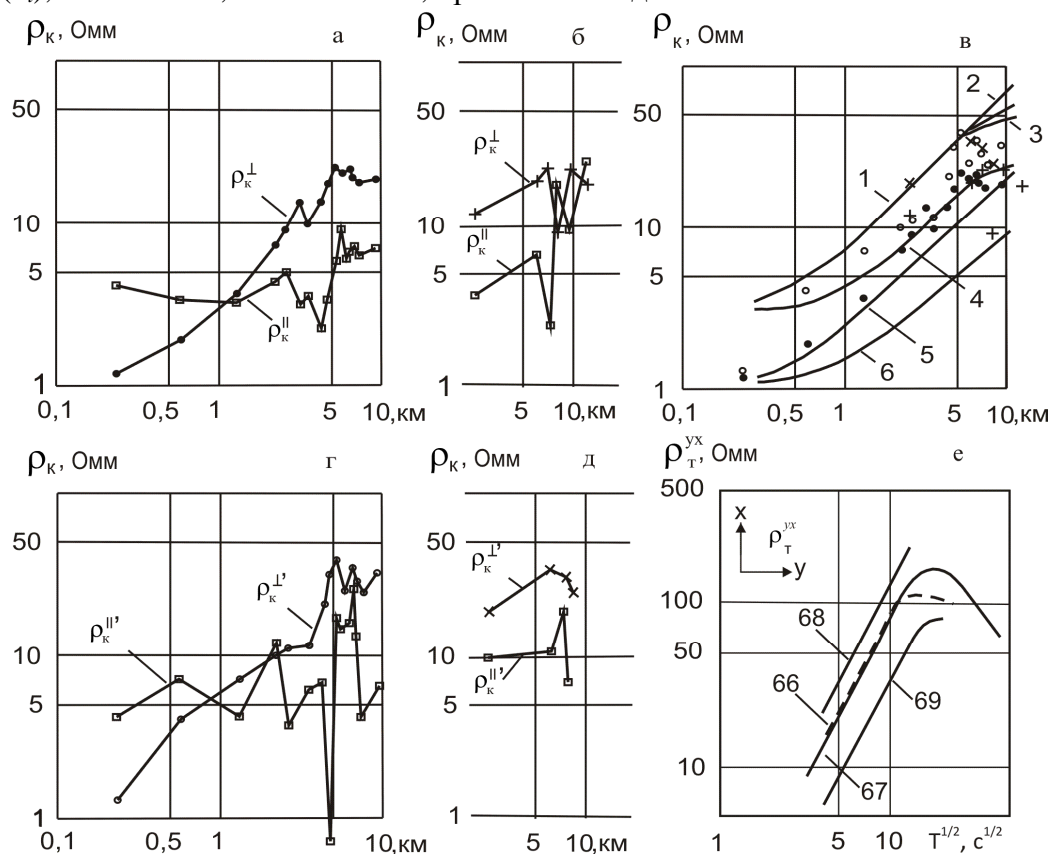


Рис. 1. а, б – кривые ρ_k^\perp и ρ_k^\parallel ; г, д – $\rho_k^{\perp'}$ и $\rho_k^{\parallel'}$; а, г – южный; б, д – северный профиль наблюдений; в – количественная интерпретация значений ρ_k^\perp и $\rho_k^{\perp'}$. Цифры в кружках – номера геоэлектрических разрезов с параметрами: 1 – $\rho_1=3$ Ом·м, $h_1=0,5$ км, $\rho_2=3000$ Ом·м, $h_2=2,0$ км, $\rho_3=30$ Ом·м, $h_3=\infty$ км; 2 – $\rho_1=3$ Ом·м, $h_1=0,5$ км, $\rho_2=3000$ Ом·м, $h_2=\infty$ км; 3 – $\rho_1=3$ Ом·м, $h_1=0,5$ км, $\rho_2=1000$ Ом·м, $h_2=2,0$ км, $\rho_3=30$ Ом·м, $h_3=\infty$ км; 4 – $\rho_1=3$ Ом·м, $h_1=1,0$ км, $\rho_2=1000$ Ом·м, $h_2=2,0$ км, $\rho_3=100$ Ом·м, $h_3=\infty$ км; 5 – $\rho_1=1$ Ом·м, $h_1=0,5$ км, $\rho_2=3000$ Ом·м, $h_2=2,0$ км, $\rho_3=\infty$ Ом·м, $h_3=\infty$ км; 6 – $\rho_1=1$ Ом·м, $h_1=1,0$ км, $\rho_2=3000$ Ом·м, $h_2=\infty$ км; е – поперечные кривые магнитотеллурического зондирования (цифры у кривых – номера точек наблюдения).

Следовательно, выделение однотипных по структуре источника сигналов из совокупности измерений импульсных помех от ЭЖД и представление их в виде кривых кажущегося сопротивления являются вполне осуществимыми и весьма полезными методическими приемами. Эти приемы позволяют (по крайней мере, при стечении благоприятных обстоятельств) получать в рамках метода блуждающих токов материалы, пригодные как для качественной, так и для количественной интерпретации.

Исследования проводились при поддержке программы фундаментальных исследований по УрО РАН (№ 12-Т-5-1020).

Список литературы

1. Березин Г.И., Семенов М.В. Об использовании полей блуждающих токов для электроразведки флангов разрабатываемых месторождений // Методика и техника разведки. 1973. № 86. С. 69-76.
2. Вишнев В.С. Приемы полевых и камеральных работ в методе электроразведки блуждающими токами тяговой сети железной дороги // Уральский геофизический вестник. 2012. № 2. С. 14-30.
3. Марквардт К. Г. Энергоснабжение электрических железных дорог. - М.: Транспорт, 1965. 464 с.

**ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ КРУПНЫХ МАГМАТОГЕННЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ (ПРИАМУРЬЕ)**

Т.В. Володькова

tat-volodkova@yandex.ru

Институт Тектоники и Геофизики им. Ю.А. Косыгина, Хабаровск, Россия

Geological-geophysical criteria are considered and a possibility of using airborne geophysical surveying data is discussed for prediction and study of major deposits. A comparative role of the gravity, aero magnetometry and aero gamma spectrometry data involved in the comprehensive study is evaluated.

Современная аэрогеофизика включает широкий комплекс аэромодификаций геофизических методов, в т.ч., гравиметрию, магнитометрию, электроразведку, гаммаспектрометрию; она обладает определенным сглаживающим (интегральным) эффектом, позволяющим уменьшить влияние самых поверхностных помех – техногенных, зоны гипергенеза и т.д. Аэрогеофизическая съемка обладает высокой точностью измерений и привязки, сопоставимой с наземными данными; все чаще за рубежом появляются новости о прямых находках с воздуха крупных месторождений. При этом с рекламной целью в интернете широко публикуются данные о характеристиках зарубежной аэрогеофизической аппаратуры и совершенной технике их обработки; конкретная методика интерпретации, поисков и прогноза, с помощью которой были получены столь блестящие результаты, чаще всего составляет ноу-хау западных фирм и не афишируется. К сожалению, большинство российских аэропартий исчезло в конце прошлого – начале нынешнего века, немногочисленные оставшиеся технически не уступают западным фирмам. Тем не менее, если в 80-е годы Россия по поисковой результативности не уступала ведущим западным фирмам, которые внимательно изучали ее методические разработки и способы интерпретации, сейчас наша результативность, если судить по количеству открытых с помощью аэропоисков, крупных рудных месторождений, ниже, чем за рубежом. Учитывая критическое положение с рудными ресурсами и запасами на сегодняшний день, необходимы разработки методик эффективных поисков крупных и нестандартных месторождений с использованием аэрогеофизических данных. Такие разработки всегда требуют модельного подхода, в том числе, не только усовершенствования математических алгоритмов, но также использования геологических, геохимических новаций.

Магматогенными считаются все месторождения, генетически либо парагенетически связанные с магматическими источниками [1]. По С.Ф. Стружкову [2], существует связь между порядком металлогенического элемента (размерами) и глубиной соответствующего магматического источника. Для Приамурья типично: магматические очаги, формирующие рудные районы, залегают на глубине 125-150 км, вблизи кровли астеносферы, для рудных узлов эта глубина составляет 30-60 км, вблизи границы Мохо, для рудных полей – на глубине 10 км. Источники формирования крупных и уникальных магматогенных месторождений расположены вблизи кровли астеносферы и связаны, как правило, с горячими точками [1]. С глубиной растут размеры магматического очага – источника руд; такие источники создают интенсивные аномалии физических полей на региональных профилях. Особенно хорошо глубинные магматические очаги проявлены в гравитационном поле, крупным месторождениям обычно соответствуют аномалии кажущегося сопротивления (метод МТЗ) в нижней части литосферы [1, 3]. Диаметр магматических очагов вблизи кровли астеносферы составляет $225-250 \pm 100$ км; размеры магматических очагов вблизи границы Мохо - порядка 45 ± 15 км, последние тоже могут быть источниками месторождений [2]. Таким образом, для выявления крупных магматогенных месторождений необходима фильтрация физических полей (в первую очередь, поля силы тяжести) и выделение нетипичных (резко отличных от фона), региональных аномалий

соответствующего порядка. В вулканических поясах Приамурья и на Алдано-Становом щите соответствующие им магматогенные структуры связаны с зонами глубинных разломов, причем, в их распределении отмечается определенная периодичность. По последним данным, глубинные разломы иногда могут почти достигать подошвы литосферы. Попытки объяснить природу квазипериодичности магматогенных структур делались давно [4]. Вещество наиболее глубинных магматических очагов, расположенных вблизи кровли астеносферы, реже границы Мохо, обычно находится в частично расплавленном или твердопластичном состоянии (); именно по этой причине они хорошо выделяются по результатам моделирования на основе глубинных методов (МТЗ, сейсмо-гравиразведка, тепловой поток). Следует предположить, что в слоях пониженной вязкости (близ подошвы литосферы и границы Мохо) возникает направленный поток магм плюмовой природы, распространяющихся по латерали. В направлении потока возникает процесс наподобие бегущей волны, все глубинные разломы вкрест простирания служат каналами для выхода плюмовых магм на поверхность. Периодичностью бегущей волны и квазипериодичностью в распределении глубинных разломов объясняется квазицикличность крупных магматогенных структур. Глубинные разломы являются магмоподводящими; в пределах крупных разломов магмы выходят на поверхность, очень часто распределяясь по зонам кольцевых разломов. Концентрически-кольцевые разломы, определяющие структуру рудного поля – вообще типичны для месторождений, особенно крупных, например, Кондер (Хабаровский край), Кировское и Покровка (Амурская область); формирование зон таких разломов, вероятно, также связано с волновыми процессами и деформациями. Существование кольцевых разломов в рудных полях месторождений давно признано геологами (хотя по поводу их природы часто выдвигаются фантастические версии, например, связь с астроблемами), представить более крупные кольцевые структуры могут не все. Схематически автором подобные структуры выделены в Нижне-Амурском регионе, где они трассируют магматические очаги и связаны с горячей точкой (рис.1). Такие структуры являются магмоподводящими и часто – рудоконтролирующими; они связаны с глубинными процессами, а в крупных структурах могут играть роль рудных зон (контролировать месторождения). К кольцевым структурам, как правило, приурочены ореолы слабых региональных и интенсивных локальных изменений; площадь первых составляет десятки-сотни кв. км, вторых – до первых десятков кв. км, те и другие хорошо выделяются на картах отношений естественных радиоактивных элементов (ЕРЭ). Автором не раз декларировалось: аномалии отношений ЕРЭ – типичный признак метасоматоза, причем, по этим данным тип метасоматитов может быть определен практически однозначно [1]. Тем не менее, это возможно только в случае относительно простого строения рудного поля, когда метасоматоз не затушеван более поздними и мощными наложенными процессами. Любые многоэтапные наложенные процессы ведут к изменениям этих характеристик; когда можно по аномалиям отношений ЕРЭ уверенно выделить ареал распространения метасоматитов, но их тип однозначно определить нельзя. При этом, крупные и самые перспективные месторождения отличаются многоэтапностью развития, взаимным наложением друг на друга нескольких фаз метасоматоза, непременным развитием как локальных, так и региональных изменений. На рис.1 кольцевые зоны регионального метасоматоза контролируют месторождения Нижне-Амурского региона, в рудных полях которых широко развиты локальные ареалы метасоматитов разных типов. В таких сложных случаях, выход только один – для выделения зон и ареалов метасоматоза использовать не только карты отношений ЕРЭ, но и скоррелированные с ними данные по намагниченности, плотности пород (либо магнитному, гравитационному полю). Только широкий комплекс геофизических методов, привлечение результатов дешифрирования космоснимков, позволяет качественно решить подобные задачи. Зоны региональных изменений, схематически выделенные на рис. 1, вызывали недоумение геологов, хотя существование кольцевых разломов ими признано, и разломы отражены на картах ГГК-1000000.

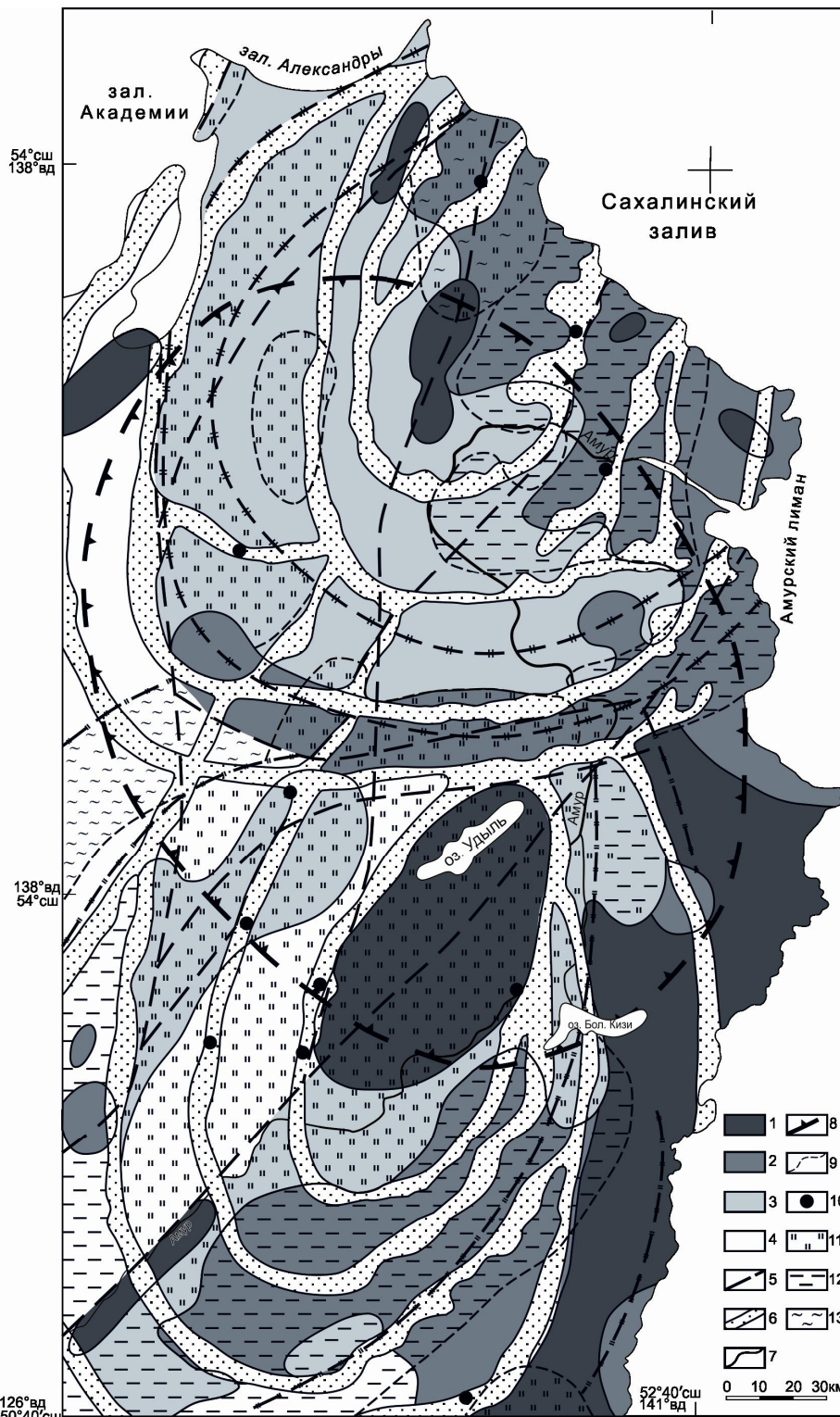


Рис. 1. Структурно-металлогенетическая схема Нижне-Амурской площади. Составлена Т.В. Володьковой с использованием геологической основы (Мартынюк, 1990; Томсон и др., 1984).

Ареалы распространения вулканогенных (ВК) и интрузивных (ИК) комплексов, связанных с различными фазами плюмового магматизма: 1 – неоген (осадочные породы, базальтоиды); 2 – поздний мел - ранний палеоген (колчанский ВК, сизиманский ВК, верхнеудомийский ИК); 3 – поздний мел (больбинский ВК, маломихайловская свита, татаркинский ВК, позднемеловой ИК); 4 – образования доплюмового этапа. Границы раздела и контуры: 5 – разломы; 6 – зоны регионального метасоматоза; 7 – магматические ареалы (с элементами обобщения); 8 – горячая точка (на поверхности Мохо); 9 – ареалы разных типов минерализации; 10 – месторождения. Типы минерализации (Середин, 1984): 11 – золото-редкометалльный; 12 – золото-серебряный убогосульфидный, медно-молибденовый; 13 – олово-полиметаллический.

41-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского, 2014 г.

Автор отмечал, что зоны выделены по данным аэрогаммаспектрометрии; их схематичность связана с тем, что на большую часть региона эти материалы не увязаны и не обобщены. Тем не менее, при выделении зон широко применялись методы магнитометрии, гравиметрии и другие. Итак, только использование широкого комплекса геолого-геофизических методов, позволяет достаточно достоверно строить модели рудных полей месторождений и метасоматоза. Если на рудной площади отлично проявлен локальный метасоматоз, но практически отсутствует региональный – перспективы объекта вызывают сомнения (месторождение Кировское, Амурская область).

Литература

1. Глубинное строение и металлогения Восточной Азии / отв. Ред. А.Н. Диденко, Ю.Ф. Малышев, Б.Г. Саксин. Владивосток: Дальнаука, 2010. 332 с.
2. Стружков С.Ф. Закономерности размещения и основы прогноза золото-серебряных месторождений Охотско-Чукотского вулканического пояса. Дисс. доктора геол.-минер. наук. М., 2003. 364 с.
3. Володькова Т.В., Подгорный В.Я. Геолого-геофизические характеристики горячих точек Приамурья // Тихоокеан. геология. 2010. Т. 28. №1. С. 86-98.
4. Барышев А.И. Периодические геодинамические и металлогенические системы. М.: Наука, 1999. 263 с.

УДК 550.831.015.072

**ТРЕХМЕРНАЯ ПЛОТНОСТНАЯ МОДЕЛЬ ГРАНИТНОГО МАССИВА
ХОПЕРСКОГО МЕГАБЛОКА (ВОРОНЕЖСКИЙ КРИСТАЛЛИЧЕСКИЙ МАССИВ)**

Т.А. Воронова, В.Н. Глазнев

voronova28@yandex.ru

Воронежский госуниверситет, Воронеж, Россия

The problems of the construction for 3-D density model of the granite massif with using the gravity field data have been discussed. The resulting model shown the main features of the volumetric construction of the massif which elongated down to the depth about 7,5 km.

Гравитационное поле является одним из основных источников информации при изучении верхней части земной коры. Интерпретируя локальные аномалии поля силы тяжести, можно построить плотностную трехмерную модель возмущающего объекта. Данная модель будет отражать основные особенности формы и пространственного положения изучаемого геологического тела.

В докембрийском фундаменте юго-восточной части Воронежского кристаллического массива по результатам интерпретации локальных гравитационных аномалий выделено более ста объектов пониженной ($\leq 2,70$ г/см³) плотности, отождествляемых преимущественно с гранитоидами бобровского комплекса. При этом не все они входят в срез докембрия, многие перекрыты образованиями вмещающей толщи. Для моделирования был выбран один из таких объектов. Интрузивный массив, площадью около 35 км², расположен в центральной части Хоперского мегаблока Воронежского кристаллического массива. В гравитационном поле данный массив проявляется по пониженным значениям от 9 мГал над центром до 14 за его пределами.

Объект относится к гранитоидам бобровского комплекса (PR_{1b}), которые широко распространены на территории Хоперского мегаблока [3], [4]. Гранитоиды слагают интрузивные массивы размером до 50 км². В составе комплекса преобладают нормальные биотитовые и двуслюдяные граниты, плагиограниты, адамеллиты [Бердников и др., 1977]. Возраст гранитов оценивается в 2022 ± 3 млн.лет [2]. Гранитные интрузии являются секущими к образованиям воронцовской серии нижнего протерозоя (PR_{1vc}), которая представлена метаграувакково-сланцевым комплексом, отличающимся однородным вещественным составом. Мощность отложений воронцовской серии по сейсмическим данным изменяется от 2–3 км в юго-западной части до 6–8 км в районе Новохоперского глубинного разлома. Контакты интрузий с вмещающими породами резкие.

Граниты бобровского комплекса имеют низкую магнитную восприимчивость и очень выдержанную плотность - 2,63 г/см³ [1]. В геофизических полях гранитные объекты или системы более мелких сближенных тел комплекса в силу своих петрофизических показателей отражаются хорошо выраженными минимумами поля силы тяжести.

Моделирование трёхмерного строения массива выполнялось в среде Mathcad. Интрузивный массив был представлен набором параллелепипедов, горизонтальные размеры которого составляли 1000 x 1000 метров, длина ребра по вертикали – 500 метров. Количество параллелепипедов в плане выбиралось в зависимости от формы массива, положение верхних элементов задавалось в соответствии с данными о положении кровли кристаллического фундамента, а их количество по вертикали подбиралось в процессе моделирования. Абсолютная плотность всех элементов задавалась дискретным набором величин.

Решение прямой задачи гравиметрии выполнялось при помощи программы, которая основана на использовании внутренней рекурсии, что позволяет осуществить дополнительное разбиение исходного элементарного параллелепипеда на более тонкие параллелепипеды. Используя рекурсивный алгоритм можно обеспечить достаточную точность вычисления поля, в тех точках, где это необходимо по смыслу вычислительной прямой задачи, не создавая дополнительных элементов разбиения во всей области определения модели среды.

Решение обратной задачи осуществлялось методом неоптимизированного (интуитивного) подбора. Модель формировалась путем добавления слоев мощностью 500 метров, состоящих из параллелепипедов, количество которых варьировалось в зависимости от значений невязок расчетного поля по сравнению с наблюдаемым гравитационным полем. Коррекции подвергались элементы модели, которые располагались под соответствующей точкой с известной невязкой поля, т.е. был реализован принцип «локальной коррекции» невязки [5].

Полученная в итоге плотностная модель среды состоит из пятнадцати слоёв (рис. 1), достигающих глубины 7500 метров, что вполне согласуется с мощностью воронцовской серии. Как видно из рисунка, размеры интрузивного массива уменьшаются с глубиной, причем уменьшение происходит в сторону западной части массива.

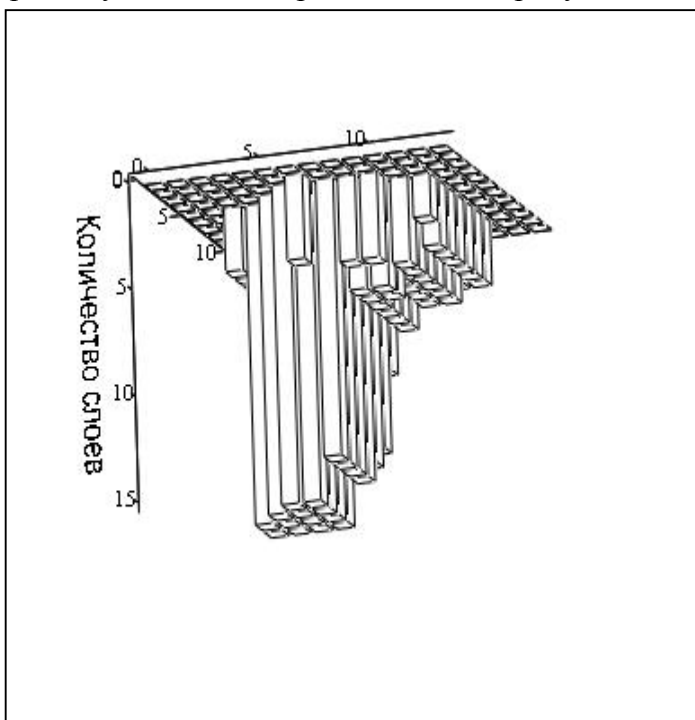


Рис. 1. Модель интрузивного массива

Подобного рода моделирование позволяет не только сделать некоторые выводы о формировании кристаллического фундамента Хоперского мегаблока, но и откорректировать форму и положение объектов выделенных на геологической карте Воронежского кристаллического массива в результате качественной

интерпретации геофизических полей.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 11-05-00110-а).

ЛИТЕРАТУРА

1. Афанасьев Н.С. Петрофизика гранитоидов Воронежского кристаллического массива (ВКМ) / Н.С. Афанасьев // Физика земли – 1997. – № 11. – С. 58-68.
2. Бибикина Е.В. Зона сочленения Сарматии и Волго-Уралии: изотопно-геохронологическая характеристика супракрустальных пород и гранитоидов / Е.В. Бибикина, С.В. Богданова, А.В. Постников и др. // Стратиграфия. Геологическая корреляция – 2009. – № 6. – С. 3–16.
3. Чернышов Н.М. Геодинамическая модель формирования ВКМ / Н.М. Чернышов и др. // Геотектоника. – 1997. – № 3. – С. 21-31.
4. Литосфера Воронежского кристаллического массива по геофизическим и петрофизическим данным / Главный редактор член.-корр. РАН Н.М. Чернышов. – Воронеж : Издательско-полиграфический центр «Научная книга», 2012. – 330 с.
5. Мартышко П.С. Технология разделения источников гравитационного поля по глубине / Мартышко П.С., Пруткин И.Л. // Геофизический журнал – 2003. – т. 25. – № 3. – С. 159-169.

УДК 550.361

**ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА И ТЕПЛОВОЕ ПОЛЕ В ЗОНЕ
СОЧЛЕНЕНИЯ ЕВРАЗИЙСКОЙ, СЕВЕРО–АМЕРИКАНСКОЙ И
ТИХООКЕАНСКОЙ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ**

П.Ю. Горнов

gornov@itig.as.khb.ru

*Учреждение Российской академии наук Институт тектоники и геофизики им. Ю.А.
Косыгина Дальневосточного отделения РАН, г. Хабаровск, Россия*

Abstract. The analysis of geodynamic environment and heat flow data is performed in the study region where three large lithospheric plates including the Eurasian, North America and Pacific plates, and a number of microplates, such as the Okhotsk, Beringia and Amur plates, are converging. In areas of plate interaction, heat flow values appreciably exceed background values. This implies that in Northeast Asia areas of lithospheric plate interaction exhibit high seismicity as well as increased heat flow values.

Изучаемый регион находится в зоне взаимодействия трех крупнейших литосферных плит: Евразийской, Северо–Американской, Тихоокеанской и плит меньшего порядка – Охотоморской, Амурской, Беринговоморской. Взаимодействие этих тектонических структур, по всей вероятности, предопределяет разнообразную геодинамическую обстановку и большую неоднородность измеренных значений теплового потока.

Литосферные плиты, блоки отделены друг от друга разломами, разрывами (швами), как правило, по осевым линиям сейсмических поясов Земли. Новые данные получены с помощью активно развивающихся в последние десятилетия методов космической геодезии. Наличие сейсмических поясов является главным признаком выделения современных границ и оконтуривания самих литосферных плит (рис 1). На рис. 1 вынесены зарегистрированные землетрясения с 1973 по 2010 г, магнитудой 3-7 и измеренные значения теплового потока (ТП).

Значительная часть северо-востока Евразии подвержена воздействию сильных землетрясений, тяготеющих к неотектоническим структурам, которые формирует, в основном, Арктико–Азиатский и Байкало–Становой сейсмические пояса на суше и субдукционная зона взаимодействия Тихоокеанской плиты с Евроазиатской и Северо–Американской. Пояса высокой, глубокофокусной сейсмичности прослеживаются вдоль островных дуг (Алеутской, Курило–Камчатской, Японской, Идзу–Бонинской). Арктико–Азиатский сейсмический пояс пересекает Северный ледовитый океан, северо-восток Азии и разграничивает Северо–Американскую плиту от Евразийской и Охотоморской плит на расстоянии более 8 тыс. км. Высокая сейсмичность зарегистрирована в переходной зоне, расположенной между структурами растяжения срединно-океанического хр. Гаккеля и структурами сжатия хр. Черского. Для переходной зоны характерно расширение поля сейсмичности до 600 км, к которым приурочены очаги землетрясений с магнитудой 6.0–7.0 [1]. Очаги местных землетрясений в виде субмеридиональной полосы протягиваются с севера на юго-юго-восток, соединяя проявление сейсмичности в море Лаптевых и системы хр. Черского.

Северо–западная часть области взаимодействия Евразийской и Амурской плит [2] проводят по Байкальскому рифту, а далее на восток по Байкало–Становому сейсмическому поясу. Обстановка растяжения в Байкальском рифте сменяется далее обстановкой сжатия и сдвиго-сжатия, при этом в западной части распространены левые сдвиги, а в восточной–правые. Характер распределения эпицентров землетрясений изменяется от полосового до рассеянного, к востоку рассеянность эпицентров усиливается [3].

Одним из вариантов проведения границы между Амурской и Северо–Китайской литосферными плитами является северный край Северо–Китайской платформы, характеризующаяся развитием различных типов взаимодействия плит: конвергентной, дивергентной, трансформной [4]. Граница отделяет слабосейсмичную Амурскую плиту от

высокосейсмичной Северо-Китайской платформы, смещаясь параллельно ей внутрь платформы, что может свидетельствовать о надвиговых процессах на северной границе платформы с её складчатым обрамлением.

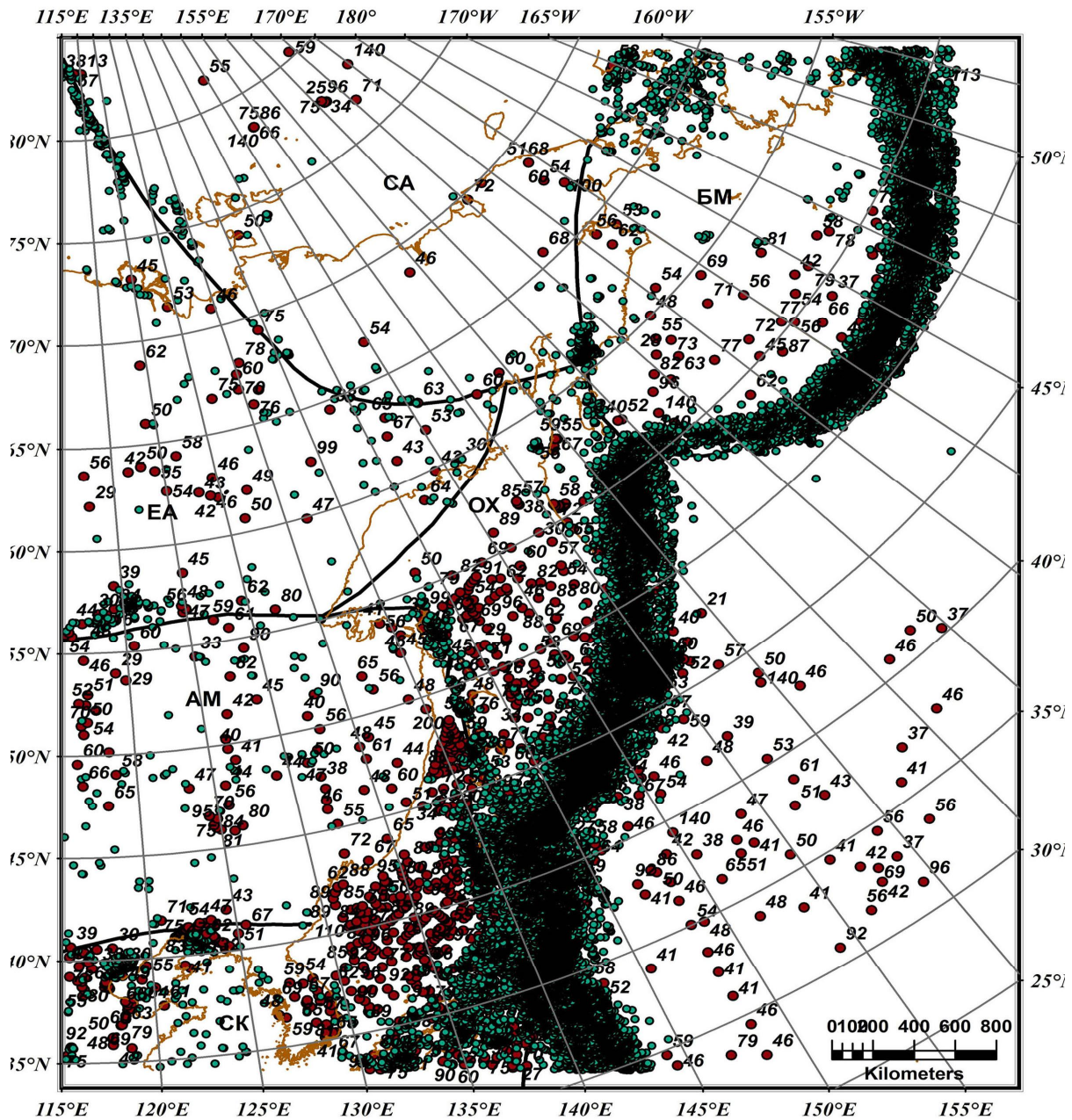


Рис. 1. Сейсмичность и тепловое поле литосферных плит северо-востока Евразии. СА–Северо-Американская плита; БМ–Берингоморская плита; ЕА–Евразийская плита; ОХ–Охотская плита; АМ–Амурская плита; СК–Северо-Китайская плита; — плитные границы; ● – тепловой поток мВт/м².

Устойчивость литосферных плит при продольной одноосной нагрузке является важным элементом плитной тектоники. Критические напряжения, выше которых начинается разрушение пород, в случае океанической литосферы записываем в виде [5]

$$\sigma_K = [(E \cdot h \cdot (\rho_{\text{мантия}} - \rho_{\text{вода}}) \cdot g) / (3(1 - \nu^2))]^{1/2} \quad (1)$$

при толщине упругой литосферы в 50 км, $E = 100$ ГПа, $\nu = 0.25$, плотность мантии $\rho_{\text{мантия}} = 3300$ кг/м³, $\rho_{\text{вода}} = 1000$ кг/м³, находим $\sigma_K = 6.4$ ГПа (64 кбар).

Для континентальной коры критическое напряжение составит

$$\sigma_K = [(E \cdot h \cdot (\rho_{\text{мантия}} - \rho_{\text{кора}}) \cdot g) / (3(1 - \nu^2))]^{1/2} \quad (2)$$

при толщине упругой литосферы в 150 км, $E = 100$ ГПа, $\nu = 0.25$, $\rho_{\text{мантия}} = 3300$ кг/м³, плотность земной коры $\rho_{\text{кора}} = 2600$ кг/м³, находим $\sigma_K = 6.1$ ГПа (61 кбар).

Рассматривая соотношение для критического напряжения, видим зависимость от мощности коры, т.е. более “толстые” пластины – более устойчивы к продольным нагрузкам.

Исследуемый регион обладает не высокими значениями геотермических параметров. Средние значения величин ТП тектонических структур региона имеют небольшой разброс – 50–70 мВт/м², наибольшие величины характерны для вулканогенных поясов 90–200 мВт/м² и осадочных, в основном, нефтегазоносных впадин региона – 80–90 мВт/м², а наименьшие для докембрийских блоков, массивов и орогенных поясов – 50–53 мВт/м².

Тепловой поток окраинных морей высокий (80-100 мВт/м²) и имеет общую тенденцию – во впадинах, котловинах он значительно выше чем на поднятиях. Среднее значения ТП Японского моря составляет 93 мВт/м². Вся акватория покрыта аномалиями, в крупных положительных аномалиях ТП достигает 100–150 мВт/м² в их центральных частях, южной части Татарского пролива ТП превышает 100 мВт/м². Среднее значение ТП Охотского моря в центральной и южной частях составляет 85 мВт/м². Увеличены значения ТП во впадинах Дерюгина, ТИНРО, Курильской котловине (87 и более 100 мВт/м²) соответственно, Центральное–Охотское поднятие характеризуется как зона относительно пониженного ТП (60 мВт/м²).

Тепловой поток областей взаимодействия литосферных плит заметно превышает фоновый окружающих территорий. ТП задуговых пространств островных дуг (Алеутской, Курило-Камчатской, Японской) равен (100-150 мВт/м²). На границе взаимодействия Северо-Американской и Евразийской плит ТП составляет (60-70 мВт/м²). Северная и южная граница Амурской литосферной плиты также имеет высокие значения ТП (70-80 мВт/м²).

Заключение. Проведён анализ геодинамической обстановки и теплового поля региона. Проходящие по континенту границы представляют собой “веер” границ, занимающий территорию до первых сотен километров. Рассмотрено положение границы Евразийской и Северо-Американской литосферных плит на северо-востоке России. Она простирается с севера на юго-восток России от побережья моря Лаптевых вдоль хребта Черского. Согласно сейсмологическим и результатам GPS измерений, эта граница выделяется обстановкой современного сжатия (смещения до 5 мм в год). Севернее берега Охотского моря в южной части хребта Черского широким поясом проходит граница Северо-Американской и Охотоморской плит, смещения здесь носят преимущественно сдвиговый характер, до 3-4 мм в год. Землетрясения, зарегистрированные на границах литосферных плит, в основном, расположены в пределах земной коры, мощность которой достигает 40 км. Максимальная зарегистрированная магнитуда землетрясений в этих районах достигала 7. Тепловой поток областей взаимодействия литосферных плит заметно превышает фоновый окружающих территорий. Таким образом области взаимодействия литосферных плит северо-востока Евразии характеризуются как высокой сейсмичностью, так и повышенными значениями теплового потока.

Литература:

1. Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г., Соловьёв В.М., Шibaев С.В., Петров А.Ф., Горнов П.Ю., Шестаков В.Н., Бойко Е.В., Тимофеев А.В. Межплитные границы дальневосточного региона России по результатам GPS измерений, сейсморазведочных и сейсмологических данных // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (4), с. 489–507.
2. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.Н. Тектоника литосферных плит территории СССР. М., Недра, 1990, т. 1, 327 с.
3. Малышев Ю.Ф., Подгорный В.Я., Шевченко Б.Ф., Романовский Н.П., Каплун В.Б., Горнов П.Ю. Глубинное строение структур ограничения Амурской литосферной плиты // Тихоокеанская геология, 2007, т. 26, № 2 с. 3–17.
4. Zhai Yusheng, Deng Jun, Tang Zhong et al. Metallogenic systems on the paleocontinental margin of the North China craton // Acta Geologica Sinica, 2004, V. 78, № 2. p. 592–603.
5. Теркот Д., Шуберт Дж. Геодинамика: геологическое приложение физики сплошных сред. М., Мир, 1985, Ч 1, 376 с.

УДК 550.8.053

**ОПТИМИЗАЦИЯ КОМПЬЮТЕРНОЙ ТЕХНОЛОГИИ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ДАННЫХ
ДЕТАЛЬНЫХ МАГНИТНЫХ И ГРАВИТАЦИОННЫХ СЪЕМОК НА ОСНОВЕ
ФИЗИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ СЛОЖНЫХ ОБЪЕКТОВ**

А.В. Грайвер¹, А.Ю. Давыденко², П.А. Попков³, С.В. Слепцов³

davydenkoay@gmail.com

¹*Немецкий исследовательский центр естественных наук, Потсдам, Германия,*

²*ООО «Версофт», Иркутск, Россия,*

³*ОАО «Алмазы Анабара», Якутск, Россия*

In this work we aim at determining appropriate set of parameters for three-dimensional inversion of potential fields data using models which contain structures and contrasts typical for real-world data collected in areas of interest. Employing a comprehensive series of tests and different noise models enables us to carry out systematic resolution and sensitivity analyses and help reduce ambiguity when working with real data inversion.

Вопросы оптимизации компьютерной технологии интерпретации данных детальней геофизических съемок рассматриваются для условий Анабарского щита. Обнаружение алмазоперспективных объектов коренного и россыпного генезиса по данным геофизических работ требует выделения аномалий, создаваемых существенно различными по геометрии и физическим свойствам объектов. Это могут быть сравнительно неглубоко залегающие изометричные в плане карстовые углубления или вытянутые погребенные русла, либо кимберлитовые трубки и жилы, имеющие существенную протяженность на глубину при относительно малых размерах в горизонтальной плоскости. Невысокая контрастность искомым объектам по физическим свойствам в сочетании с относительно небольшими, по отношению к детальной сети наблюдений, размерами искомым объектам при наличии физико-геологических неоднородностей в ВЧР и во вмещающих коренных породах обуславливают высокий уровень помех естественного происхождения в широком пространственно-амплитудном диапазоне - от мелкозалегающих неоднородностей до интрузий значительных размеров и глубины залегания. Ситуацию осложняет наличие помех, связанных со случайными ошибками измерений и не полностью учитываемыми влияниями вариаций физических полей, обусловленных различными естественными и техническими факторами, что приводит к зашумлению измеряемых полей и наличию в них длиннопериодных смещений значений магнитного поля на соседних профилях (эффект профильности). Латеральная изменчивость физико-геологических свойств пород приводит к нестационарности полей по корреляционным свойствам и амплитуде.

Для выделения аномалий, обусловленных искомыми объектами, и разделения полей на составляющие в этих условиях целесообразно применение различного рода приемов фильтрации, позволяющих подавлять мешающие факторы и изменять параметры фильтрации в зависимости от пространственно-амплитудных свойств фоновых полей, наличия и характера случайных помех. В развиваемой технологии GelioSMI [1, 2] реализован функционал, предназначенный для многомерного статистического анализа и фильтрации в классических и робастных вариантах и трёхмерной инверсии потенциальных полей. Возможность корректной экстраполяции нестационарных геофизических полей, заданных на участках с изрезанными контурами и наличием «пробелов» из-за отсутствия данных, позволяет эффективно применять фильтры с широкой апертурой и высоким разрешением. Использование при расчётах фильтров робастных модификаций методов главных и независимых компонент основано на получении устойчивых к выбросам оценок векторов средних и ковариационных матриц выборок многомерных случайных величин на основе алгоритма минимального определителя ковариационной матрицы [3].

Корректность фильтрации полей с существенно изменчивыми пространственно-амплитудными свойствами достигается за счёт применения разработанной процедуры

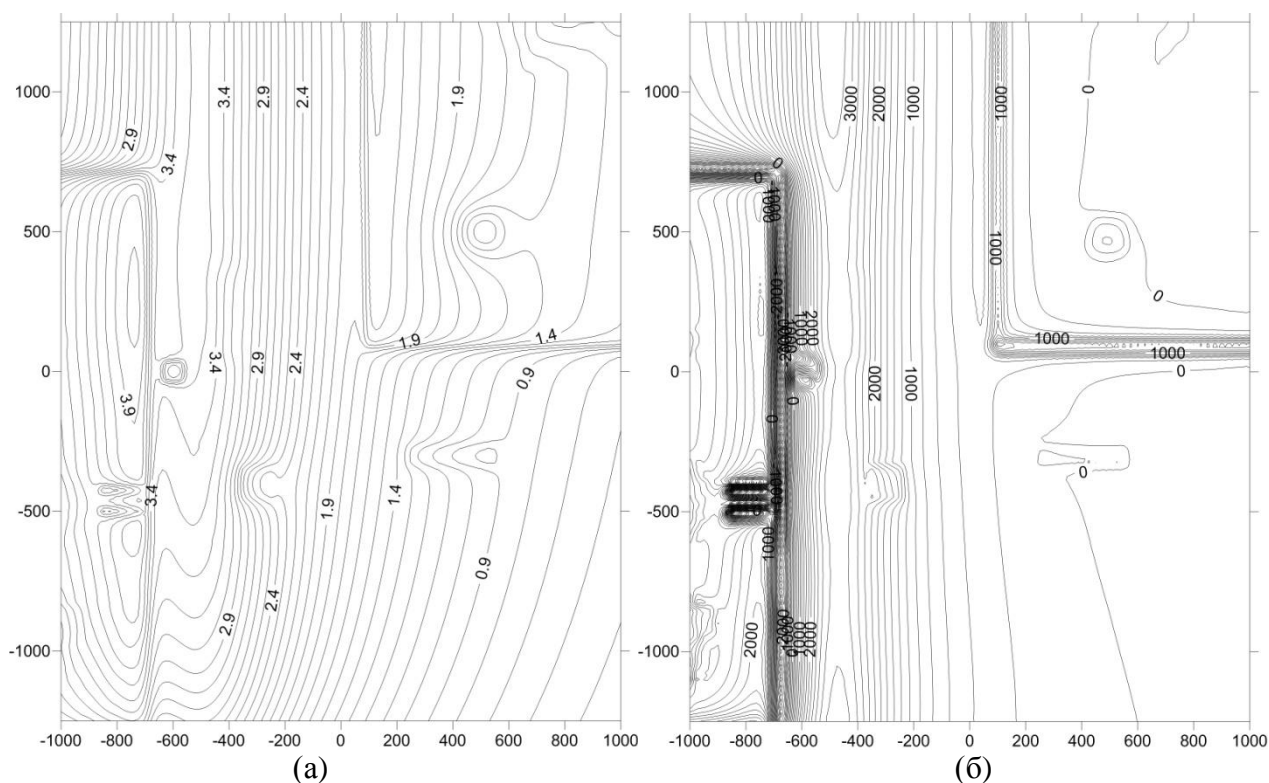
дифференциации (кластеризации) полей на основе самообучения, позволяющей выделять компактные и связанные в пространстве участки поля со стационарными по уровню, дисперсии и автокорреляционным свойствам характеристиками.

Трехмерная инверсия данных гравиразведки и магниторазведки по площади с определением пространственного распределения избыточной плотности и составляющих вектора намагниченности может проводиться для полей, заданных на плоском или реальном рельефе для сетки ячеек в виде прямоугольных призм с регулируемыми горизонтальными и вертикальными размерами. Параметры инверсии определяются также количеством дополняющих ячеек для компенсации эффектов от объектов, находящихся за пределами сети наблюдений, значением параметра регуляризации, функцией взвешивания по глубине, количеством итераций. Для того, чтобы сделать возможным инверсию больших объемов данных без привлечения дорогих высокопроизводительных платформ, реализован так называемый метод опорной области, который позволяет локализовать зону влияния каждой точки измерения в модели и пренебречь эффектами, относительный вклад которых пренебрежимо мал. Для данных, измеренных на больших площадях, данный подход позволяет значительно снизить объем требуемой памяти и времени при решении обратной задачи [4].

Разнообразие физико-геологических условий на площадях детальных поисков и геологических задач, решаемых с помощью комплекса геофизических методов, требуют соответствующей оптимизации комплекса методов обработки и интерпретации данных, включая определение перечня методов, последовательности их применения, определения параметров фильтров и инверсии. Для решения этой задачи предложено использовать сложные физико-геологические модели (ФГМ), в обобщенном виде отражающие основные особенности совмещения в пространстве моделей объектов поисков и объектов-помех, рассчитанные для них гравитационные и магнитные поля, а также возможные варианты помех с различными автокорреляционными свойствами поля. Использование такого рода сложной модели, с возможностью выделения аномальных эффектов от ее отдельных составляющих, позволяет исследовать эффективность планируемых методов обработки, разрешающую способность тех или иных способов фильтрации при выделении и разделении аномалий в зависимости от возможных природных ситуаций и свойств случайного поля помех.

Для исследования разрешающей способности трехмерной инверсии данных детальных гравиметрических и магнитных съемок используется программное обеспечение, позволяющее получать количественные меры сходства физических свойств элементов моделей и результатов инверсии при различных параметрах инверсии, вариантах геометрических характеристик сеточной модели и моделях рельефа. Использование такого подхода в сочетании с трехмерной визуализацией результатов инверсии позволяет существенно снизить априорную неопределенность выбора параметров инверсии и оценить эффективность и разрешающую способность интерпретации в условиях возможных помех и мешающих объектов.

В качестве примера рассмотрена сложная априорная ФГМ, элементами которой являются интрузии траппов, глубокозалегающая дайка диабазов, две модели кимберлитовых трубок, останец долеритов на поверхности и два карстовых углубления, в карбонатном цоколе, заполненных терригенными магнитными отложениями. Эта модель была использована для оптимизации вариантов сеточных аппроксимаций и параметров инверсии, показанных ниже гравитационного (а) и магнитного (б) полей для определения пространственного распределения плотности и составляющих вектора намагниченности.



Литература

1. Грайвер А.В. Особенности представления данных и реализации ресурсоемких вычислений в программе обработки и интерпретации геофизических данных GelioSMI // Геоинформатика. - 2012. - № 3. - с.20-27.
2. Грайвер А.В., Давыденко А.Ю., Попков П.А., Слепцов С.В. Технология интерпретации данных площадных геофизических работ в программном комплексе «GelioSMI» // Материалы 40-й сессии Международного семинара им. Д.Г.Успенского. М.: ИФЗРАН, 2013. с. 115–120.
3. Hubert M., Rousseeuw P.J., Van Aelst S. High-Breakdown Robust Multivariate Methods //Statistical Science, - 2008. -Vol. 23. - No. 1.- p. 92–119.
4. Martin Cuma M., Wilson G.A. and Zhdanov M. Large-scale 3D inversion of potential field data // Geophysical Prospecting. - 2012. - Vol.60. - Issue 6. - p. 1186–1199.

**МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИЙ ТРЕНД ТЕМПЕРАТУР НА ПОВЕРХНОСТИ
ЗЕМЛИ КАК ФАКТОР РЕАЛИЗАЦИИ ГЕНЕРАЦИОННОГО ПОТЕНЦИАЛА
НЕФТЕМАТЕРИНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ**

А.А. Гумерова, В.И. Исаев
albina.gumerova.1991@mail.ru

Национально исследовательский Томский политехнический университет, Россия

In the analysis of known experimental data is constructed trend of the secular variation of temperatures in the Meso-Cenozoic of the Center and South of Western Siberia. Calculated effect of temperature on the surface of the earth realization generation potential oil-source rock of Bazhenov formation.

За последние два десятилетия накоплен значительный исследовательский материал, показывающий влияние векового хода температур на поверхности Земли на термическую историю глубокопогруженных нефтематеринских отложений, а, следовательно, и на степень реализации их нефтегенерационного потенциала.

Лобовой Г.А. с соавторами [1], на основе многовариантного палеотемпературного моделирования осадочных разрезов глубоких скважин (на широтах Томской области), установлено существенное влияние векового хода температур на поверхности Земли на термическую историю и реализацию нефтегенерационного потенциала верхнеюрскими отложениями баженовской свиты (J_3tt).

Цель исследований – обобщить известные экспериментальные данные о мезозойско-кайнозойском климате центральной и юго-восточной части Западной Сибири и оценить влияние этого «местного» тренда температур поверхности Земли на геотермический режим, а, следовательно, и на степень реализации генерационного потенциала баженовской нефтематеринской свиты.

«Местный» температурный тренд построен нами на основе обобщения (сводки): мезозойско-кайнозойских палеоклиматических реконструкций для Западно-Сибирской низменности А.А. Шарботяна (1974), включая четвертичное время; реконструкции климатических условий мезозоя Юга Западной Сибири Н.А. Ясманова (1985), включая раннеюрскую эпоху; реконструкции палеоклиматов Сибири в меловом и палеогеновом периодах А.В. Гольберта с соавторами (1977), начиная с раннемеловой эпохи по эоценовую; реконструкции В.С. Волковой и И.А. Кульковой (2011) палеоклиматов палеогена и неогена западной и средней части Западной Сибири; истории климата Западной Сибири, начиная с позднего неогена, по В.А. Зубакову (1990); с использованием математической модели колебаний климата М. Миланковича (1939), позволяющей корректно реконструировать и прогнозировать солярную составляющую термического режима поверхности Земли, по меньшей мере, в интервале $\pm 0,5$ млн лет.

Оценка влияние палеоклимата на термическую историю материнских отложений выполняется на основе *верификации результатов* 3-х основных вариантов палеотемпературного моделирования: 1-й вариант – палеоклимат не учитывается; 2-й вариант – палеоклимат учитывается по «местному» температурному тренду, полученному нами для южно-сибирской климатической зоны (Широтное Приобье и южнее); 3-й вариант – палеоклимат учитывается по «стандартному» температурному тренду, принятому при моделировании термической истории осадочных бассейнов Западной Сибири и других нефтегазоносных провинций [2 и др.].

Моделирование геотермического режима баженовских отложений выполняется для осадочного разреза глубокой скважины Лугинецкая 183 на Пудинском мезоподнятии в юго-восточной части Западной Сибири.

Восстановление термической истории отложений баженовской свиты выполнено на основе палеотектонических реконструкций и палеотемпературного моделирования [3]. *Первое краевое условие модели определяется температурой*

41-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского, 2014 г.

поверхности осадконакопления и задается в виде кусочно-линейной функции векового хода температур поверхности Земли. Второе крайнее условие модели определяется квазипостоянством значения плотности теплового потока из основания, начиная с юрского времени [4].

Таблица 1. Геотемпературы баженовской свиты в разрезе скважины Лугинецкая 183

Время, млн лет назад	Вековой ход температур на поверхности Земли («местный» тренд), °С	Вековой ход температур на поверхности Земли («стандартный» тренд [2]), °С	Глубина положения баженовской свиты, м	Геотемпературы баженовской свиты*, °С		
				Без учета палеоклимата	Учет палеоклимата («местный» тренд температур)	Учет палеоклимата («стандартный» тренд температур)
0	0	+2	2321	89	84	83
0,005	+3	+2	2320	89	84	83
0,03	-2	+2	2320	89	83	83
0,05	-1	+2	2320	89	83	83
0,07	-4	+2	2319	89	83	84
0,09	-1	+2	2319	89	84	83
0,11	-4	+2	2319	89	83	83
0,13	-1	+2	2319	89	83	83
0,15	-4	+2	2318	89	83	83
0,19	-9	+2	2318	89	84	83
0,21	-6	+2	2317	88	84	83
0,235	-10	+2	2317	88	84	83
0,24	0	+2	2317	88	85	83
1,64	+1	+2	2296	88	86	84
3,1	+2	+2	2295	88	87	85
3,2	+2	+2	2295	88	88	86
3,8	+12	+5	2295	87	86	87
4,7	+3	+4	2295	87	86	83
5,2	-3	+4	2294	87	85	82
5,7	+7	+4	2294	87	92	83
6,3	+10	+4	2294	87	93	83
7	+4	+4	2294	88	89	84
20	+15	+7	2294	88	99	87
24	+16	+8	2294	88	99	85
31,5	+17	+9	2218	85	98	87
32,3	+16	+10	2210	84	97	87
34	+15	+12	2200	84	96	87
37,6	+14	+15	2178	82	93	95
41,7	+12	+19	2154	82	90	95
42	+11	+20	2152	81	89	95
46	+8	+21	2129	81	84	94
54,8	+19	+21	2077	79	96	92
58	+24	+20	2058	78	98	91
61,7	+22	+20	2037	76	95	89
73	+15	+20	1899	71	83	83
73,2	+16	+20	1897	70	83	83
86,5	+22	+20	1735	64	83	78
89,8	+22	+20	1694	62	83	77
90	+23	+20	1692	62	83	77
91,6	+22	+20	1673	59	80	74
114,1	+21	+20	870	31	49	49
118	+19	+20	869	30	48	49
120,2	+19	+20	869	29	48	49
132,4	+19	+20	319	11	30	32
136,1	+19	+20	245	9	27	30
145,8	+19	+20	8	0,3	19	23
Расчетный тепловой поток из основания, мВт/м ²				55,8	53,8	50,7

Темной заливкой обозначены времена палеотемпературных максимумов в баженовской свите, светлой заливкой - температуры главной зоны нефтеобразования.

41-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского, 2014 г.

Схема расчета палеотемператур состоит из двух этапов. На первом этапе по распределению измеренных температур в скважине рассчитывается плотность теплового потока через поверхность подстилающего основания, т. е. решается обратная задача геотермии. На втором этапе с известным значением теплового потока решается прямая задача геотермии – непосредственно рассчитываются температуры в заданных точках осадочной толщи (баженовская свита) в заданные моменты геологического времени.

Решение прямых задач выполнено на 46 моментов геологического времени (табл. 1). Заданные моменты геологического времени соответствуют временам экстремальных значений тренда среднегодовых температур и временам начала/завершения формирования каждой свиты осадочной толщи, перекрывающей отложения баженовской свиты. Пороговая температура очагов генерации нефти баженовской свитой принята 85 °С, так как РОВ сапропелевого типа.

Для количественного анализа вариативности 3-х сценариев термической истории материнских баженовских отложений для каждого варианта рассчитан условный интегральный показатель [5] относительной плотности ресурсов генерированных баженовских нефтей (табл. 2).

Таблица 2. Оценка относительной плотности генерированных ресурсов баженовских нефтей для вариантов учета векового хода температур на поверхности Земли

№№ n/n	Вариант	Расчетные ресурсы, усл.ед.	Количество расчетных временных интервалов	Период работы палеоочага генерации нефти, млн лет назад	Время работы палеоочага, млн, лет	Максимальные геотемпературы палеоочага, °С
1	Без учета палеоклимата	28	25	31,5–0,03	31,5	89
2	Учет палеоклимата («местный» тренд векового хода температур на поверхности Земли)	67	22	61,7–0,24	61,5	99
3	Учет палеоклимата («стандартный» тренд векового хода температур на поверхности Земли)	49	15	61,7–20,0; 3,8–3,1	42,4	95

Из анализа табл. 2 следует, что использование при реконструкциях «местного» тренда векового хода температур на земной поверхности может существенно (более чем на 30%) улучшить показатель плотности прогнозных ресурсов нефти, чем при использовании «стандартного» тренда векового хода температур.

Литература:

1. Лобова Г.А., Осипова Е.Н., Криницина К.А., Останкова Ю.Г. Влияние палеоклимата на геотермический режим и нефтегенерационный потенциал баженовской свиты (на широтах Томской области) // Известия ТПУ. – 2013. – Т. 322. – № 1. – С. 45-50.
2. Галушкин Ю.И. Моделирование осадочных бассейнов и оценка их нефтегазоносности. – М.: Научный Мир, 2007. – 456 с.
3. Исаев В.И. Интерпретация данных гравиметрии и геотермии при прогнозировании и поисках нефти и газа. – Томск: Изд-во ТПУ, 2010. – 172 с.
4. Ермаков В.И., Скоробогатов В.А. Тепловое поле и нефтегазоносность молодых плит СССР. – М.: Недра, 1986. – 222 с.
5. Лобова Г.А., Попов С.А., Фомин А.Н. Локализация прогнозных ресурсов нефти юрско-меловых нефтегазоносных комплексов Усть-Тымской мегавпадины // Нефтяное хозяйство. – 2013. – № 2. – С. 36–40.

УДК 550.83

**ПЕРВЫЙ ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ ТЕХНОЛОГИИ ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО
ЗОНДИРОВАНИЯ И ВЫЗВАННОЙ ПОЛЯРИЗАЦИИ (ЭМЗВП) В РУДНОЙ
ГЕОФИЗИКЕ**

Ю.А. Давыденко^{1,2}

davidenko@yandex.ru

¹*Иркутский Государственный Технический Университет (Иркутск, Россия)*

²*Институт Земной Коры СО РАН (Иркутск, Россия)*

The paper presents the results of field work have made in two areas by technology of electromagnetic sounding and induced polarization (EMSIP) with using hardware-software electroprospecting complex "Mars". The first plot has been worked out on the bank of Baikal in Priolhonja site where was carried near surface survey. The second site is located 40 km. from Mirny on tuff tube Buardahskaya. The tube is overburdened by Jurassic sediments capacity of about one hundred meters.

В работе представлены результаты опытно-методических работ аппаратно-программным электроразведочным комплексом «Марс», выполненных на двух участках по технологии электромагнитных зондирований и вызванной поляризации (ЭМЗВП) [1]. Первый участок расположен на берегу о. Байкал, в Приольхоне, где были проведены малоглубинные площадные электроразведочные работы. Второй участок находится в 40 км. от г. Мирный (Якутия), над туфовой трубкой Буардахская, перекрытой юрских отложений мощностью около ста метров.

Аппаратно-программный электроразведочный комплекс «Марс» регистрирует полную форму переходного процесса (рис. 1), 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.



Рис. 1. Форма импульса тока в генераторном диполе АВ и разность потенциалов, возникающая на приемной линии MN.

В обработке первичных данных широко используются методы робастной статистики, которые позволяют получать качественные кривые переходных процессов в условиях высокого уровня естественных и техногенных помех.

41-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского, 2014 г.

В АПЭК «Марс» используется до 8-ми независимых высокоомных входов (более 100 МОм), что позволяют эффективно работать даже в условиях плохого заземления (более 100 кОм). 18-ти разрядное АЦП последовательного приближения с частотой дискретизации в 100 кГц обеспечивает высокую разрешающую способность в сочетании с приемлемым для работы заземленной линией динамическим диапазоном. USB-интерфейс позволяет проводить непрерывный сбор информации. В течение 3-х минут (типичное время записи) сохраняется более 60 Мб первичных данных.

Первый участок находится в 280 км от г. Иркутска на берегу озера Байкал (район Малого Моря, залив Курма). Исследовался археологический памятник «Курминское озеро - 2», который находится в 1,8 км к северу от д. Курма, вблизи дороги «Курма - Зама». По всей территории участка (более 1500 м²) обнаруживаются кусочки шлаков [2]. По результатам магнитометрических съемок выделяется 9 локальных аномалий (с интенсивностью более 200 нТл), интерпретируемые как металлургические горны. Расположенные на глубине до 2-х метров горны использовались в качестве эталонных объектов для оценки глубинности разрешающей способности технологии ЭМЗВП. В результате была отработана площадка 10м x10м; с шагом в 0.5 м установкой срединного градиента записано около 450 точек зондирования; переходные процессы регистрировались до 125 мс. Горны и предгорная яма однозначно проявились как на картах изохрон, построенных по кривым зондирования, так и в результате их инверсии, выполненной в программном комплексе Mars 1D рамках горизонтально слоистой поляризуемой модели [3,4]. По данным инверсии на глубине около 20 м уверенно выделяется графитизированный проводящий слой.

В результате доказана высокая чувствительность и разрешающая способность технологии ЭМЗВП к изменению геоэлектрических параметров в пределах первых метров, что делает ее перспективной для применения в малоглубинной геофизике.

Целью работ в Якутии является исследование возможности выделения технологией ЭМЗВП перекрытых трубок взрыва. Участок работ представляет собой квадрат 1100м*1100м и состоит из 23 профилей, расположенных с шагом 50 метров. Расстояние между электродами MN так же равно 50 метров, трубка взрыва находится ближе к центру площади. Перед полевыми работами было выполнено опережающее трехмерное моделирование, результаты которого во многом были подтверждены результатами съемки.

В геологическом строении участка работ принимают участие терригенно-карбонатные породы нижнего кембрия, континентальные и прибрежно-морские осадки нижней юры, четвертичные отложения. Изверженные породы, представленные базальтовыми трубками взрыва среднепалеозойского возраста [1]. Инверсия в рамках одномерной модели не позволила в данном случае однозначно выделить объект поиска, поэтому мы применили к кривым зондирования аппарат многомерной робастной статистики.

Очевидно, что в высоко коррелированных данных переходных процессов скрыта информация о строении геоэлектрического разреза. Современные робастные методы многомерной статистики позволяют выделить аномальный эффект объектов поиска и районировать площадь работ. С целью анализа полевых данных мы использовали программный пакет GelioSM1x64 [1], разработанный д.ф.-м.н., профессором А.Ю. Давыденко и PhD А.В. Грайвером.

Нами представлен результат обработки более 550 наблюдений для измерительной установки, в случае, когда приемные линии MN располагались параллельно питающему диполю АВ. На каждой точке зондирования переходные процессы на 128 временных задержках с помощью робастных функций были преобразованы в 128 главных и 128 независимых компонент. Наибольший вклад в изменчивость наблюдаемых электромагнитных полей наблюдается на первых 20-ти компонентах, остальные же несут информацию преимущественно о различного рода шумах. Две из первых 20-ти компонент, на которых особенно ярко видна трубка взрыва, показаны ниже (рис. 2).

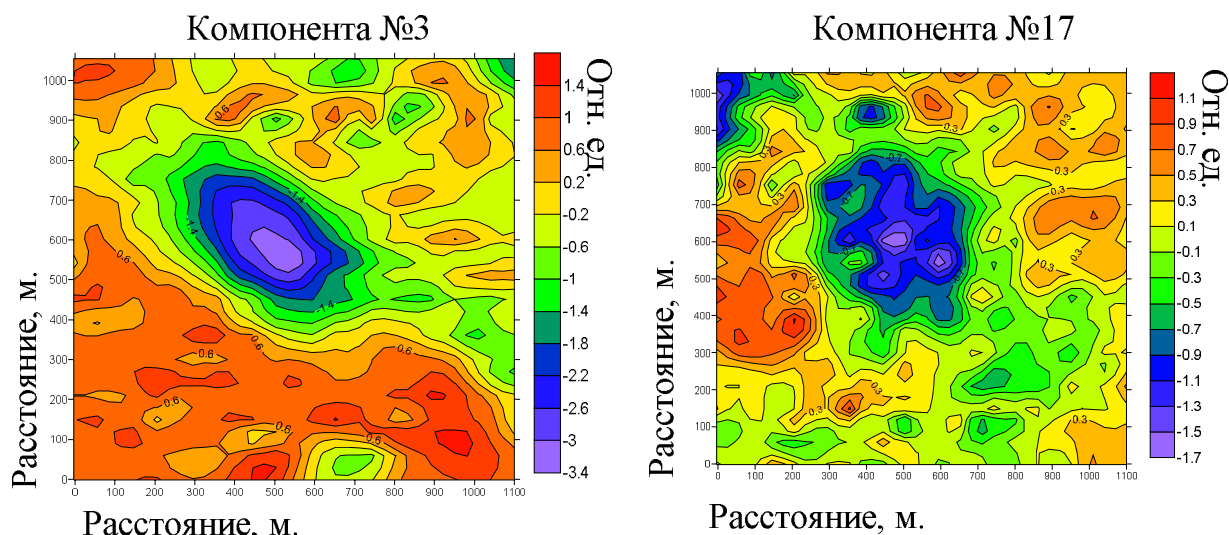


Рис. 2. Отражение трубки взрыва в главных компонентах

С помощью применения методов многомерного статистического анализа к данным электромагнитного зондирования с плотной пространственной сеткой возможно выделение как объектов типа трубки взрыва и зон эпигенетического изменения, так и проявлений разломной тектоники. Адекватное определение геоэлектрических характеристик таких объектов возможно только по результатам трехмерного моделирования, выполненного для переходных процессов с учетом частотной дисперсии электропроводности. Одномерная инверсия хорошо работает в случае горизонтально-слоистой среды, однако около геоэлектрических неоднородностей она показывает высокую степень неоднозначности.

Литература

1. Давыденко Ю.А., Давыденко А.Ю., Куприянов И.С., Пестерев И.Ю., Попков П.А., Слепцов С.В., Яковлев С.В. Эффект интеграции робастного регрессионного анализа с инверсией для переходных процессов в методе срединного градиента при изучении трубок взрыва на Анабарском щите // Записки горного института, Санкт-Петербург, 2013. Т. 200. С. 28-33.
2. Харинский А.В., Снопков С.В. Производство железа населением Приольхонья в елгинское время // Известия Лаборатории древних технологий.- Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2004. Вып. 2. - С. 167–187.
3. Cole K.S., Cole R.H. Dispersion and absorption in dielectrics // J. Chem. Phys. – 1941. –v.6. – P. 341-353.
4. Lee T. Transient response of a polarizable ground // Geophysics. – 1981. – Vol. 46. - N 7. – p. 1037–1041
5. Pelton W.H., Ward S.H., Hallof P.G., Sill W.R., Nelson P.H. Mineral discrimination and removal of inductive coupling with multifrequency IP // Geophysics. – Vol. 43. – NO 3. – 1978. – P. 588-609

УДК 550.837

ИНДУКЦИОННЫЕ ЗОНДИРОВАНИЯ С ИЗУЧЕНИЕМ ЧАСТОТНОЙ ДИСПЕРСИИ НА ПРИМЕРЕ ОБСЛЕДОВАНИЯ ВЕРХНЕСЫСЕРТСКОЙ ПЛОТИНЫ

В.А. Давыдов, С.В. Байдинов, В.Ю. Горшков

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

Аннотация. Представлены результаты методических работ индукционных электрометрических исследований, проводившихся на Верхнесысертской плотине. Дано описание методики работ и примеры геоэлектрических разрезов.

Abstract. The results of methodical works of the induction electrical researches on Verhnesysert dams are presented. The description of a technique of works is given and examples of geoelectric crosssections.

Насыпная плотина Верхнесысертского пруда была возведена в 1849 году для нового железодельного завода, вспомогательного для Сысертского. В период расцвета Верхнесысертского завода плотина обеспечивала работу двух водяных колес и турбины электростанции. Общая длина дамбы составляет около 350 метров, ширина более 15 метров. Ядро плотины состоит из утрамбованной глины, основанием служат метаморфические породы верхнего отдела ордовика (аО₃).

Цель геофизических работ была в совершенствовании методики индуктивных зондирований и изучении возможностей индукционной электроразведки при обследовании насыпных гидротехнических сооружений (ГТС). Электрометрические исследования ГТС обычно включают: вертикальные электрические зондирования (ВЭЗ), измерения естественного электрического поля (ЕП) и разновидности методов сопротивлений, в том числе с использованием многоэлектродных установок (электротомография). При этом в основном применяются кондуктивные способы возбуждения и регистрации электрических полей. При отсутствии возможности заземлиться, например в городских условиях, возникает необходимость прибегать к безконтактным методам электроразведки [1]. Индуктивные методы исследований распространены не так широко, но зато они дают больше дополнительных параметров для изучения характера разреза. Одним из таких параметров может служить коэффициент частотной дисперсии, характеризующий поляризационные свойства разреза.

Опытно-методические работы проводились двумя комплектами индукционной аппаратуры: ДЭМП-СЧ (ЦКБ «Геофизика», г. Красноярск) на частоте 160 кГц и МЧЗ-8 (ИГФ УрО РАН, г. Екатеринбург) [2] на частоте 10,2 кГц. Разница частот более чем на порядок выбрана специально, чтобы была возможность выявить относительные отклонения параметров даже при слабой поляризации пород. В состав обоих комплектов аппаратуры входит генератор переменного тока с рамочным излучателем электромагнитного поля в виде вертикального магнитного диполя (ВМД) и измерительный блок с чувствительным магнитоприемником индукционного типа, настроенного в резонанс с рабочей частотой генератора. Измерения проведены по технологии дистанционных индуктивных зондирований (ДИЗ), в области малых и средних параметров электромагнитного поля $P = |k| \cdot r < 10$ [3]. Шаг наблюдений равен 10 метрам. Методика измерений заключается в регистрации трёх модулей взаимно перпендикулярных компонент переменного магнитного поля (H_z , H_r , H_ϕ) на разных разносах генератора от приемника, причем приемник располагается неподвижно на точке зондирования, а генератор относится на требуемое расстояние r . Вынос генератора осуществлялся в северном направлении на расстояния для ДЭМП-СЧ: 5, 10, 15, 20, 30 и 40 метров; для МЧЗ-8: 30, 40, 60 и 80 метров. Разница в разносах обусловлена тем, что на малых глубинах высокие частоты обеспечивают большее разрешение, что дает более детальную прорисовку верхней части разреза, однако ограничивает глубину исследований из-за затухания сигнала в низкоомных областях. Низкие частоты позволяют достичь большей глубины исследований, так как меньше ослабляются с расстоянием. Взаимные перекрытия измерений ДЭМП-СЧ и МЧЗ-8 осуществлены на разносах 30 и 40 метров. Обработка данных заключалась в расчете эффективного удельного

электрического сопротивления (УЭС) $\rho_{эф}$ в зависимости от отношения $|H_z|/|H_r|$ по известным формулам [3, 4]. Дополнительными электрометрическими параметрами выступили продольная проводимость $S_{эф} = r/\rho_{эф}$ и коэффициент частотной дисперсии:

$$K_{чд} = (\rho^{НЧ} - \rho^{ВЧ}) / (\rho^{НЧ} \cdot \ln(f^{ВЧ}/f^{НЧ}))$$

где: $\rho^{НЧ}$ – эффективные УЭС на низкой частоте;

$\rho^{ВЧ}$ – эффективные УЭС на высокой частоте;

$f^{ВЧ} = 160$ кГц, $f^{НЧ} = 10,2$ кГц – значения рабочих частот.

Коэффициенты частотной дисперсии на разносах 30 и 40 метров представлены в виде графиков (рис. 1а). Визуализация параметров $\rho_{эф}$ и $S_{эф}$ выполнена в виде качественных геоэлектрических разрезов (рис.1 а-г), при этом глубина исследования принимается равной четверти расстояния между генератором и приемником: $h_{эф} = r/4$ [5]. Построение таких разрезов позволяет приблизительно оценить положение горизонтальных и вертикальных границ разделов, а также выявить локальные проводящие объекты внутри однородной среды.

По данным индукционных зондирований в теле плотины чётко выделяются пониженными значениями УЭС две зоны: ПК12–ПК14 и ПК19–ПК22 (рис.1 б, в). Аномалия на ПК12–ПК14 обусловлена шлюзовым отсеком плотины. В реальности водосливной тоннель расположен между ПК13 и ПК15, ПК14 является центром водослива, т.е. на разрезе $\rho_{эф}$ наблюдается смещение аномалии на 10 м к югу, по отношению к реальному плану плотины. Это объясняется тем, что местоположение точек зондирования выбрано в точках стояния приемника. На деле имеет место сложная зависимость, смещающая точку наблюдения в сторону генератора. Для устранения неопределенности положения точек зондирования нужно использовать встречные системы наблюдений, однако это требует вдвое больших трудозатрат. Как показывает опыт работ, при односторонних разносах можно вносить эмпирическую поправку в положение точек зондирования, обычно составляющую 5–15% от максимального разноса. Зона ПК19–ПК22 может представлять собой сильно обводнённый участок плотины и свидетельствовать о наличии возможной протечки в теле плотины на данном интервале. Подтверждением этому является выход ручья со стороны нижнего бьефа плотины, напротив ПК19, на расстоянии примерно 30м от насыпи. Местоположение дренажа достаточно хорошо фиксируется на разрезе продольной проводимости высокими значениями (см. ПК19 на рис. 1д). На разрезе $S_{эф}$ также наблюдается обширная проводящая зона в основании плотины под водосливом. Это может свидетельствовать о трещиноватом характере коренных пород в этом месте, через которые проходит основной дренаж воды из пруда, при закрытых шлюзовых затворах.

На графиках коэффициентов частотной дисперсии (рис. 1а) проводящие зоны отмечаются слабыми понижениями. В целом однородная часть плотины характеризуется стабильными значениями $K_{чд}$ в пределах 0,2–0,3 отн. ед. Существенные аномалии частотной дисперсии наблюдаются на ПК1–ПК2 и ПК21–ПК22 (см. рис.1а), они имеют отрицательные значения, что свидетельствует об их индукционном характере. Аномалия ПК1–ПК2 хорошо согласуется с положением временного русла реки, прорытого во время возведения плотины и сохранившегося в виде глубокого оврага с южной стороны насыпи. Напротив ПК21–ПК22 внизу находится полуразрушенное здание бывшего железодельного завода, к которому в прошлом по туннелю подводилась вода из пруда. Таким образом, обе аномалии обусловлены резким нарушением геометрии вблизи плотины. Еще одна отрицательная аномалия частотной дисперсии, с центром на ПК6, присутствует только при разносе 30 м (см. график 1 на рис. 1а). В этом месте находится забетонированный во время недавнего ремонта участок, а отсутствие аномалии $K_{чд}$ при $r = 40$ м может указывать на то, что закачка бетона производилась только в тело плотины и не затронула ее основание.

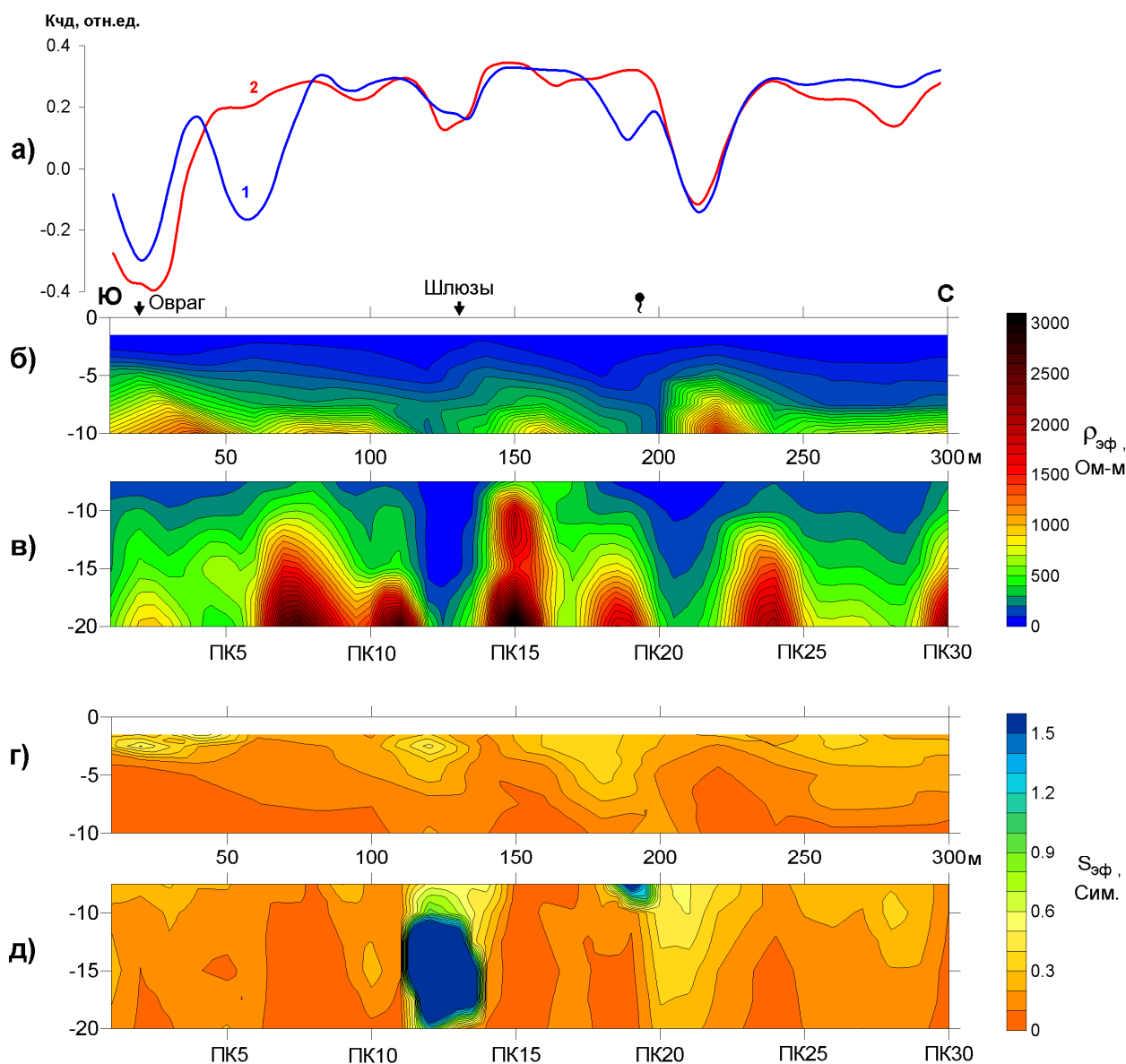


рис. 1. Результаты индукционных зондирований на плотине Верхнесыертского пруда:
 а) графики коэффициента частотной дисперсии $K_{чд}$ при разносах 30 м (1) и 40 м (2); б) разрез эффективных УЭС на частоте 160 кГц; в) разрез эффективных УЭС на частоте 10,2 кГц; г) разрез продольной проводимости на частоте 160 кГц; д) разрез продольной проводимости на частоте 10,2 кГц.

Литература

1. Давыдов В.А., Человечков А.И., Байдилов С.В. Инженерные геофизические исследования плотин г. Екатеринбурга // Международный научно-промышленный симпозиум «Уральская горная школа – регионам» // Сборник докладов – Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2009. С.40–43.
2. Байдилов С.В., Человечков А.И. Аппаратура для высокочастотных индукционных зондирований МЧЗ–8 // Екатеринбург: Уральский Геофизический Вестник № 1, 2011 г, с.4–8.
3. Титлинов В.С., Журавлева Р.Б. Технология дистанционных индуктивных зондирований. – Екатеринбург: УИФ “Наука”, 1995. – 58 с.
4. Вешев А.В., Ивочкин В.Г., Игнатъев Г.Ф. Электромагнитное профилирование. – Л.: Недра, 1971. – 216 с.
5. Журавлева Р.Б., Самоделкина С.А., Бакаев В.П. К выбору интерпретационных параметров при дистанционном зондировании и профилировании с аппаратурой ДЭМП–СЧ // Российский геофизический журнал. №2–4, 1994. С. 67–70.

УДК 550.837

К ВОПРОСУ О ПРИМЕНЕНИИ КОМПЛЕКСА ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ДЛЯ ПРОГНОЗА ГИДРОГЕННОГО ПАЛЕОДОЛИННОГО УРАНОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ (НА ПРИМЕРЕ АМАЛАТСКОГО ПЛАТО БАЗАЛЬТОВ В ПРЕДЕЛАХ ВИТИМСКОГО УРАНОВОРУДНОГО РАЙОНА)

А.А. Дёмин

dema705@mail.ru

*Федеральное государственное унитарное геологическое предприятие
«Урангеологоразведка» Байкальский филиал «Сосновгеология»*

This paper considers complex of geophysical methods used for forecasting and investigations paleovalleys hydrogenic uranium mineralization (for example Amalat plateau of basalts) in eastern Siberia .Localization and tracking of uranium-bearing structures, identifying of systems paleovalleys beneath the veils of neogene basalts and purposeful founding of wells are exiled in to reduce the cost and improve the methods. The results of geophysical methods with drilling results are compared.

Скрытый характер гидрогенного уранового оруденения, сложность картирования традиционными геологическими методами факторов рудоконтроля (участков развития продуктивных неогеновых осадочных образований под покровами базальтов) предопределяют решающую роль в составе комплекса структурной геофизики.

Изучаемый разрез весьма изменчив по физическим параметрам слагающих его пород, как в плане, так и в разрезе. В первом приближении его можно аппроксимировать следующей четырехслойной моделью (снизу вверх):

1. Кристаллические породы фундамента: граниты, гранодиориты, кристаллические сланцы и песчаники, имеющие широкий спектр значений как по магнитной восприимчивости $\alpha = 0.4 \div 100$ и более ед. СИ, так и по удельному сопротивлению $\rho_k = 100 \div 10000$ Ом*м и более.

2. Продуктивные осадочные отложения: пески, глины, дресвяники мощностью от 0 до первых десятков метров, слабомагнитные - α менее 1 ед. СИ, низкоомные - ρ_k менее 100 Ом*м.

3. Эффузивная толща, представленная несколькими потоками базальтов, разделенных прослоями туфов и межформационных осадков, имеющая мощность от первых метров до 200 м. Эффузивы характеризуются широким диапазоном значений магнитной восприимчивости $\alpha = 2 \div 300$ ед.СИ и удельного сопротивления $\rho_k = 100 \div 2000$ Ом*м, преимущественно повышенного.

4. Четвертичные отложения мощностью до 10 м с низкими значениями магнитной восприимчивости и удельного сопротивления.

Разрез значительно осложняется наличием многолетнемерзлых пород, развитием мощных кор выветривания в породах фундамента и наличием тектонических нарушений различного порядка и пространственной ориентировки.

При поисках гидрогенного уранового оруденения на Амалатском участке структурно-геофизические работы были призваны решить следующие задачи:

1. Картирование границ распространения различных геологических формаций на дневной поверхности.

2. Выявление и трассирование тектонически ослабленных зон и узлов их пересечений.

3. Оценка мощности эффузивно-осадочного разреза и, в частности, определение границ развития горизонта продуктивных осадочных образований под покровом базальтов.

4. Выявление палеодолин, выполненных осадочными отложениями неогенового возраста.

5. Определение основных элементов морфологического строения палеодолин в плане и разрезе.

41-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского, 2014 г.

С целью обеспечения опережающего проведения работ методами зондирования, в первую очередь были проведены методы эманационной съёмки САН (способ активного налёта), магниторазведки и электропрофилирования методом ПЕЭП, а затем, с учетом полученных результатов, выполнялись электроразведки методом АМТЗ в профильном варианте с шагом 200 м между отдельными зондированиями, исключая участки выходов пород фундамента. Наиболее интересные в геологическом плане участки, выявленные на начальной стадии геофизических работ, были изучены методом МПП (малоглубинного зондирования становлением поля в ближней зоне - ЗСБ) с более детальным шагом между точками зондирования.

По результатам проведенных работ на Амалатском участке были построены планы графиков и геолого-геофизические разрезы АМТЗ, МПП (рис.1).

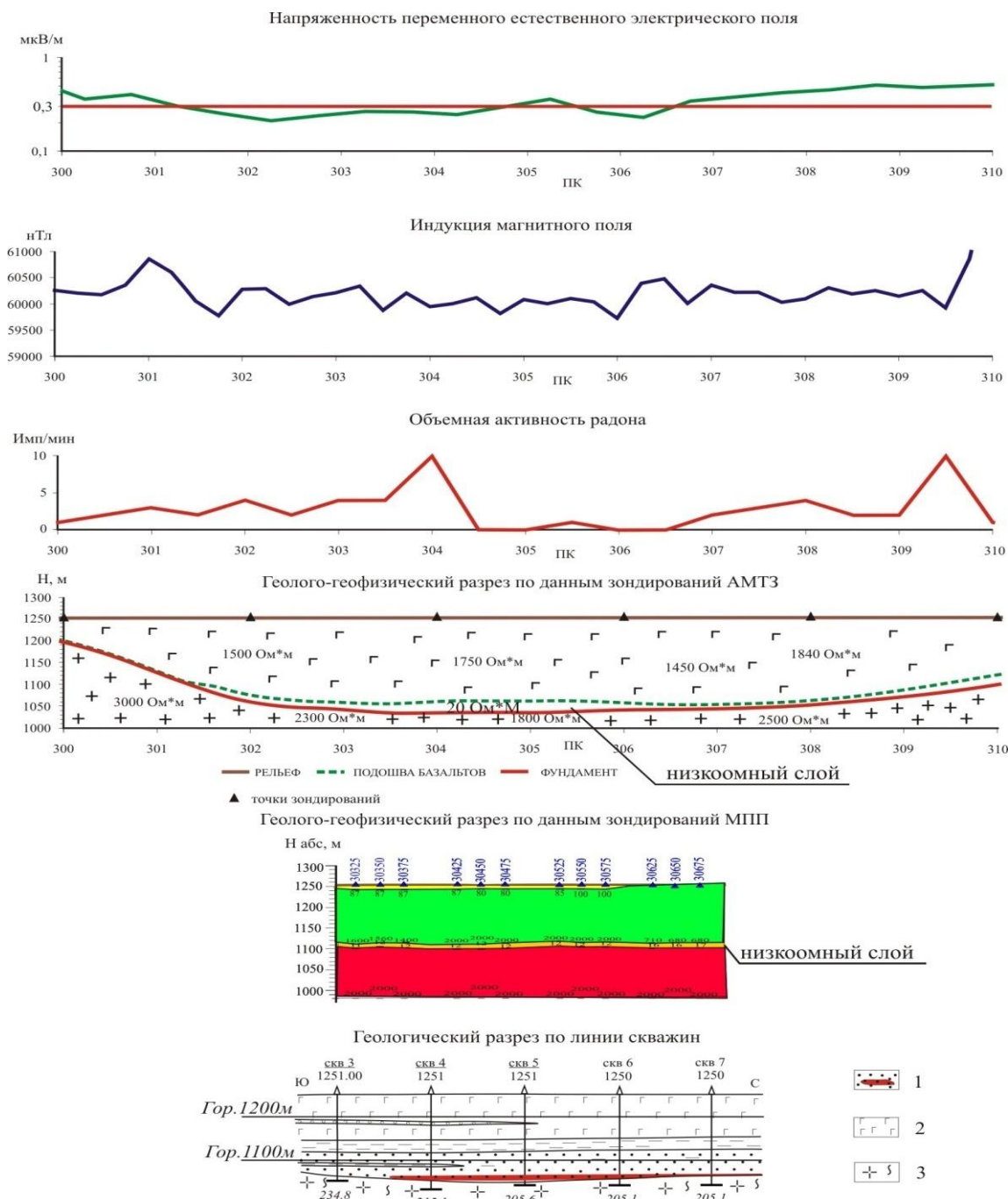


Рис. 1. Сопоставление результатов профильных работ методами ПЕЭП, магниторазведка, САН, методов зондирования АМТЗ, МПП с данными бурения
1 - рудовмещающие неогеновые осадки; 2 - базальты; 3 - гранитный фундамент.

Таким образом, методами наземной структурной геофизики решались задачи выделения и картирования областей развития продуктивных неогеновых осадочных образований, оценка мощности эффузивно-осадочной толщи неогена, выявления и трассирования погребенных палеодолин в рельефе кристаллического фундамента. Для более полного выявления признаков ураноносности, локализации и прослеживания ураноносных структур, выявления систем палеодолин и прослеживания отдельных структур под покровами неогеновых базальтов, целенаправленного заложения поисковых скважин в целях удешевления и совершенствования методики работ проводился вышеперечисленный комплекс геофизических методов.

Предполагается в дальнейшем выбрать оптимальный комплекс геофизических методов для прогнозирования гидрогенного палеодолинного уранового оруденения.

Библиографический список

1. С.А. Дзядок, С.В. Никулин, С.П. Вылков и др. Отчёт о результатах работ «поиски месторождений урана, пригодных для обработки способом ПВ, на Северо – Амалатской площади Витимского урановорудного района». Фонды ФГУГП “Сосновгеология” 2013. – 170 с.
2. Методические рекомендации по комплексированию геофизических методов при крупномасштабных геологосъёмочных работах и поисках месторождений твёрдых полезных ископаемых. Ленинград, 1982. – 179 с.
3. А.А. Логачёв, В.П. Захаров. Магниторазведка. Ленинград: «Недра» Ленинградское отделение, 1979. – 350 с.

УДК 550.834.3 (571.1)

**СХЕМА ТЕКТОНИКИ КРИСТАЛЛИЧЕСКОЙ КОРЫ И ГРАНИТНЫЕ МАССИВЫ
ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ УРАЛА**

В.С. Дружинин, Н.И. Начапкин, В.Ю. Осипов
druvs@mail.ru

*Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геофизики
им. Ю.П. Булашевича УрО РАН (ИГФ УрО РАН), г. Екатеринбург, Россия*

Abstract. The position of the granite massifs Zauralue of Permian age in the scheme of tectonic regionalization of the upper part lithosphere Ural folded system (UFS) is discussed. It is established, that they placed in segments UFS with opposite directions of displacement.

Интерес с позиции региональной геологии представляет рассмотрение положения гранитных массивов Зауралья в составленной схеме тектоники кристаллической коры [2]. В связи с отнесением гранитных массивов к новым объектам поисков месторождений углеводородов этот вопрос является важным для решения задач региональной нефтегазовой геологии. В первую очередь перспективными следует считать районы западной части Западно-Сибирской геосинеклизы, где мощность осадочных пород MZ-KZ не превышает 0.5 – 3.5 км и где присутствует значительное количество таких массивов. По результатам ранее выполненных исследований [3] наметилась приуроченность известных месторождений углеводородов к пограничной структуре между собственно уралидами и Западно-Сибирской платформой, к прибортовым частям этой рифтовой зоны тяготеют массивы гранитоидов. Поэтому важной задачей является изучение строения, генезиса и возраста этих объектов, а также определение возможного углеводородогенирующего потенциала вмещающей их геологической среды. Именно учет этих факторов может существенно повлиять на эффективность регионального прогнозирования.

В докладе рассматривается территория Приуральской области Западно-Сибирской геосинеклизы, расположенная в пределах широт 64°-56° с.ш. Она относится к относительно изученной территории глубинными сейсмическими зондированиями, где пройдено 7 профилей ГСЗ различных направлений. Рассмотрим три из них: Верхненильдино-Казым в северной части, Красноленинский в Центральной и Свердловский – в южной части. На рис. представлена уточненная схема тектонического районирования кристаллической коры масштаба М 1:2500 000 на основе объемной геолого-геофизической модели верхней части литосферы Уральского региона [2]. На ней показаны крупные гранитные массивы, которые представляют Восточно-Уральскую (ВУЗГ) и Зауральскую зоны гранитизации (ЗУЗГ). Дополнительно приведена восточная неотектоническая граница УСС (Неоурал) по В.Н. Пучкову [5], соответствующая положению открытой поверхности Урала.

Результаты исследований.

- Основная масса гранитоидов приурочена к деструктивным зонам земной коры, сопровождаемыми скоплениями отражателей относительно крутого западного падения, что иллюстрируется представленными разрезами и иллюстрациями, опубликованными в работе [1]. Как правило, они расположены в узлах пересечения глубинных разломов и субширотных дислокаций (рис. 1).
- Нелинейность Уральской складчатой системы наиболее отчетливо проявлена в положении гранитоидных массивов ЗУЗГ, сопровождаемая *сдвиговыми смещениями* восточной пограничной зоны уралид (ППШ на представленном рисунке) в противоположных направлениях на расстояние до 150-200 км при сохранении общего северо-северо-восточного направления в интервале 64°-68° в.д. Выделено несколько крупных районов изменения характера простирания ЗУЗГ: в пределах 58°-58° 30', 60°, 62° и 64° параллели.

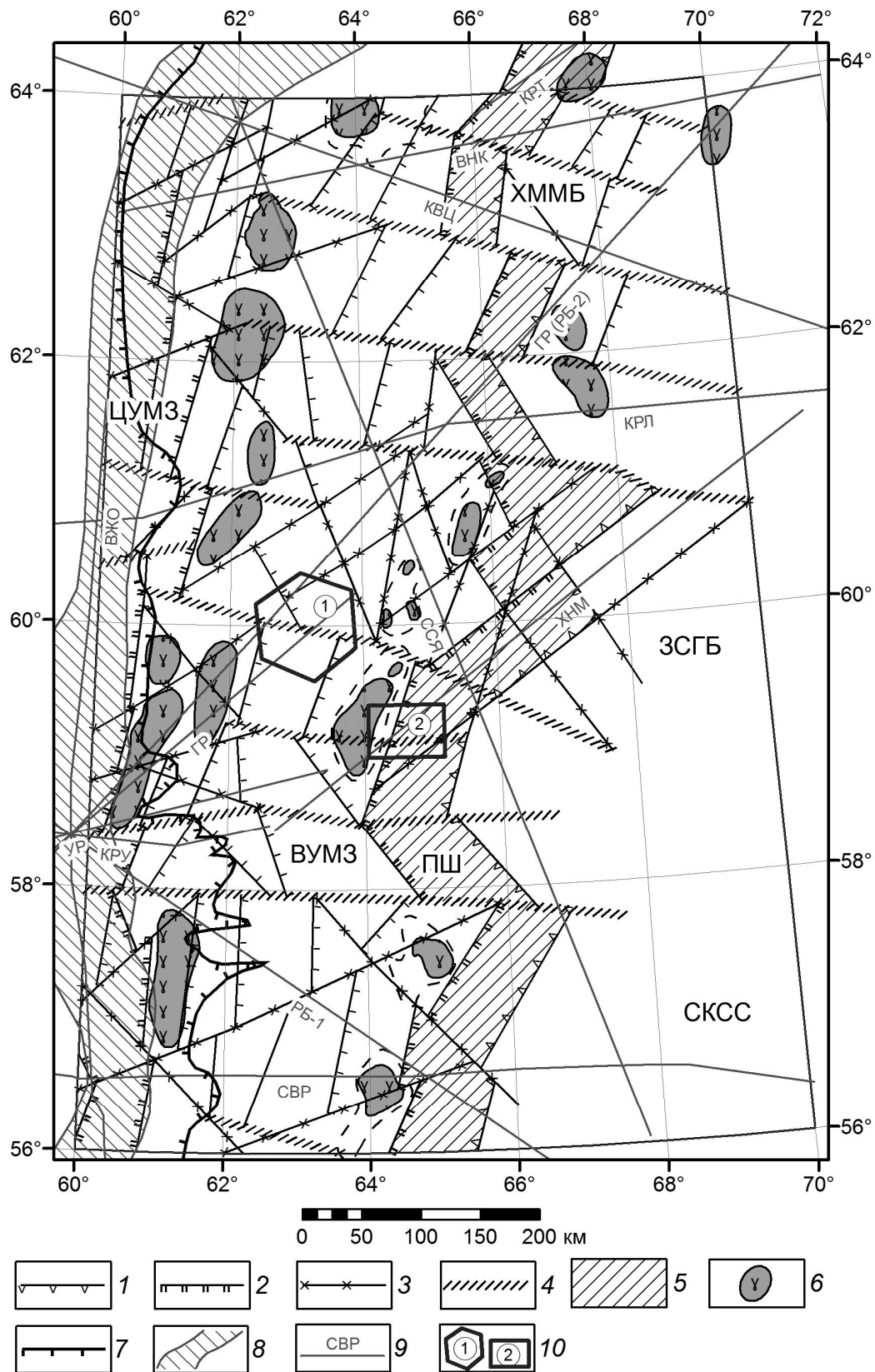


Рис. 1. Положение гранитоидных массивов на схеме геотектоники восточной части Уральской складчатой системы

Условные обозначения: 1 – контуры структур I порядка; 2 – контуры мегаблоков; 3 – предполагаемые глубинные разломы; 4 – субширотные дислокации; 5 – пограничная зона; 6 – гранитоидные массивы; 7 – граница неотектонических структур (Пучков В.Н., 2010); 8 – Положение Центрально-Уральской мегазоны; 9 – профили ГСЗ: Верхненильдино-Казым (ВНК), Красноленинский (КРЛ), Свердловский (СВР); 10 – площади, для которых выполнено регионально-зональное прогнозирование: Пельмская (1), Чернореченская (2) [4].

Аналогичное поведение имеет восточная граница Центрально-Уральской мегазоны и ВУЗГ.

- Гранитизация и образование гранитных массивов происходит по двум основным сценариям: за счет регранитизации древних гнейсо-гранитных комплексов и преимущественно за счет преобразования осадочных отложений в рифтовых системах в положении *insiti*. Необходимыми условиями являются повышенные РТ - условия. Согласно предположениям, изложенным в [2], максимум активизации энергетических процессов в верхней мантии Западно-Сибирского геоблока приходится на девон-карбон, с усилением его в пермско-триасовом этапе развития; он продолжался в МZ-KZ с организацией осадочного супербассейна с продолжением активности в неотектоническое и современное время. Эти процессы сопровождалось движением крупных блоков относительно друг друга с возникновением участков регранитизации и очагов образования гранитных массивов в пермское время и последующим излиянием базальтов триаса и с внедрением мелких интрузивных тел основного-ультраосновного состава из верхней мантии.
- Характер восточной границы Неоурала согласуется с тектоническими осложнениями ЗУЗГ на широтах 58° и 64° с.ш. В среднем сегменте соответствия не наблюдаются.

Суммируя полученную информацию, можно сделать заключение, что расположение гранитных массивов, особенно ЗУЗГ, отчетливо подчеркивает нелинейность Уральской складчатой системы, которая заключается в существенно различных геодинамических условиях формирования геологической среды ее северной, средней и южной частей. Особенно это относится к южной части Зауралья, сформировавшейся на Казахстанском геоблоке. Указанные сегменты разграничены субширотными дислокациями. Активизация (неповсеместная) геологической среды Уральского складчатого пояса на завершающей стадии ее развития была вызвана энергетическими процессами, происходящими в Западно-Сибирской платформе. Вводимое понятие «НеоУрал» не отображает всей сложности геодинамических процессов, происходящих в верхнепалеозойский и мезокайнозойский этапы развития.

Литература

1. Дружинин В.С., Рыбалка В.М., Соколов В.Б. Козырев Е.И. Глубинное строение районов развития крупных гранитоидных массивов восточного склона Урала. Изв. АН СССР, серия геологическая, 1974. № 10. С. 148-153.
2. Дружинин В.С., Мартышко П.С., Начапкин Н.И., Осипов В.Ю. Схема тектонического районирования Уральского региона на основе информации о строении верхней части литосферы. Отечественная геология, 2013. № 1. С. 43-58.
3. Дружинин В.С., Мартышко П.С., Начапкин Н.И., Осипов В.Ю. Региональный прогноз на поиски месторождений углеводородов с учетом специфики строения верхней части литосферы Уральского региона. Разведка и охрана недр, 2013. № 1. С. 33-41.
4. Осипов В.Ю. Методика и результаты региональных геофизических исследований строения доюрского фундамента в Приуральской части Западной Сибири. Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Специальность 25.00.10 – «Геофизика, геофизические методы поисков полезных ископаемых». // Екатеринбург: Типография «Уральский центр академического обслуживания», 2010. 18 с.
5. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: Полиграф сервис, 2010. 280 с.

УДК 550.831

**ЛОКАЛЬНОЕ ПРОГНОЗИРОВАНИЕ РУДОНОСНЫХ
ИНТРУЗИВНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ НА ОСНОВЕ
ПРОСТРАНСТВЕННО-СТАТИСТИЧЕСКОГО АНАЛИЗА И
2D МОДЕЛИРОВАНИЯ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ РАЗРЕЗОВ**

О.А. Дудин, В.Н. Сапожников

dudin_oleg@mail.ru

ООО «Норильскгеология», г. Норильск, Россия

Abstract. The article shows the role of gravity and magnetic exploration methods in the study of ore-bearing bodies. In the article the possibility of local forecasting copper-nickel mineralization based on spatial and statistical analysis of potential fields is given and 2D gravity magnetic modelling.

При современном уровне технического прогресса имеются только два геофизических метода, позволяющие в сжатые сроки провести исследования на значительных территориях с предоставлением прогнозно-поисковой информации по доступном для бурения интервалам глубин – это методы гравиразведки и магниторазведки [4]. В связи с появлением, в последние годы, различных программных средств (компьютерных технологий) обработки и интерпретации материалов геофизических исследований появились принципиально новые возможности извлечения информации из данных полевых наблюдений.

В статье рассматривается последовательный подход в методах интерпретации потенциальных полей – вероятностно-статистическое и 2D моделирование, применение которого позволяет при использовании материалов средне- и крупномасштабных съемок – оценить перспективы района, площади и локализовать предполагаемые рудоносные интрузивные тела.

Исходными материалами являлись цифровые модели гравитационного и магнитного полей, отвечающие регулярной сети 100×100 м, составленные по результатам съемок 1:50 000–1:25 000 масштаба. Размер площади исследований составил около 1500 км².

В процессе исследований формировались локальные геофизические базы данных, выполнялись трансформации и математическое моделирование геопотенциальных полей, уточнялись прогнозно-поисковые критерии оруденения и выделялись участки для постановки дальнейших поисковых работ. В качестве инструментов интерпретации использовались программные комплексы КОСКАД-3D, система OASIS Montaj, GM-SYS.

Несмотря на то, что рудоносные объекты – дифференцированные интрузии базит-гипербазитового состава характеризуются повышенными значениями плотности (2.86 – 3.03 г/см³) и суммарной намагниченности (до 16 А/м) по отношению к вмещающим породам, выявить в наблюдаемых гравитационном Δg и магнитном $(\Delta T)_a$ полях аномальные эффекты от этих объектов крайне затруднительно. Причинами являются: сравнительно слабый уровень полезного сигнала; наличие интенсивных аномалий - помех, обусловленных физическими неоднородностями геологической среды; специфические искажения аномалий, связанные с горным рельефом местности и т.д. [2].

С целью обнаружения и локализации рудоперспективных объектов последовательно выполнялись: трансформации геофизических полей; вычисление градиентных характеристик полей; корреляционный анализ локальных особенностей полей и рельефа земной поверхности; вычисление комплексного показателя Q (по Г.С. Вахромееву); кластерный анализ многомерных геофизических данных (по алгоритму А.В. Петрова); количественная интерпретация аномалий методом неформализованного подбора в 2D-варианте.

Алгоритм А.В. Петрова построен на принципах самообучения и позволяет решать задачу разделения исследуемой площади на области с одинаковым значением вектора среднего по совокупности признаков [3]. Конечное число классов (однородных в смысле вектора среднего областей) определяется автоматически в процессе вычислений. В качестве исходных данных для классификации были выбраны 1-ая вертикальная производная V_{zz}

41-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского, 2014 г.

гравитационного поля Δg и вертикальная составляющая магнитного поля ΔZ , а также рассчитанная по ним функция комплексного показателя Q (табл.1).

Таблица 1

Результаты классификации многомерных данных

Номер класса	Кол-во точек, %	Vzz, мГал	Zлок, нТл
		Среднее	Среднее
1	2.6	0.73	-139.9
2	10.2	0.80	4.6
3	5.4	-0.31	-165.4
4	1.1	1.09	109.8
5	2.5	0.10	284.1
6	2.5	-1.40	-77.7
7	0.9	-2.83	28.7
8	0.3	3.80	13.0
9	28.9	-0.14	-1.6
10	1.6	1.76	-23.1
11	6.0	0.14	92.9
12	1.5	-1.14	115.1
13	22.8	0.26	-4.2
14	13.5	-0.68	2.8

Наибольший интерес представляет класс № 5, сконцентрированный в фронтальной и центральной частях известного интрузива, характеризующиеся аномальными значениями гравитационного поля и практически фоновыми значениями магнитного поля, а также положительными значимыми значениями комплексного показателя Q , что характерно для интрузивных тел, находящихся на глубинах до 1 км и перекрытых нижней толщей слабомагнитных базальтов. Особое внимание, следует уделить зонам, предположительно отвечающим внешним продолжениям известной интрузии, которые также могут нести сульфидное оруденение. Несомненный поисковый интерес представляют локальные зоны класса 5, выделенные в области осадочных пород и находящиеся в западной части рудного поля.

Проведенное петрофизическое моделирование по линиям профилей позволило разбраковать выделенные ранее участки по степени перспективности.

Степень перспективности определена для трех вариантов прогноза. Прогноз отрицательный, степень перспективности низкая. Прогноз положительный степень высокая. Прогноз положительный, степень перспективности средняя, при этом подтверждается только гипотеза существования объекта поиска.

Начальные геологические разрезы были "пустыми" - среда не содержала искомым рудных объектов. Если решение прямой задачи от такой модели приводит к совпадению наблюдаемых и расчетных полей, считается, что прогноз отрицательный, и степень перспективности участка низкая.

Подобный результат получен по Тулаек-Гааскому участку. Природа выделенных ранее "перспективных" аномалий, как предполагалось в начале, не обязательно связана с рудоносными интрузиями. Особенности строения и распределения петрофизических параметров "пустого" разреза явились причиной появления подобных аномалий в потенциальных геофизических полях. И выделенный по комплексному геофизическому показателю перспективный Тулаек-Гааский участок, по всей вероятности, первостепенным объектом для проведения поисковых работ не является.

То же самое можно сказать по линиям моделирования ЕТ-1 и ЕТ-3 для Елово-Талнахского участка. Различия между начальным геологическим разрезом и модельными построениями для линий незначительны и не имеют принципиального характера. Прогноз по линиям отрицательный.

41-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского, 2014 г.

Если решение прямой задачи от модели с "пустым" геологическим разрезом приводит к расхождению полей, то в этом случае нарушение пропорциональности в сторону резкого увеличения намагниченности и избыточной плотности среды с большой долей вероятности свидетельствует о рудной природе такого объекта. Исходя из такого принципа наличие дифференцированных интрузий, содержащих сульфидное оруденение, прогнозируется на Елово-Талнахском участке по линиям профилей ЕТ-2 и ЕТ-4. Прогноз на обнаружение интрузивных образований с сульфидным медно-никелевым оруденением для этих линий положительный.

В третьем случае решение прямой задачи от физико-геологической модели среды является многовариантным в силу явного дефицита априорной геологической информации. Подобный вариант решения относится к линиям ОЛ-1 и ОЛ-2 Олорского перспективного участка. При некоторых допущениях в строении верхних горизонтов туфолавовой толщи, наличие мощных рудных тел в нижнедевонских отложениях не противоречит построенной физико-геологической модели участка и наблюдаемым потенциальным полям. Однако выделение рудного объекта без дополнительной информации осуществить не удастся, т.е. уверенно утверждать, что такой объект существует, только по данным гравитационного и магнитного полей не представляется возможным. В данном случае, по результатам моделирования можно выдвинуть не более, чем гипотезу о его наличии.

Для задач физико-геологического моделирования успех интерпретации зависит от степени достоверности надления всех стратиграфических комплексов разреза петрофизическими характеристиками. Как указывал еще в 1987 г. Э.Н. Линд, "необходимо дальнейшее изучение физических свойств пород всего стратиграфического разреза и всех магматических пород района для построения объемных петрофизических моделей наиболее перспективных участков, как одного из путей повышения эффективности геофизических методов поисков медно-никелевых руд". За прошедшие четверть века эта проблема не была решена, а стала только более острой. Выводы, сделанные десятилетия назад не потеряли, к сожалению своей актуальности и сегодня.

Сочетание методов пространственно-статистического анализа полей, петрофизического моделирования и решения обратных задач позволило успешно решить поставленные геологические задачи. В результате проведенных работ, стало очевидно, что природа выделенных "перспективных" аномалий, не всегда связана, как предполагалось ранее, с рудоносными интрузиями, т.к. методика примененного геофизического прогнозирования в данном случае оказалась не вполне корректна. Учитывая сложность геологического разреза и принцип суперпозиции потенциальных полей, рассчитывать на 100% эффективность прямых качественных прогнозных построений по информации, извлеченной из наблюдаемых полей и их трансформант, вряд ли возможно. Более объективные и достоверные результаты дает методика математического моделирования источников потенциальных полей, при этом априорно должна учитываться вся известная (и более или менее достоверно предполагаемая) геолого-геофизическая информация по изучаемой площади, на основе построения обобщенных геолого-геофизических разрезов - моделей и решения прямых задач геофизики.

Библиографический список

1. *Гравиразведка: Справочник геофизика* (Под ред. Е.А.Мудрецовой, К.Е.Веселова. 2-е издание, перераб. и доп. М.: Недра, 1990. 607 с.
2. *Долгаль А.С.* Компьютерные технологии обработки и интерпретации данных гравиметрической и магнитной съемок в горной местности. Абакан, ООО «Фирма-МАРТ», 2002 г. 188 с.
3. *Петров А.В.* Теоретические основы обработки геофизических данных. М.: РГГУ, 2004. 74 с.
4. *Прогнозирование не выходящего на поверхность оруденения при глубинном геологическом картировании и геологическом доизучении площадей.* Методическое пособие / М.Л.Сахновский, П.А.Литвин, Б.М.Михайлов и др. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2003. 272 с.

УДК553.823

ПЕТРОТИПЫ И ТЕКТОНИКА – ФАКТОРЫ ГЕНЕЗИСА КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ КОЛЛЕКТОРОВ НЕФТИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ БЕЛЫЙ ТИГР

В.И. Исаев, Нгуен Хыу Бинь

isaevvi@tpu.ru; nguyenvinh862004@gmail.com

Национальный исследовательский Томский политехнический университет, Томск, Россия

Petrographic and tectonic factors of the secondary porosity formation in the crystalline basement at White Tiger oilfield are confirmed by results of interpretation well log data.

Введение

Геологический разрез месторождения Белый Тигр представлен докайнозойскими кристаллическими породами фундамента и преимущественно терригенными породами осадочного чехла. Суммарная толщина вскрытых образований фундамента по вертикали достигает 1990м, осадочного чехла – 4740м.

Разрез осадочного чехла расчленен по литологическим, палинологическим и палеонтологическим признакам на свиты местной стратиграфической шкалы: Чаку (нижний олигоцен), Чатан (верхний олигоцен), Батьхо (нижний миоцен), Кошнон (средний миоцен), Донгнай (верхний миоцен) и Бьендонг (нерасчлененные плиоцен-четвертичные отложения). Залежи нефти установлены в породах фундамента, отложениях олигоценового и нижнемиоценового возраста. Выделяются 4 объекта разработки – породы фундамента, отложения нижнего олигоцена, верхнего олигоцена и нижнего миоцена. Фундамент является главным объектом, имеющим высокую продуктивность и основные запасы.

Фундамент представляет собой горстообразный батолит. Батолит состоит из трех сводов – Южного, Центрального, Северного, которые разбиты серией разломов основного субмеридионального простирания и подчиненных субширотных разломов.

В пределах Центрального свода, по данным изучения керна, распространены преимущественно граниты, в пределах Северного – биотитовые лейкократовые гранодиориты и адамеллиты при значительном содержании кварцевых монцонитов, кварцевых монцодиоритов и субщелочных диоритов, Южного – граниты, гранодиориты и кварцевые монцодиориты (рис. 1). По данным радиологических определений, абсолютный возраст кристаллических пород фундамента колеблется от 245 ± 7 млн. лет (поздний триас) до 89 ± 3 млн. лет (поздний мел).

Фундамент месторождения Белый Тигр и, в целом Кыулонгская впадина Зондского шельфа, подвергались многократному тектоническому воздействию. С конца мезозоя Зондский шельф представляет собой устойчивую континентальную плиту [1].

Петротипы и коллекторские свойства пород кристаллического фундамента

Более высокие фильтрационно-емкостные свойства (ФЕС) кислых изверженных пород по сравнению с менее кислыми и средними породами обусловлены следующими петрографическими факторами:

- 1) высокой вязкостью гранитных магм и способностью быстро полимеризоваться с образованием внутри остывающего массива пустотного пространства в виде полостей, трещин пластовой отдельности и областей разряжения;
- 2) меньшей предрасположенностью гранитов к гидротермальным изменениям за счет устойчивости калиевого полевого шпата и кварца;
- 3) меньшей кольматацией трещинного пространства гранитов кальцитом и цеолитом – главными продуктами гидротермальных процессов.

По результатам интерпретации материалов геофизических исследований скважин (ГИС) было установлено дифференциальное распределение емкостного свойства по геологическим блокам, которое соответствует распространению петротипов.

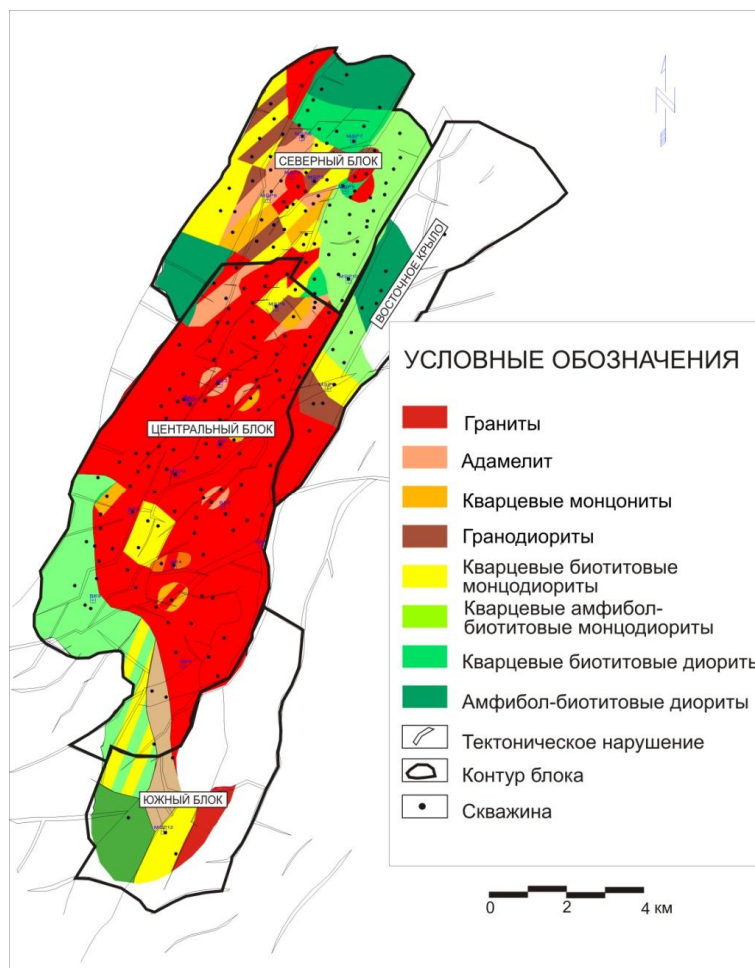


Рис. 1. Схема распространения петротипов кристаллического фундамента месторождения Белый Тигр

По построенной зависимости вторичной пористости от глубины в Центральном блоке [2] наблюдается «гладкое» изменение (уменьшение) вторичной пористости с глубиной, которое, вероятно, обусловлено однородностью петротипа (гранитов) в этом блоке. Характер изменения вторичной пористости с глубиной в Северном, Южном блоках и Восточном крыле более сложный.

Среднее значение вторичной пористости по разрезу фундамента Центрального блока составляет 1,38 %. В Северном блоке, где породы фундамента сложены различными петротипами и сильно подвергнуты вторичному изменению, наблюдаются чередование зон трещиноватости и уплотнения, различие ФЕС пород в разрезах соседних скважин. Среднее значение вторичной пористости по разрезу скважин, вскрывших фундамент, Северного блока меньше Центрального и составляет 1,06 %.

Наблюдается сходство характера изменения вторичной пористости с глубиной Южного блока и Восточного крыла с Северным блоком. Среднее значение вторичной пористости по разрезу фундамента Южного блока и Восточного крыла равно 0,89 % и 0,58 %, соответственно.

Таким образом, данные каротажа показывают, что граниты наиболее способны к образованию пустотности и Центральный блок обладает наибольшей пористостью.

Тектонический фактор и коллекторские свойства пород кристаллического фундамента

В результате столкновения Индийской плиты и Евразийской (в позднем олигоцене) Индокитайская плита движется к юго-востоку. Вследствие этого возникло сжимающее тектоническое напряжение с эпицентром на северо-западе Кылулонгского бассейна. Вследствие чего были образованы ряд взбросов в Центральном поднятии в направлении с

северо-востока на юго-запад. Главная фаза сжатия в позднем олигоцене имеет важное значение как в процессе образования пустотности так и образования залежи нефти в фундаменте [3].

Зона тектонического сжимающего напряжения обнаружена в обнажениях вдоль побережья Южного Вьетнама. Система взбросов с большой амплитудой четко выявлена по данным сейсморазведки на западном крыле месторождения Белый Тигр (рис. 2).

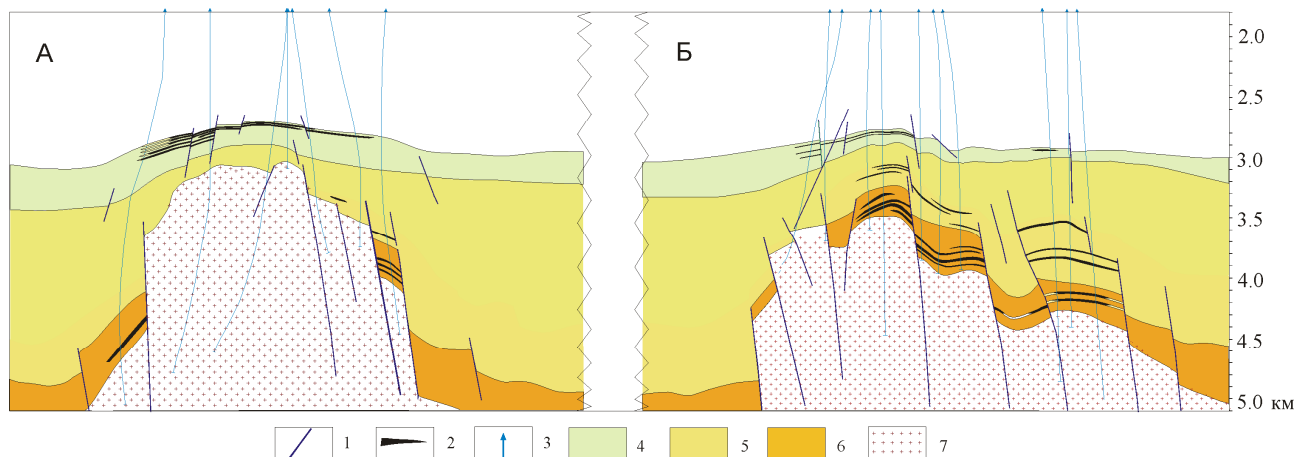


Рис. 2. Поперечные сейсмические разрезы (запад–восток) через Центральный (А) и Северный (Б) своды (блоки): 1 – тектоническое нарушение; 2 – залежь УВ осадочного чехла; 3 – скважина; 4 – свита Батьхо N_1^1 ; 5 – свита Чатан P_3^2 ; 6 – свита Чаку P_3^1 , 7 – фундамент.

Тектоническая фаза сжатия в позднем олигоцене оказала дифференциальное влияние на процесс образования пустотности фундамента месторождения Белый Тигр. Наибольшее влияние тектонического фактора сказывается на породах Центрального и Северного блоков, где фундамент взброшен до 2 км.

Результаты интерпретации данных каротажа показывают, что Центральный и Северный блоки имеют наибольшую вторичную пористость. В меньшей степени влияет тектонический фактор на породы Южного блока, где вторичная пористость умеренно низкая. Восточное крыло оказывается меньше всего подвергнуто тектоническому воздействию и имеет самую низкую вторичную пористость.

Литература:

1. Арешев Е.Г., Гаврилов В.П., Донг Ч.Л., Киреев Ф.А., Шан Н.Т. Модель геодинамического развития континентального шельфа юга СРВ // Нефтяное хозяйство. – 1996. – № 8. – С. 15–17.
2. Нгуен Х.Б., Исаев В.И. Геофизические исследования скважин при изучении коллекторов в кристаллическом фундаменте месторождения Белый Тигр // Геофизический журнал. – 2013. – Т. 35. – № 3. – С. 131–145.
3. Ngô Thường San, Cù Minh Hoàng. Kiến tạo Mezo-Kainozoi và sự hình thành tầng chứa móng nứt nẻ bể Cửu Long. // Tạp chí dầu khí. – 2009. – Số 3. – Tr. 15–21.

УДК 550.837.211(571.61)

**СТРОЕНИЕ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ СРЕДНЕАМУРСКОГО ОСАДОЧНОГО
БАСЕЙНА (ДАЛЬНИЙ ВОСТОК) ПО ДАННЫМ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИХ
ЗОНДИРОВАНИЙ**

В.Б. Каплун

kaplun@itig.as.khb.ru

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт тектоники и геофизики им.Ю.А.Косыгина Дальневосточного отделения РАН, г.Хабаровск, Россия.

Abstract

Based on results of magnetotelluric soundings (MTS) carried out in the northwestern part of the Middle Amur Sedimentary Basin across its extent, the geoelectrical sections were constructed down to a depth of 5 km that exhibit a complicated structure of the basin. MT results were compared to those obtained by other geophysical methods and a good consistency of the results was obtained. Thrust fault structures with related zones of abnormally low conductivity were detected that may be promising for exploration of oil-and-gas deposits.

Среднеамурский осадочный бассейн (САОБ) располагается в зоне сочленения Цзямусы-Малохинганского массива и Сихотэ-Алинского орогенного пояса [6] и представляет собой систему грабенов и горстов [1]. Строение осадочного чехла бассейна изучено достаточно широко различными геолого-геофизическими методами, хотя и недостаточно полно. Глубинное строение бассейна изучено слабо и представлено результатами нескольких сейсмических и магнитотеллурических зондирований (МТЗ). Имеющиеся результаты геолого-геофизических исследований обобщены и систематизированы в недавно опубликованной монографии [5].

Целью данных исследований было детальное изучение строения осадочного чехла и фундамента северо-западной части САОБ методом МТЗ. Для этого в этой части бассейна были выполнены измерения электромагнитного поля по нескольким профилям вкрест его простирания. Зондирования проводились с использованием цифровой 24-разрядной станции MTU-5A производства фирмы Phoenix (Канада). Во всех пунктах регистрация естественного электромагнитного поля Земли проводилась в режиме АМТ, а каждое пятое или шестое - в режиме АМТ+МТЗ. В результате построены геоэлектрические разрезы до глубин 5 км. В данной работе обсуждаются результаты МТЗ по профилям г.Биробиджан – с.Головино длиной 60 км (рис.1,а) и с.Бирофельд – р.Мироловчиха, длиной 34 км (рис.1,б). Результаты, полученные на данных профилях, имеют большой интерес в связи с тем, что они пересекают ряд границ, в том числе и предполагаемую границу между Цзямусы-Малохинганским массивом и Сихотэ-Алинским орогенным поясом, проходящую по Уликинскому разлому [2].

Геоэлектрический разрез г.Биробиджан – с.Головино (рис.1,а) отражает строение и мощность осадочного чехла бассейна вдоль профиля МТЗ, а также строение фундамента. На разрезе отчетливо выделились Шуки-Поктойское и Ульдуро-Чуркинское поднятия высокими электрическими сопротивлениями от нескольких сотен и до тысяч Ом·м. Надеждинский и Мориловецкий грабены отмечаются низкими электрическими сопротивлениями величиной первые десятки Ом·м. Грабены различаются по своему строению. Надеждинский грабен имеет крутые борта, мощность хорошо проводящих осадков составляет не менее 2 км. Здесь проходит предполагаемая граница между Цзямусы-Малохинганским массивом и Сихотэ-Алинским орогенным поясом. Мориловецкий грабен не имеет четко выраженной границе, отделяющей его от Надеждинского грабена, а выделяется по воздыманию кровли фундамента в месте предполагаемой границы между ними. В Мориловецком грабене мощность хорошо проводящих осадков составляет около 1 км, его основание выровненное, юго-западный борт профилем не пересечен. Между Шуки-Поктойским и Ульдуро-Чуркинским поднятиями расположен Ишу-Харпийскому разлом, который на геоэлектрическом разрезе выражен зоной пониженного электрического сопротивления

41-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского, 2014 г.

величиной первые сотни Ом·м. Этот район имеет характерные особенности, которые отражены понижением электрического сопротивления под Ульдуро-Чуркинским поднятием на глубинах более 2 км, а сама структура Ульдуро-Чуркинского поднятия имеет форму надвига. Структуры надвига были также отмечены в Бирофельдском грабене в результате анализа поведения преломляющих границ по данным МОГТ [3].

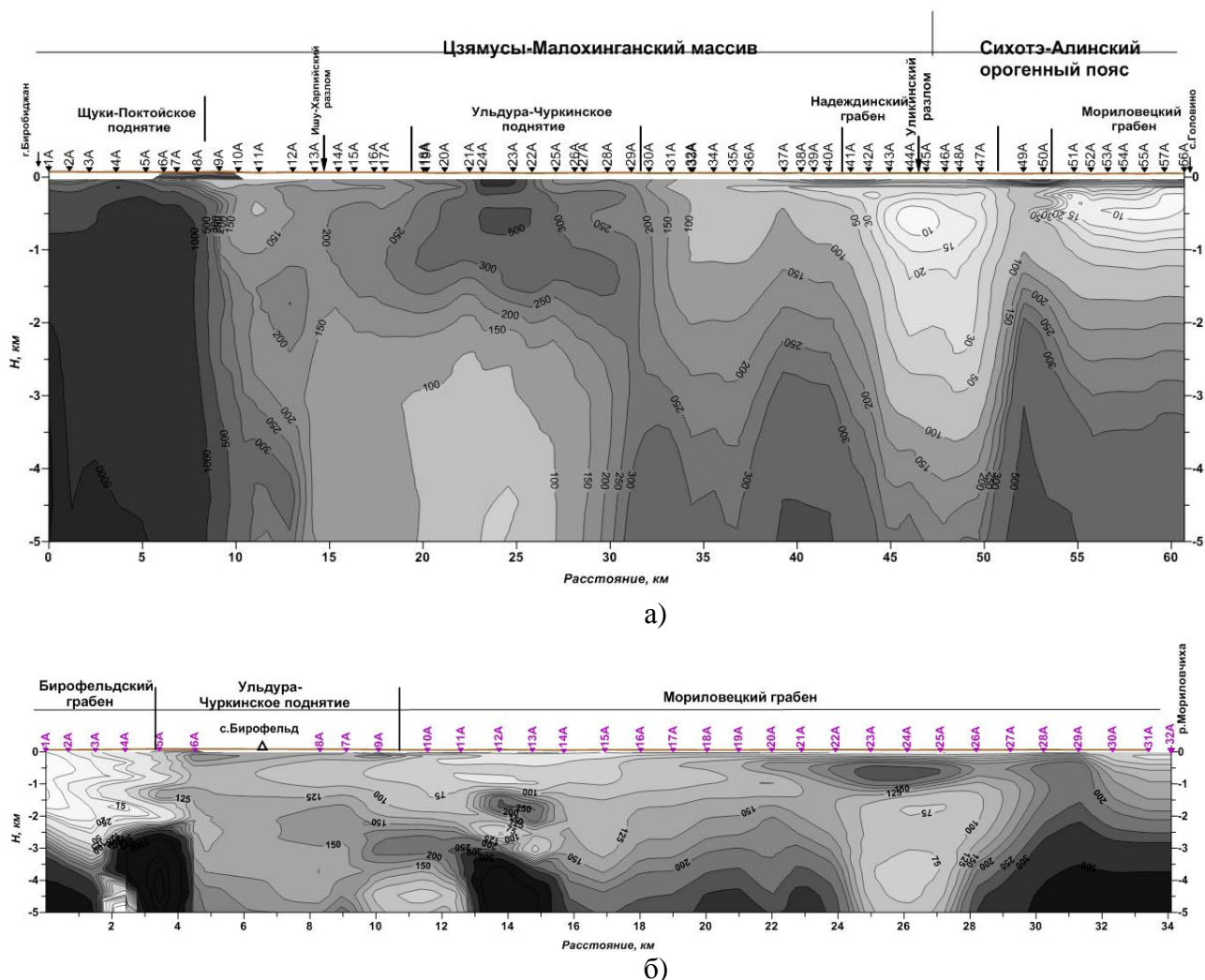


Рис.1. Геоэлектрические разрезы, построенный по данным МТЗ: а) г.Биробиджан – с.Головино; б) с.Бирофельд – р.Мироловчиха. Цифры изолиний – электрическое сопротивление в Ом·м.

Профиль с.Бирофельд – р.Мироловчиха расположен в 20 км к юго-западу параллельно профилю г.Биробиджан – с.Головино. На геоэлектрическом разрезе (рис.1,б) хорошо выделяется крутой юго-восточный борт Бирофельдского грабена с мощностью осадков около 2.5 км. Ульдуро-Чуркинское поднятие характеризуется относительно повышенными значениями электрического сопротивления в первые сотни Ом·м и структурой надвига, как на профиле г.Биробиджан-с.Головино, но менее выраженной в связи с отсутствием достаточного количества точек наблюдения, связанного с нахождением здесь населенного пункта. Оставшаяся часть профиля расположена в юго-западной части северо-западного борта Мориловецкого грабена и характеризуется сложным строением осадочного чехла. Здесь отмечают выступы фундамента (пункты №27-:-№30), зоны пониженного электрического сопротивления, перекрытые зонами повышенного сопротивления (пункты №22-:-№27).

41-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского, 2014 г.

Полученные результаты хорошо согласуются с ранее полученными магнитотеллурическими и сейсмическими данными. В работе [4], по результатам двумерного моделирования кривых МТЗ выделены основные глубинные разломы, как субвертикальные области пониженного сопротивления, и наклон верхнемантийных слоев в северо-западном направлении, который подтверждается результатами интерпретации сейсмических данных МОВЗ [5, 6]. Хорошее соответствие полученных геоэлектрических разрезов с результатами МТЗ, выполненных на территории КНР, примыкающей к району наших исследований [7, 8]. В этих работах отчетливо выделился Уликинский разлом, как граница между областью пониженного сопротивления в восточной части и повышенного сопротивления – в западной. На геоэлектрических разрезах также отмечается погружение слоев под Цзямусы-Малохинганский массив.

В результате проведенных исследований были не только подтверждены имеющиеся представления о строении северо-западной части Среднеамурского осадочного бассейна, но и получены новые результаты. Уточнено положение границ между отдельными структурными элементами, дана их физическая характеристика.

Таким образом, исходя из полученных результатов, можно сделать предположение, что наиболее перспективными участками для поисков нефтегазовых месторождений может быть в первую очередь район Ульдуро-Чуркинского поднятия. Под зоной надвига, являющейся покровом, могут располагаться нефтематеринские породы. Кроме этого, наличие разлома может давать дополнительный приток, как флюидов, так и тепла. Уликинский разлом является границей раздела между высокоомной и низкоомной частями верхней мантии, которые в свою очередь сопоставляются с Цзямусы-Малохинганским массивом и Сихотэ-Алинским орогенным поясом, соответственно.

Работа выполнена при поддержке гранта ДВО №12-I-0-ОНЗ-11 «Строение и динамика литосферы Среднеамурского осадочного бассейна (Дальний Восток)».

Литература

1. Варнавский В.Г. Палеогеновые и неогеновые отложения Средне-Амурской впадины. – М.: Наука, 1971. 160 с.
2. Государственная геологическая карта РФ. 1 : 1 000 000. Лист М-53 / М-во природы РФ, ФГУП ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского, ФГУП «Дальгеофизика». 2008 г.
3. Калашникова А.С., Лазарев А.П., Трондин В.И. Сейсморазведочные работы МОГТ на территории Еврейской автономной области // Геофизика. 1999. Специальный выпуск к 50-летию «Иркутскгеофизика». С.29 -32.
4. Каплун В.Б. Геоэлектрический разрез литосферы центральной части Среднеамурского осадочного бассейна по данным магнитотеллурических зондирований // Тихоокеан. геология. 2009. т.28. №2. С.86-98.
5. Среднеамурский осадочный бассейн: геологическое строение, геодинамика, топливно-энергетические ресурсы / отв. ред. Г.Л.Кириллова. – Владивосток: ДВО РАН, 2009. – 424 с. (серия «Осадочные бассейны Востока России» / гл. ред. А.И. Ханчук; т.3).
6. Тектоника, глубинное строение, металлогения области сочленения Центральноазиатского и Тихоокеанского поясов. Объяснительная записка к Тектонической карте масштаба 1:1500000. – Владивосток; Хабаровск: ДВО РАН, 2005. – 264 с.
7. Liu Cai, Zhang Xing-Zhou, Liu Yang, Yang Bao-Jun, Feng Xuan, Wang Dian, Liu Dian-Mi. Geoelectrical evidence for characteristics of lithospheric structure beneath the Yuejinshan collage zone and its vicinity in Northeast Asia // Chinese Journal of Geophysics. Vol.52. No.2 2009. pp.403-412. (на англ.).
8. Liu Guo-Xing, Zhang Xing-Zhou, Yang Bao-Jun, Weng Ai-Hua, Tang Jun-Hui, Li Xue-Sen. Electrical structures of the lithosphere along the Jiamusi massif and its eastern edge // Chinese Journal of Geophysics. 2006. Vol.49. No.2. P.598-603. (на кит.)

**АПРИОРНАЯ ИНФОРМАЦИЯ И ПАРЕТО-ОПТИМАЛЬНЫЕ РЕШЕНИЯ
ОБРАТНОЙ ЗАДАЧИ ГРАВИМЕТРИИ**

Т.Н. Кишман-Лаванова

kltam@ukr.net

Институт геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины, Киев, Украина.

Введение.

Хорошо известно, что формулирование априорной информации есть важным этапом постановки и решения любой обратной задачи геофизики. Часто априорные данные бывают неполными и неопределенными, поэтому возможность их качественного описания во многом определяет качество решения задачи. Использование вероятностного подхода при описании априорной информации себя не оправдывает в силу того, что в геофизических обратных задачах имеют дело с двумя типами неопределенности: неопределенность наблюдаемых данных – вероятностная, это результат случайных ошибок наблюдения. Неопределенность априорной информации о параметрах модели часто имеет не вероятностную природу, то есть, связана с недоскональными знаниями об исследуемом объекте. Она может быть описана формально с использованием не вероятностной меры неопределенности.

Опыт успешного применения не вероятностных методов описания неопределенности достаточно известен для инверсии сейсмических данных [1, 2, 3]. В представленной работе покажем, как неопределенность априорной информации можно описать посредством нечетких множеств. А также как не вероятностные методы, манипулирующие неопределенной информацией, могут быть адаптированы для решения обратной задачи гравиметрии. При этом задача формулируется как многокритериальная задача оптимизации, одним из критериев выступает априорная информация.

Теория нечетких множеств сейчас хорошо развитая область математики. Ее описание можно найти, например, в работах (4, 5, 6).

Постановка задачи.

Традиционно обратная задача гравиметрии формулируется следующим образом.

Пусть под земной поверхностью имеем некоторую область D , массы которой характеризуются неоднородным распределением плотности. Геологический объект, принадлежащий этой области параметризуется, то есть, описывается совокупностью параметров $\mathbf{m} = [m_1, m_2, \dots, m_k] \in M$, где M – параметрическое пространство. Каждая модель \mathbf{m} рассматривается как точка в модельном пространстве M .

В n точках земной поверхности наблюдаемое поле силы тяжести имеет значения $\Delta g_n = (g_1, g_2, \dots, g_n)$. Априорная информация о геологическом объекте получена из некоторых экспериментальных наблюдений. «Байесовский подход» к обратной задаче описывает априорную информацию о модели с помощью функцию плотности вероятности $p(\mathbf{m})$. Задача заключается в поиске апостериори плотности вероятности вектора \mathbf{m} исходя из наблюдаемых данных, теоретической взаимосвязи между модельными параметрами и наблюдаемым полем, а также априорной информации [7]:

$$\sigma(\mathbf{m}) = k p(\mathbf{m}) L(\mathbf{m}),$$

где k – соответствующая нормализующая константа, $p(\mathbf{m})$ – априори плотность вероятности модельного распределения, $L(\mathbf{m})$ – функционал, который сравнивает соответствие между наблюдаемыми и теоретическими данными.

Если известно явное выражение плотности вероятности $p(\mathbf{m})$, то оно может быть использовано в аналитическом решении, но в этом совсем нет необходимости. 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 [8].

Если статистические оценки априорной информации невозможны, тогда не вероятностная априорная информация может быть описана способом более эффективным чем с помощью функции распределения плотности вероятности (PDF), а именно посредством нечетких множеств. Важное преимущество в том, что основные операции нечетких множеств обеспечивают достаточно удобное комбинирование различных четких и нечетких ограничений на модельные параметры. Однако важно 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.

Преобразование традиционной одно целевой геофизической обратной задачи в многоцелевую задачу оптимизации.

Пусть X – нечеткое множество возможных решений определенное в параметрическом пространстве с функцией принадлежности $\mu_M(m)$ и пусть $p(d_{obs}|m)$ – условная функция плотности вероятности экспериментальных данных (то есть, вероятность получения определенных экспериментальных данных для значений модельных параметров).

Тогда решение обратной задачи должно:

- максимизировать функцию принадлежности нечеткого множества возможных решений $\mu_M(m)$
- максимизировать плотность условной вероятности PDF наблюдаемых данных $p(d_{obs}|m)$.

Такая оптимизационная задача это задача многоцелевой оптимизации с двумя целевыми функциями, то есть

$$\mathbf{F}(m) = (F_1(m), F_2(m)), \text{ где}$$

$$F_1(m) = p(d_{obs}|m) = \frac{1}{(2\pi)^{L/2} |C_D|^{1/2}} \exp\left\{-\frac{1}{2} [g(m) - d_{obs}]^T C_D^{-1} [g(m) - d_{obs}]\right\}, \text{ следуя}$$

обозначениям в работе [7], поскольку на практике плотности распределения вероятностей, как априори так и апостериори, считается гауссовыми.

$$F_2(m) = \mu_M(m)$$

Важно отметить, что в случае одно целевой оптимизационной задачи качество решения оценивается функцией невязки для каждого решения в параметрическом пространстве. В случае многоцелевой задачи каждое решение имеет $L \geq 2$ оценочных значений, одно для каждой целевой функции. Вектор целевой функции принимает значения из целевого пространства R^L и отображает параметрическое пространство R^k в целевое пространство R^L . Концепция не доминирования помогает сравнить решения с многоцелевыми значениями.

Для задачи с более чем одной целевой функцией (то есть $f_j, j = 1, \dots, L$ и $L > 1$) два произвольных решения x и y могут находиться в следующих отношениях – одно доминирует другое или ни одно из решений не доминирует другое.

Решение x доминирует решение y , если

1. x не меньше чем y по всем компонентам, то есть, $f_j(x) \geq f_j(y)$ для всех $j = 1, 2, \dots, L$
2. x строго больше y , по крайней мере, для одной компоненты, то есть, $f_j(x) > f_j(y)$ по крайней мере для одного $j = 1, 3, \dots, L$.

Решение есть Парето-оптимальным, если оно не доминируется в целевом пространстве ни одним другим решением, то есть, $x^* \in R^k$ есть Парето-оптимальным или недоминантным решением многоцелевой обратной задачи с вектором целевой функции $f(x) = (f_1(x), f_2(x), \dots, f_L(x))$, тогда и только тогда, если не существует вектор $x \in R^k$, такой что

$$f_i(x^*) \leq f_i(x) \quad \forall i \in \{1, 2, \dots, L\} \text{ и}$$

$$f_j(x^*) < f_j(x) \text{ по крайней мере, для одного } j \in \{1, 2, \dots, L\}$$

Парето-множество обеспечивает компромисс между критериями для недоминантного решения: один критерий улучшается, другой ухудшается. Если критериев три, то Парето-множество может быть представлено в виде трехмерной поверхности в координатах критериев, которая показывает имеющийся компромисс между рассматриваемыми критериями.

Качество решения оценивается двумя значениями : условной PDF наблюдаемых данных, которая показывает на сколько решение удовлетворяет наблюдаемым данным, и функцией принадлежности нечеткого множества возможных решений, которая показывает на сколько модель удовлетворяет априорной информации. Эти значения могут «конфликтовать» друг с другом - поэтому члены Парето-множества это компромиссные решения: невозможно уменьшить одну целевую функцию без увеличения другой.

Литература

1. Kozlovskaya E. An algorithm of geophysical data inversion based on non-probabilistic presentation of a priory information and definition of Pareto-optimality // Inverse problem, v. 16. – 2000. –pp.839-861.
2. Sambridge M. Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm – I. Searching a parameter space // Geophysical journal international. – 1999. – 138, № 2. – P. 479-494
3. Tarantola, Albert. Inverse problem theory and methods for model parameter estimation // (Society for Industrial and Applied Mathematics), SIAM, 2005 , 342 p.
4. Алтунин А.Е., Семухин М.В. Модели и алгоритмы принятия решений в нечетких условиях: Монография. Тюмень: Издательство Тюменского государственного университета, 2000. 352 с.
5. Zadeh L.A. Fuzzy Sets as a Basis for a Theory of Possibility // Fuzzy Sets and Systems. -1978. - Vol. 1, No. 1. – P. 3—28.
6. Zimmermann Hans-Jürgen. Fuzzy set theory—and its applications (4th ed.). Dordrecht: Kluwer. 2001, 544 P.
7. Tarantola A., Valette.B. Generalized non linear inverse problem using the least squares criterion // Rev. Geophys. Space. –1982. – V. 20. – P. 219-232
8. Mosegaard K., Tarantola A. Monte Carlo sampling of solutions to inverse problems// 1995. – J.Geoph.Research. V. 100, N. B7. pp. 12,431 – 12,447

ОСОБЕННОСТИ ПРИМЕНЕНИЯ МЕТОДА КОСМИЧЕСКОЙ РАДИОЛОКАЦИОННОЙ ИНТЕРФЕРОМЕТРИИ ДЛЯ ПОСТРОЕНИЯ ЦИФРОВОЙ МОДЕЛИ МЕСТНОСТИ И ОЦЕНКИ ДЕФОРМАЦИЙ

В.Г. Коберниченко, А.В. Сосновский

Уральский федеральный университет имени первого Президента России Б. Н. Ельцина

В настоящее время построение цифровых моделей местности (ЦММ) и оценка деформаций земной поверхности стали в ряд основных задач, решаемых на основе обработки данных современных радиолокационных систем дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ). Суть метода космической радиолокационной интерферометрии заключается в совместной обработке фазовых полей, полученных съёмкой одного и того же участка местности одновременно двумя антенными системами, либо одной антенной на двух витках орбиты. Он сочетает высокую точность фазового метода измерения дальности с высокой разрешающей способностью космических радиолокаторов с синтезированной апертурой (РСА). [1-3]. Технология дифференциальной интерферометрической съёмки на базе космических РСА позволяет получать картину изменений рельефа за период между проходами. Возможны двух-, трёх- и четырёхпроходные варианты реализации такой съёмки [4, 5].

Настоящая работа посвящена обсуждению выбора наиболее эффективных алгоритмов реализации отдельных этапов интерферометрической обработки с точки зрения конечного результата, а также оценок точности формируемых ЦММ.

Исходными данными для интерферометрической обработки являются два комплекснозначных радиолокационных изображения (РЛИ), полученных РСА с двух параллельных орбит, расположенных на малом расстоянии (для космической съёмки — до нескольких километров) друг от друга. Обработка включает следующие этапы (рис.1):, попиксельная привязка изображений, формирование интерферограммы путем поэлементного комплексного перемножения комплексных РЛИ; расчет когерентности, компенсация фазового набега от опорной поверхности («выравнивание»); фильтрация фазового шума; устранение фазовой неоднозначности — развертывание фазы интерферограммы и ее полное геокодирование (пересчет значений развернутой фазы в значения высот рельефа и переход от полетной системы координат к какой-либо картографической проекции). При дифференциальной трёхпроходной интерферометрии на первом этапе первое изображение умножается на комплексно-сопряжённое второе, затем — на комплексно-сопряжённое третье. На последнем этапе также производится алгебраическое вычитание полученных интерферограмм.



Рис. 1 — Этапы интерферометрической обработки данных космических РСА

В результате взаимной привязки и комплексного перемножения двух полученных радиолокационных изображений формируется интерферограмма — картина разностной фазы (рис. 2,а). Форма интерференционных полос, границы которых соответствуют набегам разностей фаз на величину 2π (что соответствует изменению разностного расстояния на величину $4\pi \cdot \Delta r / \lambda$), на интерферограмме зависит от геометрии съёмки и рельефа местности. Неполная компенсация случайных составляющих фаз сигналов проявляется на интерферограмме в виде фазового шума

Качество ЦММ существенно зависит от выбора конкретных алгоритмов для выполнения этапов фильтрации фазового шума и развертывания фазы, а также от настройки их параметров. Для фильтрации фазового шума применяются адаптивные фильтры, как

пространственные, так и работающие в частотной области. Для осуществления операции развертывания фазы разработано несколько десятков алгоритмов, основанных на аппарате из различных областей современной математики. Обзор некоторых из этих алгоритмов приведен нами в [6].

В работе также исследовалось влияние ошибок, связанных с геометрией съемки на вертикальную точность ЦММ. В [7], нами показано, что для задания ряда параметров алгоритмов обработки требуются измерения с точностью, превосходящей возможности любых измерительных приборов. Успешно компенсировать неточное задание параметров съемки позволяет калибровка развернутой интерферограммы с помощью наземных опорных точек, плановые и высотная координаты которых известны с высокой точностью. Координаты опорных точек привязки вычисляются в полевых условиях (GPS-измерения) или берутся с топографической карты, масштаб которой превышает рабочий масштаб.

Считается, что точность измерения подвижек рельефа может быть минимум на порядок выше точности измерения рельефа, поскольку при вычитании моделей рельефа некоторые постоянные ошибки компенсируются. Фазовая картина обладает высокой чувствительностью к изменению рельефа местности за период между съёмками: подвижка на 1 см соответствует изменению фазы на $\lambda/4\pi$ радиан [8].

Экспериментальное исследование алгоритмов интерферометрической обработки проводилось по материалам съемки тестового участка, содержащего как естественные изменения рельефа, так и антропогенные его нарушения (карьеры, отвалы), а также участки растительности разного типа (хвойные и лиственные леса, болота, сельскохозяйственные угодья), объекты с различной отражательной способностью радиоволн (водная поверхность, опоры ЛЭП, железные и автомобильные дороги, городская застройка). Эталонная ЦММ тестового участка получена по данным планово-высотной основы цифровой топографической карты. Два радиолокационных изображения тестового участка, полученные радиолокатором PALSAR космического аппарата ALOS (время съемки – зима 2009 года), были предоставлены ООО «Совзонд» в рамках совместной работы с ФГУП «Уралгеоинформ».

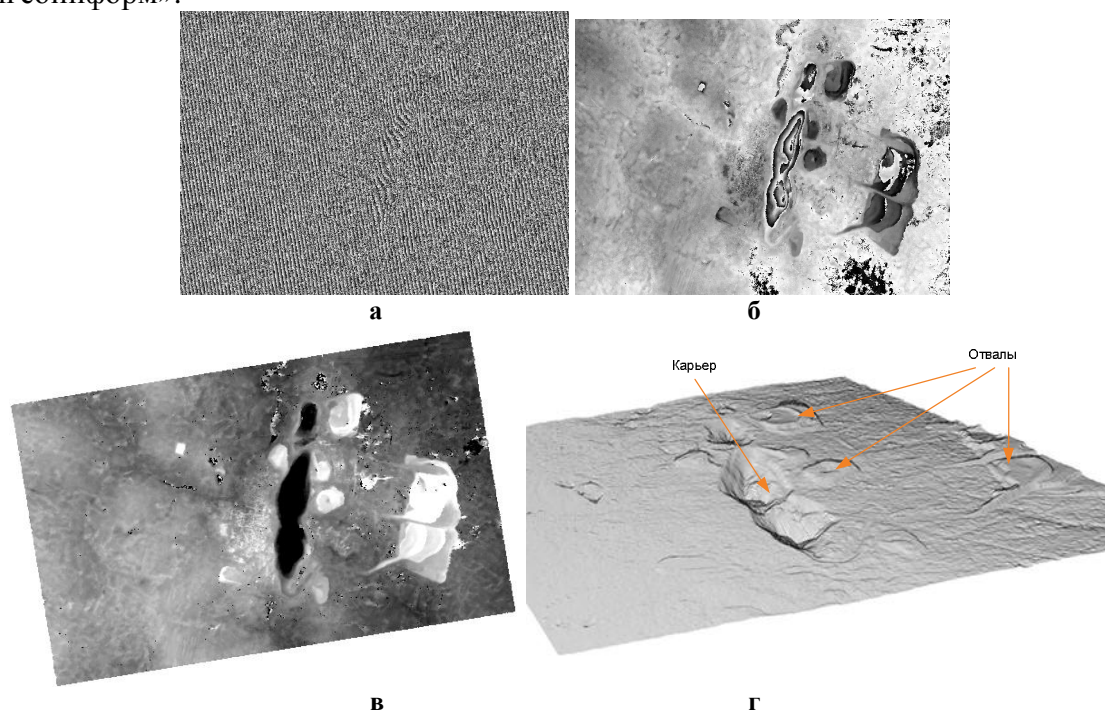


Рис. 2 — Интерферограмма после различных этапов обработки: а — после комплексного перемножения РЛИ, б — после компенсации фазового набега от опорной поверхности и фильтрации, в — после геокодирования, г — цифровая модель рельефа

41-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского, 2014 г.

Интерферометрическая обработка проводилась в специализированном программном комплексе SARscape с использованием трех алгоритмов фильтрации: усредняющий с адаптивной подстройкой размера окна (boxcar), адаптивный пространственный (Adaptive window) и фильтр Гольдштейна, и двух алгоритмов развертывания фазы: алгоритм минимальных стоимостей потоков (MCF) и алгоритм «растущих пикселей» (Growing Region). Преобразование фазы в цифровую модель проводилось с использованием 7 опорных точек, далее путем сравнения с эталоном вычислялись с.к.о. и с.а.о. Результаты основных этапов интерферометрической обработки и экспериментальная ЦМР в виде трехмерной картины приведены на рис. 2.

По результатам экспериментальной обработки фрагментов РЛИ, полученных РСА ALOS PALSAR наилучшие результаты по точности дала комбинация из алгоритма фильтрации Гольдштейна (Goldstein) и алгоритма развертывания фазы «растущие пиксели» (Region Growing). Вертикальная точность цифровой модели рельефа при разрешении исходных изображений в 10 м составила порядка 7.5 м. Сравнение сечений эталонной ЦММ и ЦММ, полученной по данным ALOS, приведено на рис.3.

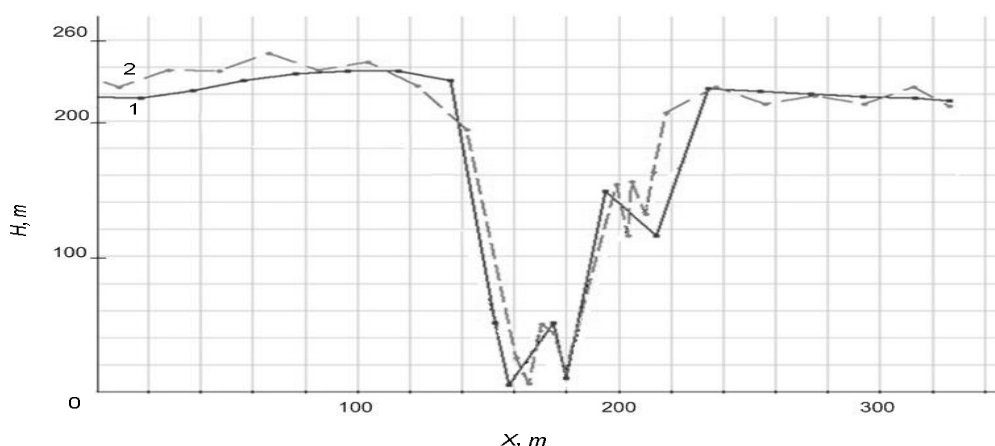


Рис.3 — Сечение фрагмента цифровой модели местности: эталонной (1) и экспериментальной (2), построенной по данным ALOS PALSAR.

Также в ходе исследований была произведена оценка качества работы нескольких алгоритмов фильтрации интерферограмм и развертывания фазы, которая производилась по среднеквадратичному отклонению от эталона. Оценивание производилось отдельно для территорий с городской застройкой и свободных от неё («естественный рельеф»). Результаты представлены в таблице 1.

Таблица 1. Экспериментальная оценка точности ЦММ по эталонной модели

Алгоритм фильтрации, развертки фазы	СКО для «естественного» рельефа	СКО для городской территории
<i>Minimum Cost Flow</i>		
Adaptive window	28.2	20.2
Boxcar window	8.5	11.4
Goldstein	<u>7.7</u>	9.7
<i>Region growing</i>		
Adaptive window	17.0	13.2
Boxcar window	8.4	11.4
Goldstein	<u>7.7</u>	9.6

41-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского, 2014 г.

В итоге, на основе экспериментальной обработки фрагментов РЛИ тестовых участков показано, что наилучшие результаты при построении ЦММ дал алгоритм фильтрации Гольдштейна. Выбор алгоритма развертывания фазы существенной роли не сыграл. При этом минимальное среднеквадратичное отклонение по высоте составило около 7.7 м. Также показано, что для обеспечения высокой точности получаемых цифровых моделей рельефа одних орбитальных данных недостаточно, необходимо использование наземных опорных точек.

Литература

1. И.В.Елизаветин, Е.А.Ксенофонтов. Результаты экспериментального исследования возможности прецизионного измерения рельефа Земли интерференционным методом по данным космического РСА // Исследования Земли из космоса. 1996, N 1, стр. 75-90.
2. I.R. Joughin, F. K. Li, S.N. Madsen, E. Rodrigues, R.M. Goldstein. Synthetic Aperture Radar Interferometry. IEEE Proc., vol. 88, № 3, 2000.
3. R.F. Hanssen. Radar interferometry. Data interpretation and error analysis. Kluwer academic publishers, 2002
4. В.С. Верба, Л.Б.Неронский, И.Г. Осипов, В.Э. Турук. Радиолокационные системы землееобзора космического базирования/ Под. Ред. В.С. Вербы. – М.: Радиотехника, 2010.- 680 с.
5. Ю.И. Кантемиров. Обзор современных радиолокационных данных и методик их обработки с использованием ПК SARscape//Геоматика, 2010, №3,с.44-55.
6. В.Г. Коберниченко, А.В. Сосновский. Анализ алгоритмов интерферометрической обработки данных космической радиолокационной съемки // Физика и технические приложения волновых процессов. 2010. Т. 13. № 3. С. 98-106.
7. А.В. Сосновский, В.Г. Коберниченко. О точности цифровых моделей рельефа, полученных методом космической радиолокационной интерферометрии // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2012. Т.9. №2. С. 122-129.
8. J. Yu, L. Ge, S. Jung, Jeakee Lee. Accuracy comparison of differential interferometric synthetic aperture radar using LiDAR digital elevation model. IEEE, 2007.

УДК 550.383

**ИЗМЕНЕНИЯ Z-КОМПОНЕНТЫ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ IGRF
В ГЕОЦЕНТРИЧЕСКОЙ СИСТЕМЕ КООРДИНАТ В ПЕРИОД 1980-2005 Г**

В.А. Кочнев

kochnev@icm.krasn.ru

Институт вычислительного моделирования СО РАН, Красноярск, Россия

Z-component of Earth's magnetic field in the geocentric coordinate system the one most clearly and fully reflecting the global properties of the field. It has maximum in the polar regions, minimum in the equatorial parts of the sphere and goes to negative in the southern hemisphere. Lines of force of the magnetic induction (B) near the equator directed to the north pole, and in the center of the sphere - to the south pole.

Z-компонента магнитного поля Земли (МПЗ) в геоцентрической системе координат наиболее наглядно и полно отображает глобальные свойства МПЗ. На модели шара она максимальна в области полюсов, минимальна в экваториальных частях шара и переходит к отрицательным. Силовые линии индукции магнитного поля (B) вблизи экватора направлены к северному полюсу, а в центре шара – к южному.

Наличие изменений магнитного поля Земли со временем было открыто в 1633 году Г. Геллибрандом. В настоящее время различают четыре вида вариаций геомагнитного поля: вековые, годовые, суточные и магнитные бури. Вековые вариации рассчитываются по данным глобальных магнитных съемок за каждые 5 лет. На поверхности Земли можно выделить несколько различающихся по характеру областей вековых вариаций. Средняя скорость вековых вариаций составляет около 45 нТл/год [1], однако в отдельных областях отмечена скорость до 170 нТл/год. Основными характерными особенностями вековых вариаций в настоящее время являются ослабление главной дипольной компоненты (примерно на 6.3% за сто лет) геомагнитного поля и смещение на запад линии нулевого магнитного склонения (в среднем примерно на 0.2° в год). Выявлено также [2] несколько резких изменений тренда вековых вариаций (джерков), последний из которых относится к 1992 году.

Обширная литература посвящена проблеме прогноза вековых вариаций геомагнитного поля. Экстраполяция наблюдаемых изменений, включенная, например, в модели поля IGRF [3] и WMM [4], позволяет прогнозировать изменения на несколько лет вперед, однако задача прогноза долгосрочных изменений пока не решена. Предложен [5] метод прогноза вариаций на основе модели установившегося потока жидкости в ядре (в предположении «вмороженности» магнитного поля в жидкость). Делаются также попытки объяснить различные особенности вариаций процессами, происходящими в ядре [6] [7] и др.

Особенность данной работы в том, что изменение поля рассматривается по Z-компоненте и иллюстрируется в плане со стороны северного полюса и по результатам решения обратной задачи демонстрируется изменение источников в ядре.

На рис.1 показана Z-компонента магнитного поля IGRF-80 северного полушария на высоте 1 км, а справа – магнитное поле IGRF-2005. Вид со стороны северного полюса. Для ориентации на поверхности помещены города: ТОК – Токио, КРС – Красноярск, ЕКТ – Екатеринбург, ЛОН – Лондон, ОТВ – Оттава. Светлыми кружками отмечены два пункта в южном полушарии: СТВ – Канберра (Австралия), ПАА – Пунта-Аренас (южная оконечность Южной Америки).

Как видно, особых отличий в полях нет. На обоих полях видим вытянутый в направлении 270-90 эллипс в области максимума. В средней части рис.1 слева видим разность полей Z2005-Z1980. Судя по шкале, разностное поле меняется от -3070 (темная часть в области ОТВ, где располагается канадский глобальный максимум) до 1370 нТл. Максимум приращения располагается в восточной и южной части. На рисунке показано криволинейное

41-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского, 2014 г.

сечение, идущее против часовой стрелки и пересекающее минимум разности, а затем идущее по гребню максимума. Справа расположены 5 графиков соответствующие разностям $\Delta Z_1=Z_{85} - Z_{80}$, $\Delta Z_2=Z_{90} - Z_{85}$, и так далее. Как видно, все разности ведут себя практически одинаково. Сильно уменьшаются в области общего минимума до 500-600 нТл и увеличиваются до 100-200 нТл не столь синхронно в области максимума. В нижнем ряду видим соответствующие разности в южном полушарии. Минимум разности располагается в южной части Атлантического океана. Аномалия уменьшения поля протягивается в субширотном направлении, примыкая к южному полюсу. Аномальное разностное поле меняется от -2360 до 2800 нТл. Положительная часть аномалии оконтуривает отрицательную.

Графики по сечению также в основном синхронны и изменяются в пределах от -450 до 500 нТл. Несколько смещены к западу восточная часть графиков ΔZ (2000 – 1995) и ΔZ (2005 – 2000).

Попытаемся оценить возможное положение новых источников МП. Если источники на поверхности планеты, то их местоположение совпадает с положением аномалий разности.

Наиболее вероятным является вариант изменения интенсивности источников ядра. Решая обратную задачу с помощью пакета ADM-3D-earth [8], получим вариант интенсивности источников, приведенные на рис.2. В северном полушарии получаем картину, похожую на картину основного поля источников (рис. 3, слева). Таким образом, можно предположить увеличение интенсивности основных источников на 230 А/м (то есть на 12% или около 0.5% в год), практически во всей экваториальной части ядра наиболее вероятно, вызванное увеличением температуры. Увеличение температуры повлечет увеличение ионизации, уменьшение вязкости, а следовательно, и скорости движения в турбулентных и полоидальных потоках ядра. В итоге увеличится сила тока, а следовательно, и интенсивность источников. Отрицательная аномалия в центре ядра является следствием движения токов в этой области против часовой стрелки. Так же может быть объяснена слабая аномалия в западной части ядра.

Более сложный, но такой же по сути характер аномалий видим в южном полушарии ядра. Аномалия дополнительных источников похожи на распределение основных источников южного полушария ядра.

Анализируя результаты в целом, можно сделать вывод, что в восточном полушарии магнитное поле слабо усиливается. Наблюдается интенсивное уменьшение магнитного поля около 100 нТл в год в западном полушарии. За 25 лет в северном полушарии оно уменьшилось на 3000 нТл, а в южном - на 2400 нТл.

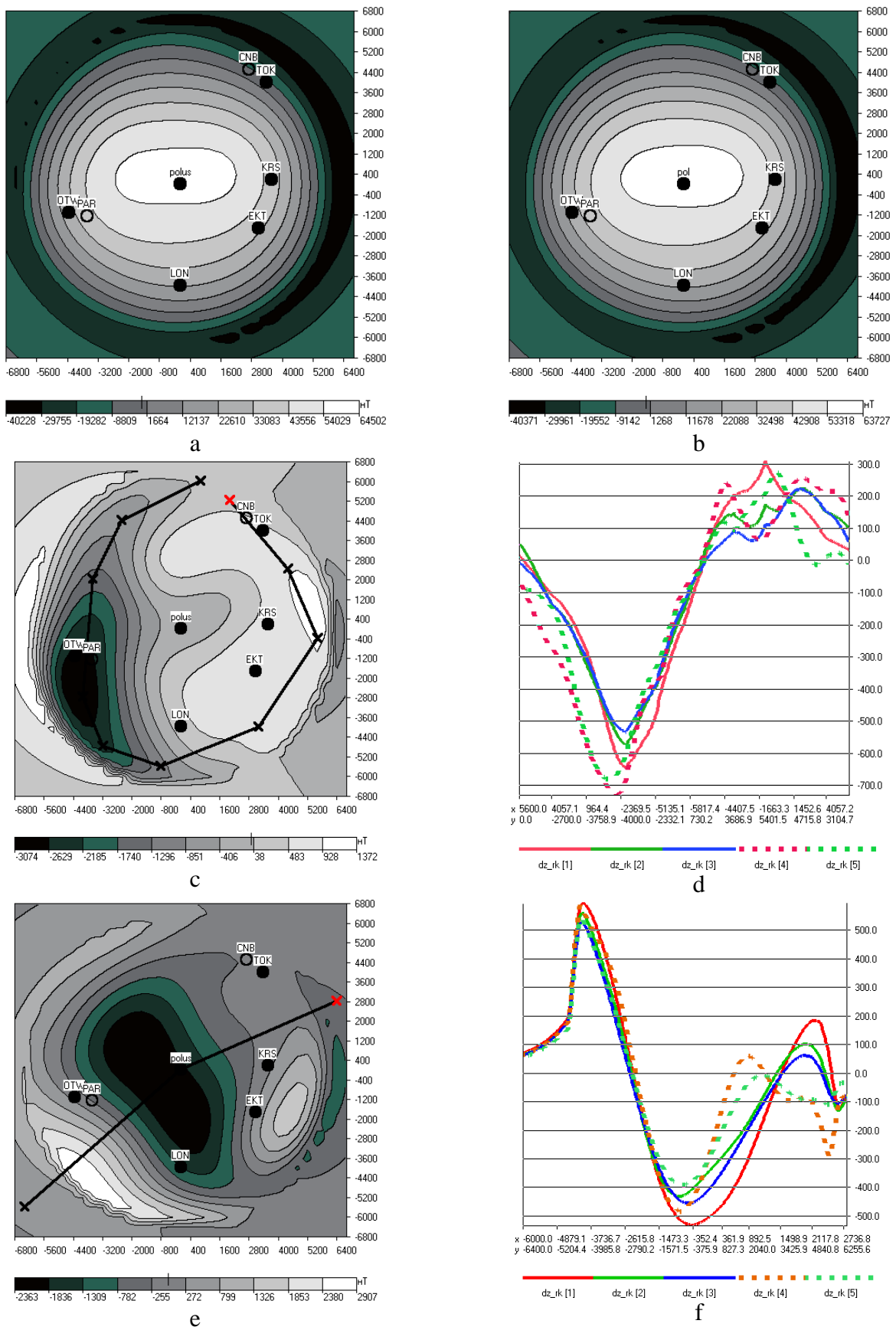


Рис.1 а), б) Z-компоненты IGRF-1980 в геоцентрической системе, северное и южное полушарие; в) Z(2005-1980) северного полушария, д) графики Z(1985-1980), Z(1990-1985) ... по сечению с, е) Z(2005-1980) южного полушария, ф) графики Z(1985-1980), Z(1990-1985) ... по сечению е.

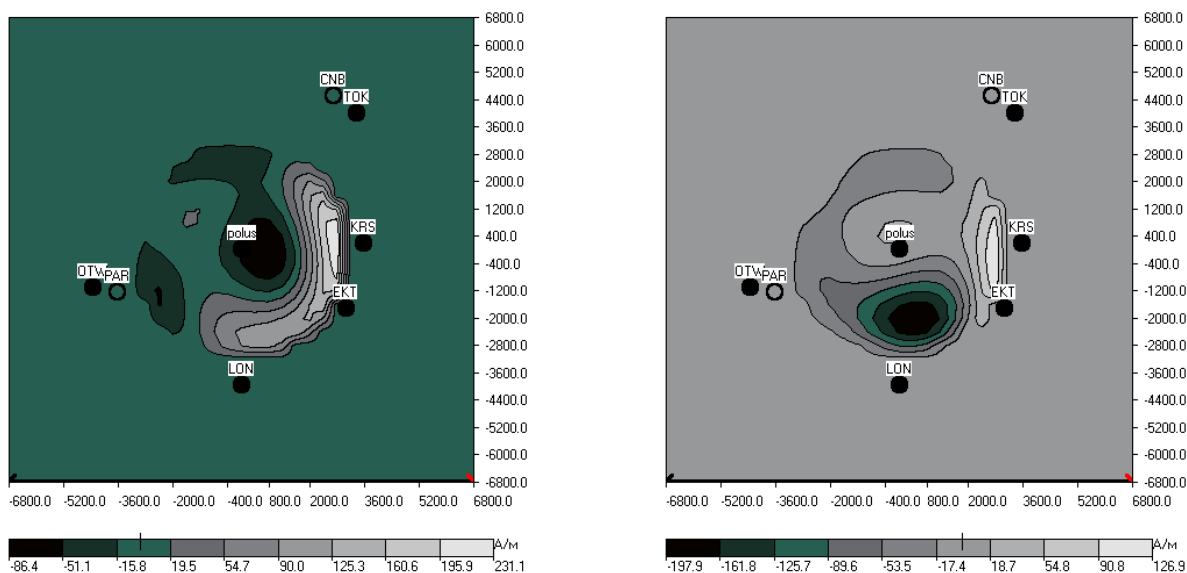


Рис.2. Изменение напряженности источников в северном и южном полушарии.

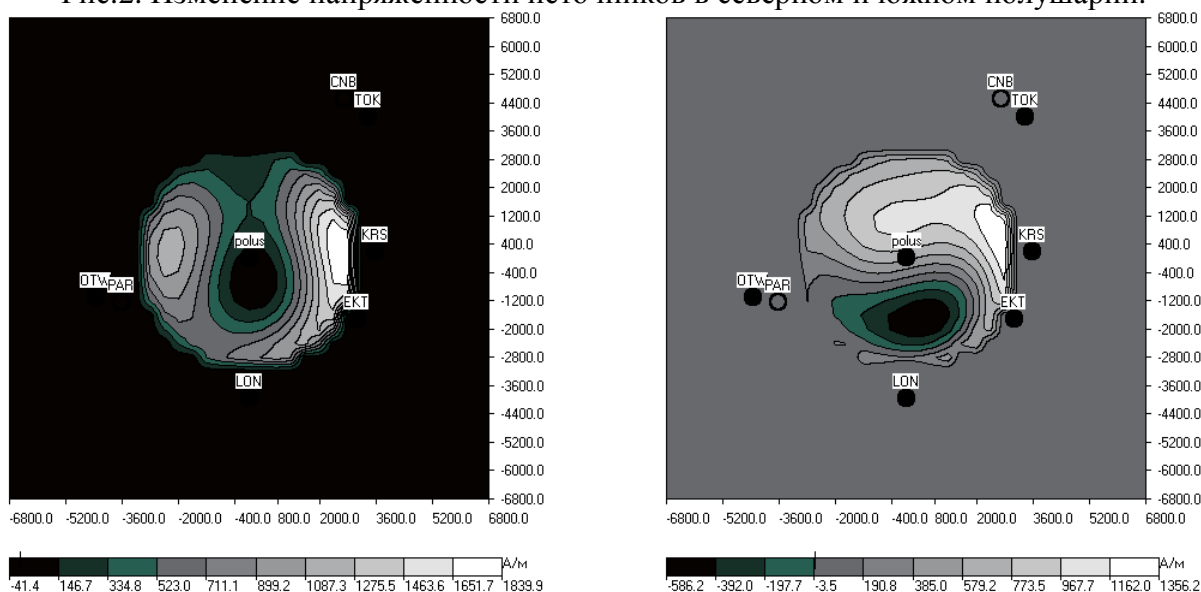


Рис.3. Эффективная намагниченность северного и южного полушария ядра (вид со стороны северного полюса).

Литература

1. Government of Canada N.R.C. Secular variation [Electronic resource]. 2010. URL: <http://geomag.nrcan.gc.ca/mag fld/sec-eng.php> (accessed: 06.12.2013).
2. Courtillot V., Le Mouél J.-L. Geomagnetic secular variation impulses. // Nature. 1984. Vol. 311. P. 709–716.
3. International Association of Geomagnetism and Aeronomy, Working Group V-MOD. et al. International Geomagnetic Reference Field: the eleventh generation // Geophysical Journal International. 2010. Vol. 183, № 3. P. 1216–1230.
4. Maus S. et al. The US/UK World Magnetic Model for 2010-2015, NOAA Technical Report NESDIS/NGDC. 2011.
5. Beggan. Forecasting secular variation using core flows // Earth, Planets and Space. 2010. Vol. 62, № 10. P. 821–828.
6. Aubert J., Finlay C.C., Fournier A. Bottom-up control of geomagnetic secular variation by the Earth's inner core // Nature. 2013. Vol. 502, № 7470. P. 219–223.
7. Finlay C.C. et al. Short Timescale Core Dynamics: Theory and Observations // Space Sci Rev. 2010. Vol. 155, № 1-4. P. 177–218.
8. Кочнев В.А., Гоз И.В. Нераскрытые возможности магнитометрии // Геофизика. 2006. Vol. 6, № 6. P. 51–55.

УДК 550.834.5

**СРАВНЕНИЕ ДВУХ МЕТОДИК ОБРАБОТКИ СЕЙСМИЧЕСКИХ ДАННЫХ НА
ОДНОЙ ИЗ ПЛОЩАДЕЙ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ**

В.А. Кочнев, В.С. Поляков, И.В. Гоз

kochnev@icm.krasn.ru

Институт вычислительного моделирования СО РАН, Красноярск, Россия

We compare two options for calculating static corrections and velocity: a standard version with support of well data (option 1) and calculation of the near-surface model and statics from the detailed gravimetric observations (option 2).

Сравниваются два варианта расчета статических поправок и скоростей: стандартный вариант с опорой на данные бурения (вариант 1) и вариант расчета модели ВЧР и статических поправок по детальным гравиметрическим наблюдениям (вариант 2).

На профиле расположены три глубокие скважины - две в начальной и центральной части профиля и одна в конце. По скважинным данным имеем следующие расчетные нулевые времена по одному из опорных горизонтов: 392, 382, 349 мс. Для анализа приведем фрагменты разрезов в интервале от средней скважины к последней (рис.1 и рис.2).

Плавный подъем горизонтов видим на фрагменте разреза (рис.1), полученного при обработке (варианте 1). Горизонт II согласуется с отметками по бурению. На рис.2 приведен фрагмент сейсмического разреза, полученный в варианте 2, в котором данные бурения во внимание не принимались. На этом разрезе видим значительное погружение к концу профиля. Анализируя разрезы, трудно определить, какой из них правильно отражает поведение горизонтов на профиле. И результат получен по одним и тем же данным.

Какова причина столь большого отличия разрезов? Обратимся к анализу статики (рис.3). Обратим внимание на финальную статику варианта 1. Она сильно отличается от других вариантов статики (статики за рельеф и «гравиметрической статики»). Она идет субгоризонтально с большим разбросом в интервале от -100 до +50 мс. На этом же интервале статика за рельеф и гравиметрическая статика плавно увеличиваются от -70 до 0. Локальные отклонения от тренда варьируют в интервале 10 мс. Такое сильное изменение вызвано изменением рельефа от 500 до 300 м. (рис.4). На этом же разрезе видим изменение плотностной модели ВЧР, полученное по гравиметрическим наблюдениям по профилю с шагом 100 м. Плотностная модель была переведена в скоростную с использованием линейной зависимости и по скоростной модели были рассчитаны статические поправки [1].

При анализе геологами было установлено, что корреляция в скв.3 была ошибочной. Скважина не вскрыла пласты, соответствующие горизонту II. Погружение горизонтов к концу профиля подтверждено новыми 3D разрезами, полученными в этом году.

Что следует из этого? Из этого опыта следует, что при обработке сейсмических данных не следует «тянуть» горизонты для полного согласования с данными бурения. В данных бурения тоже могут быть ошибки, а сеймика должна помогать их выявлению. Также является грубой ошибкой построение гладких разрезов. Глубинная среда не является гладкой, так как она претерпела все тектонические процессы после ее формирования. Гладкие модели появляются тогда, когда мы аппроксимируем поверхности по редкой сети скважин. Чем реже сеть, тем глаже границы. Неоднородность границ, их раздробленность проявятся при очень густой сетке скважин. Ценность сейсмических результатов будет тем выше, чем точнее будут спрогнозированы эти неоднородности границ.

Осадочная толща на данной площади подвергалась тектоническим преобразованиям в триасовый период. Судя по гладкости гравитационного поля, интрузивные расплавы триаса внедрились в глубинной части осадочного комплекса. Это привело, с одной стороны, к вспучиванию всей толщи, а затем к последующему неравномерному погружению под действием избыточных интрузивных масс. На сформировавшуюся толщу действовали как минимум 4 основных силы: вспучивания при внедрении, погружения после внедрения,

41-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского, 2014 г.

боковые напряжения и под действием давлений миграция соляных пластических масс, которые приводят к локальному вспучиванию осадочной толщи выше слоя солей. Под воздействием всех этих сил позднего периода формируется унаследование осадочной толщи во всем интервале разреза. На данном фрагменте разреза мы видим квазисинхронное погружение всех слоев разреза. В докладе эта тема будет развернута более детально.

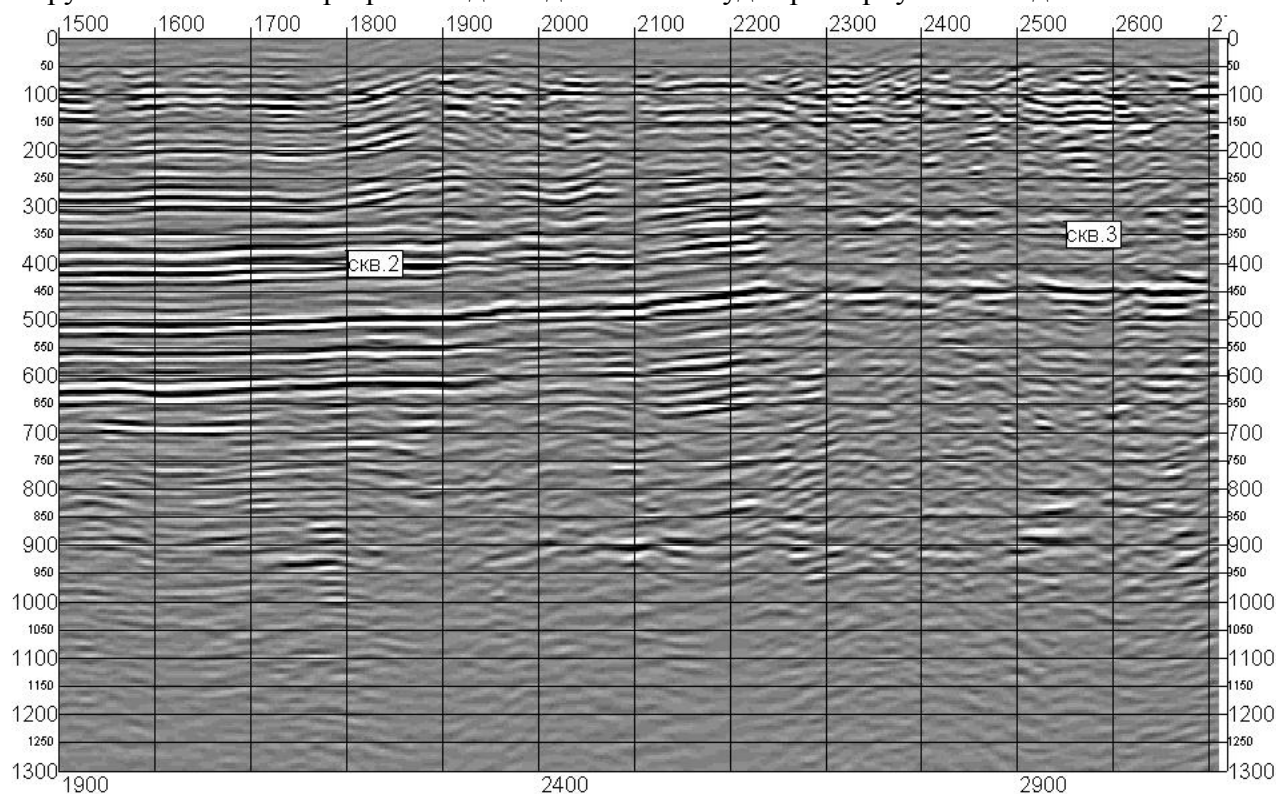


Рис.1 Разрез в стандартном варианте обработки

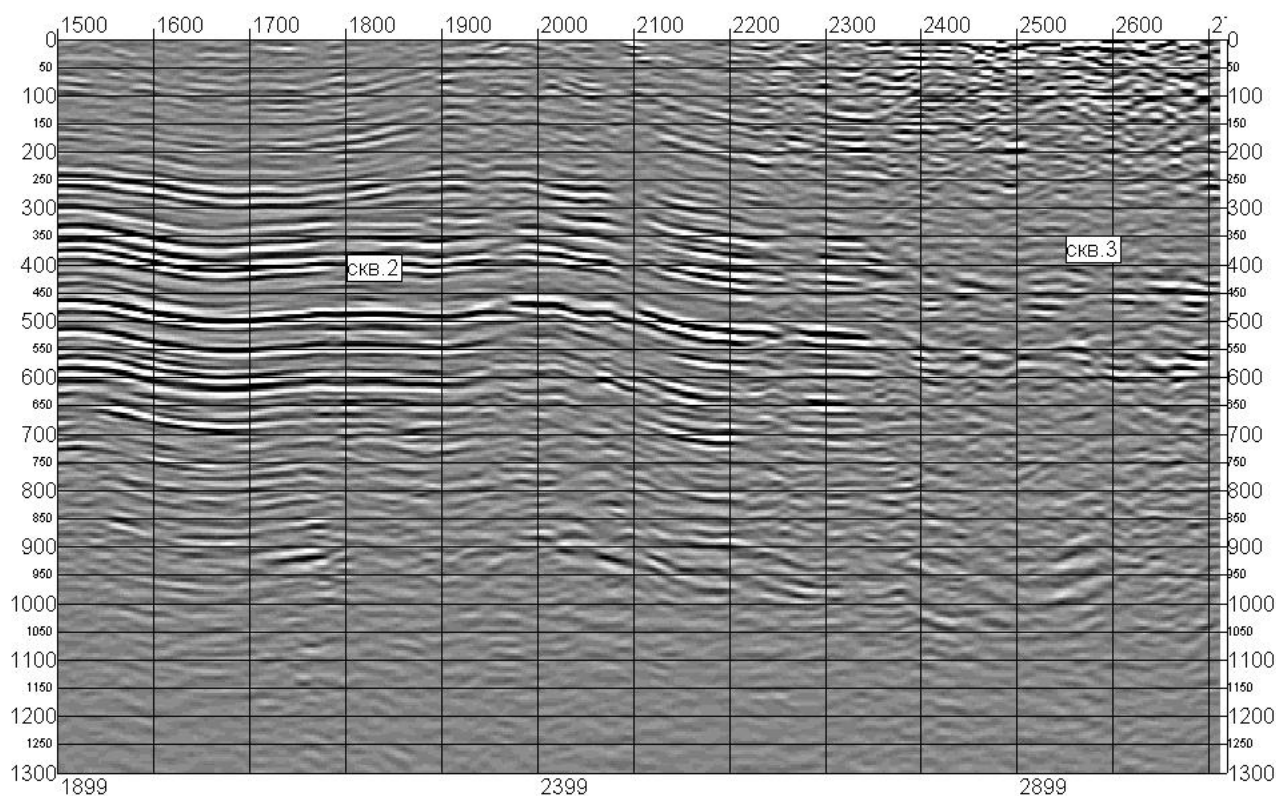


Рис.1. Разрез в варианте обработки со статическими поправками по детальным гравиметрическим наблюдениям.

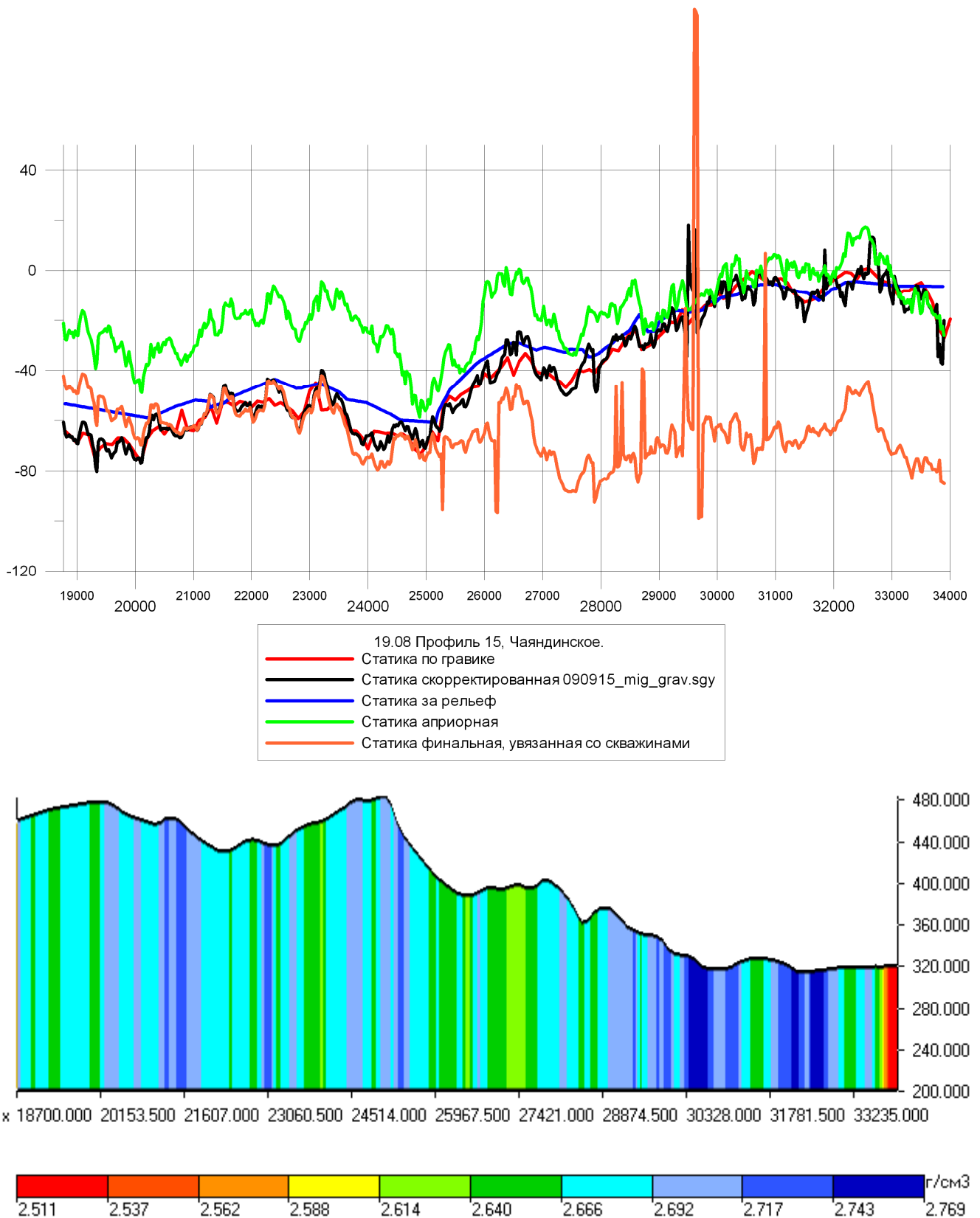


Рис. 2. Сверху – графики статических поправок, внизу - плотностная модель ВЧР.

Литература

1. Кочнев В.А., Гоз И.В. Возможности гравиметрии и магнитометрии при интерпретации сейсмических данных. // Геофизика. 2008. № 4. Р. 28–33.

УДК 528.87

**АПРОБАЦИЯ ТЕХНОЛОГИИ ЧАСТОТНО-РЕЗОНАНСНОЙ ОБРАБОТКИ ДАННЫХ
ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ЗЕМЛИ НА РУДНЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЯХ АВСТРАЛИИ И ЮЖНОЙ АМЕРИКИ**

С.П. Левашов^{1,2}, Н.А. Якимчук^{1,2}, И.Н. Корчагин³, Д.Н. Божжежа²

yakymchuk@gmail.com, korchagin@karbon.com.ua

¹*Институт прикладных проблем экологии, геофизики и геохимии, Киев,*

²*Центр менеджмента и маркетинга в области наук о Земле при ИГН НАНУ, Киев, Украина,*

³*Институт геофизики НАНУ, Киев, Украина*

The results of experimental testing of mobile and operative technology of frequency-resonance processing and interpretation (decoding) of remote sensing (RS) data in order to "direct" searches of the various types minerals on the ore deposits in Australia and South America are analyzed

Введение. На настоящий момент уже разработаны и совершенствуются технологии обработки и интерпретации данных ДЗЗ в рамках «вещественной» парадигмы геолого-геофизических исследований, сущность которой состоит в «прямых» поисках конкретного вещества: нефти, газа, золота, серебра, платины, цинка, железа, воды, и т.д. К такого рода технологиям можно отнести «Инфоскан», «Томко» [5], «Поиск» [4], и др. Эффективность геофизических методов, базирующихся на принципах этой парадигмы, выше традиционных.

В рамках «вещественной» парадигмы работает также и частотно-резонансный метод обработки и дешифрирования данных ДЗЗ [1-2]. В этом методе выделение полезного сигнала из спутниковых снимков осуществляется частотно-резонансным методом. Для разных полезных ископаемых (нефть, газ, уран, золото, вода, цинк и т.д.) на их образцах определены характерные для них резонансные частоты, которые используются при обработке и дешифрировании данных ДЗЗ. Некоторые примеры практического использования метода приведены в [2-3]. Ниже анализируются результаты его апробации на рудных объектах в Австралии и Южной Америки.

Месторождение Olympic Dam в Австралии [6]. Геолого-геофизические материалы для обработки заимствованы из различных сайтов Интернета. Обработан фрагмент данных ДЗЗ района расположения шахтного поля месторождения в масштабе 1:20000. Выделялись и картировались только аномальные зоны типа «зона золоторудного оруденения». На рис. 1 результаты обработки показаны на спутниковом снимке местности. В пределах обследованного участка выделено три аномальные зоны типа «зона золоторудного оруденения» различных размеров и интенсивности. Дополнительно здесь можно: а) провести аналогичную обработку данных ДЗЗ для всей лицензионной площади; б) выделить аномальные зоны типа «медь», «уран», «серебро»; в) специальным методом сканирования (зондирования) данных ДЗЗ в отдельных точках оценить глубины залегания и мощности отдельных рудных тел.

«Неизвестное» рудное месторождение (Австралия). Рудные тела, содержащие золото, медь, серебро, расположены здесь в гранитах. Они перекрыты осадочными отложениями, в которых обнаружены грунтовые воды с высокой минерализацией. Месторождение полностью исследовано методом бурения, но на сегодняшний день добыча еще не начата. Были заданы координаты точки, попадающей в пределы рудного тела.

На первом этапе исследований выполнялась обработка данных ДЗЗ в масштабе 1:20000. По результатам обработки на резонансной частоте золота построена карта аномальных зон типа «зона золоторудного оруденения» (в изолиниях интенсивности аномального отклика), а на резонансной частоте меди – контуры аномальных зон типа «зона меднорудного оруденения» (рис. 2).

На втором этапе обработки использовалась дополнительная информация – координаты некоторых скважин с содержанием золота в отдельных пробах разреза. Проведена обработка данных ДЗЗ в масштабе 1:15000. При этом сделана попытка привязать значения содержания золота к интенсивности аномального отклика. В принципе, это не

совсем корректно. Интенсивность аномалии – это эффект всего рудосодержащего объекта. А скважины дают значения для определенного интервала. Для россыпных месторождений такой подход можно использовать, для жильных, гидротермальных – с большей натяжкой.

Полученные результаты сопоставлены с материалами бурения и других геофизических методов. Проведенный анализ показал, что ни один из используемых ранее геофизических методов не позволил выявить рудную зону. Электрические и электромагнитные методы (EM, IP, SAM) и детальная гравиметрическая съемка не позволили обнаружить месторождение непосредственно, хотя они и содействовали установлению местонахождения структур, связанных с зонами минерализации

При этом установлено, что в аномальную зону, выделенную частотно-резонансным методом обработки данных ДЗЗ с заданной точки (рис. 2), попали известные месторождения Юникс и Феникс. Простираение аномалии совпадает с простираением структур, установленных в поле ТМІ (Total Magnetic Intensity) и съемкой SAM (Sub-Audio Magnetics). В закартированную аномальную зону не попадает объект Южный, хотя рядом с ним обнаружена небольшая и не проверенная бурением аномалия (выделена по результатам обработки данных в масштабе 1:15000).

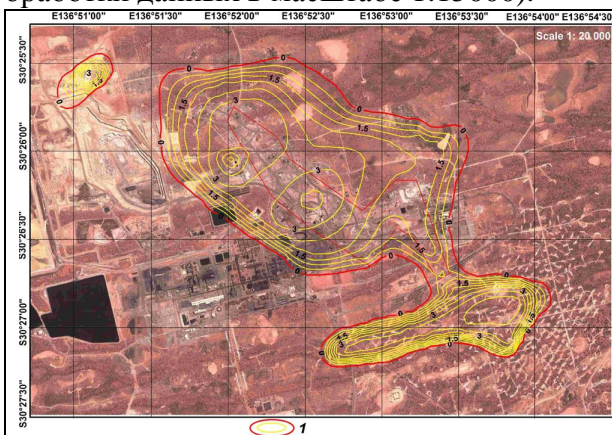


Рис. 1. Карта аномальных зон типа «зона золоторудного оруденения» в пределах фрагмента рудного поля месторождения Olympic Dam (Австралия) на спутниковом снимке местности. 1 – изолинии интенсивности аномального отклика в условных единицах.

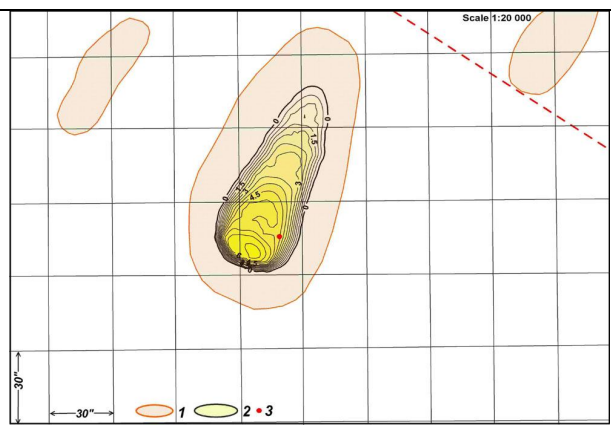


Рис. 2. Карта аномальных зон типа «зона золоторудного оруденения» и «зона меднорудного оруденения» в районе «неизвестного» месторождения. 1 – зона регистрации отклика на резонансной частоте меди; 2 – зона отклика на резонансной частоте золота; 3 – положение исходной точки.

Поисковый участок в Южной Америке. На первом этапе исследований обработан фрагмент данных ДЗЗ района расположения участка площадью 75 км² в масштабе 1:30000. В процессе дешифрирования выделялись и картировались только аномальные зоны типа «зона медного оруденения» и «зона молибденового оруденения» (рис. 3)

В пределах обследованного участка обнаружено восемь аномальных зон типа «зона медного+молибденового оруденения» различных размеров и интенсивности и три аномалии типа «зона медного оруденения». В пределах двух последних (Cu-2, Cu-3) дополнительно выделены небольшие аномалии типа «зона молибденового оруденения».

После анализа результатов обработки данных ДЗЗ выяснилось, что в районе известного рудного месторождения аномальная зона типа «зона медного+молибденового оруденения» не была закартирована.

В связи с этим данные ДЗЗ южного фрагмента поисковой площади были повторно обработаны в более крупном масштабе – 1:19000. При этом дополнительно был уменьшен шаг обработки данных ДЗЗ (рис. 4).

В результате, на южном фрагменте поискового участка дополнительно обнаружено и закартировано четыре аномальных зоны типа «зона медного+молибденового оруденения»: Cu+Mo-9, Cu+Mo-10, Cu+Mo-11, Cu+Mo-12. Одна из этих аномальных зон совпала с известным месторождением.

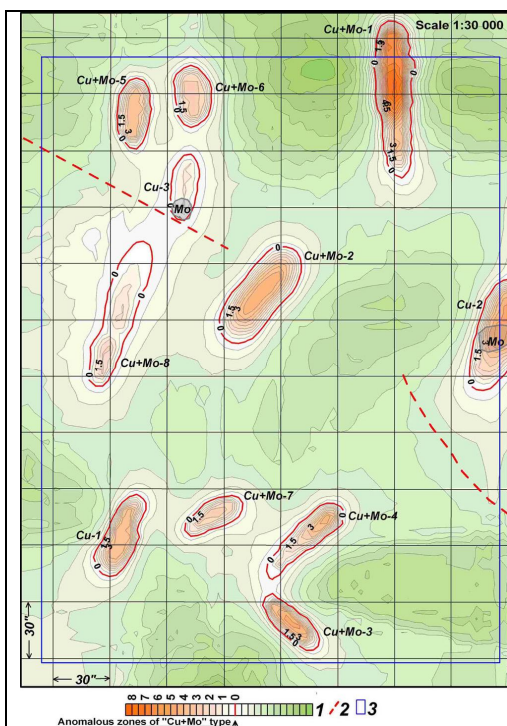


Рис. 3. Карта аномальных зон типа «медномолибденовое (Cu+Mo) оруденение» в пределах поискового блока. 1 – шкала интенсивности аномального отклика в «условных» единицах; 2 – зоны тектонических нарушений; 3 – контуры поискового блока.

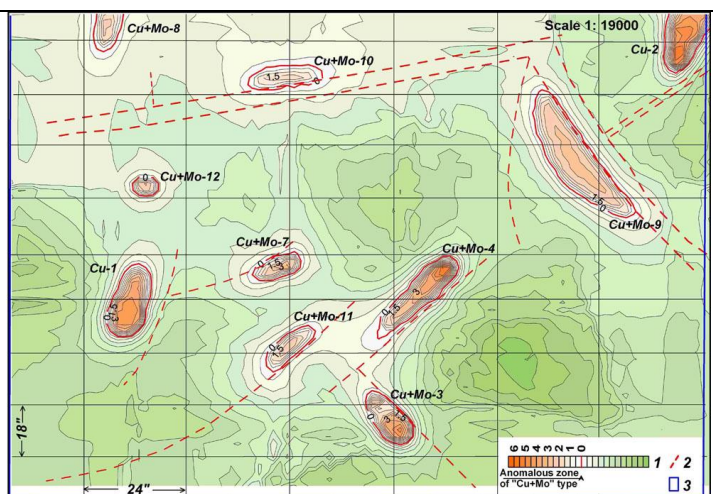


Рис. 4. Карта аномальных зон типа «медномолибденовое (Cu+Mo) оруденение» в пределах южной части поискового блока. 1 – шкала интенсивности аномального отклика в «условных» единицах; 2 – зоны тектонических нарушений; 3 – контуры поискового блока.

Выводы. Картируемые частотно-резонансным методом обработки данных ДЗЗ аномалии в мелком масштабе (рис. 1-3, например) – это, в принципе, эффект искомого вещества (золота и меди на рис. 2). Судить о глубине нижней кромки этой структуры сложно. На фоне интегрального аномального эффекта от этой структуры как бы "сглаживаются" («затушевываются») локальные аномальные эффекты от целевых объектов на небольшой глубине - рудных жил.

С учетом этого объект Южный и аномальную зону восточнее от него (выделена по результатам обработки данных участка на рис. 2 в масштабе 1:15000) можно считать единой структурной единицей – аномальная зона здесь обусловлена всей глубинной структурой, а объект Южный – рудной жилой, сформированной глубинной структурой.

Сопоставление рис. 3 и 4 показывает, что увеличение масштаба обработки данных ДЗЗ позволяет обнаруживать более мелкие объекты. Можно сделать вывод: детализацию обнаруженных аномальных зон необходимо проводить в масштабах не менее 1:5000, а еще лучше – 1:2000 - 1:1000. Результаты обработки данных ДЗЗ в районе проведения археологических раскопок в Тунисе показали, что в этом случае могут быть обнаружены и закартированы локальные объекты небольших размеров.

Литература

1. Левашов С.П. Новые возможности оперативной оценки перспектив нефтегазоносности разведочных площадей, труднодоступных и удаленных территорий, лицензионных блоков / С.П. Левашов, Н.А. Якимчук, И.Н. Корчагин // Геоинформатика. – 2010а. – № 3. – С. 22-43.
2. Левашов С.П. Оперативное решение задач оценки перспектив рудоносности лицензионных участков и территорий в районах действующих промыслов и рудных месторождений / С.П. Левашов, Н.А. Якимчук, И.Н. Корчагин, Д.Н. Божежа // Геоинформатика. – 2010б. – № 4. – С. 23-30.
3. Левашов С.П. Применение геоэлектрических и дистанционных методов для поисков рудных полезных ископаемых / С.П. Левашов, Н.А. Якимчук, И.Н. Корчагин // Геодинамика. – 2011. – № 2(11). – С. 164-166.
4. Пухлий В.А. Ядерный магнитный резонанс. Теория и приложения. Учебное пособие / В.А. Пухлий, Ж.А. Пухлий, Н.И.Ковалев – Севастополь: Издательство «Черкасский ЦНТЭИ», 2010. – 670 с.
5. Ростовцев В.В. К большой нефти России / В.В. Ростовцев, В.В. Лайнвебер, В.Н. Ростовцев // Геоматика. – 2011. – № 1. – С. 60-62.
6. Шумилин М.В. О генезисе медно-золото-уранового месторождения Олимпик-Дэм / М.В. Шумилин // Недропользование XXI век. – 2013. – № 2. – С. 26-35.

УДК 528+550.837+553.98

ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ПОИСКОВОГО УЧАСТКА В СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ УКРАИНСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ЩИТА ДИСТАНЦИОННЫМИ И ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ

С.П. Левашов¹⁻², Н.А. Якимчук¹⁻², И.Н. Корчагин³, Д.Р. Шуст⁴

yakymchuk@gmail.com, korchagin@karbon.com.ua

¹*Институт прикладных проблем экологии, геофизики и геохимии, Киев, Украина,*

²*Центр менеджмента и маркетинга в области наук о Земле ИГН НАНУ, Киев, Украина,*

³*Институт геофизики НАНУ им. С.И. Субботина, Киев, Украина,*

⁴*ООО "Геофизика-777", Киев, Украина*

At specific example is shown, that mobile geophysical technologies can be used for exploration of hydrocarbon accumulations in crystalline massifs and tectonic fracture zones of the crystalline basement. The operative assessment of petroleum potential of insufficiently studied sites and areas in different regions of the world can be made with mobile technologies using.

Введение. Мобильные геоэлектрические методы становления короткоимпульсного электромагнитного поля (СКИП) и вертикального электрорезонансного зондирования (ВЭРЗ) (экспресс-технология СКИП-ВЭРЗ) [2-4] уже более десяти лет успешно применяются для оперативного решения широкого класса геолого-геофизических задач, в том числе и поисков рудных и горючих полезных ископаемых. В последнее время их практические возможности существенно расширены за счет включения в их состав частотно-резонансного метода обработки и дешифрирования данных ДЗЗ [5-7]. В рамках последнего разработана также дополнительная методика предварительной оценки значений пластовых давлений в нефтегазовых коллекторах [6]. В докладе анализируются результаты применения мобильных технологий для детального опосредованного перспективного на скопления УВ объекта в кристаллических породах на северо-восточном склоне УКЩ.

О принципиальных особенностях исследований. Отличительные особенности проведенных работ вызваны следующими моментами.

1. В силу господства биогенной теории происхождения нефти и газа целенаправленные поисковые работы на углеводороды в пределах кристаллических щитов не проводились. В связи с этим отсутствуют (не разработаны) как методики проведения такого рода работ, так и не определен комплекс традиционных геофизических методов, который позволит эффективно решать поисковые задачи в этих условиях.

2. Мобильные и оперативные геофизические технологии «прямых» поисков скоплений УВ позволили авторам провести серию экспериментальных поисковых работ рекогносцировочного характера в пределах УКЩ.

3. Впервые в Киевской области (район УКЩ) перспективные на УВ объекты в пределах поисковых площадей под условными названиями «Север» (один объект) «Юг» (четыре объекта) и «Запад» (один объект) были обнаружены и закартированы с помощью оригинальной (нетрадиционной) мобильной технологии «Поиск» [1].

4. В 2013 г. в пределах поисковых площадей Север, Юг и Запад проведены детальные исследования с использованием частотно-резонансного метода обработки данных ДЗЗ и геоэлектрических методов СКИП и ВЭРЗ. Основные задачи исследований: а) подтверждение наличия перспективных объектов (аномальных зон) в пределах поисковых площадей «Север», «Юг» и «Запад» частотно-резонансным методом обработки и интерпретации ДЗЗ; б) проведение в пределах подтвержденных аномальных зон наземных исследований методами СКИП и ВЭРЗ с целью детального изучения обнаруженных объектов и приближенной оценки потенциальных ресурсов нефти, газа, газоконденсата; в) выбор наиболее оптимального объекта в пределах трех поисковых площадей для заложения первой поисковой скважины; г) выбор оптимального участка заложения первой поисковой скважины в пределах первоочередного объекта для разбуривания.

В целом, по объему выполненных полевых измерений и детальности работ проведенные исследования в пределах кристаллического щита можно считать уникальными!

Результаты исследований. Обработка данных ДЗЗ. Практически в центральной части поисковой площади по результатам традиционной обработки данных ДЗЗ установлена крупная аномальная зона относительно повышенной температуры на поверхности Земли.

В дальнейшем, частотно-резонансным методом обработки и дешифрирования данных ДЗЗ на поисковой области обнаружена и закартирована крупная аномальная зона типа «залежи нефти, газа и газоконденсата» с относительно повышенными значениями пластового давления флюидов в коллекторах (рис. 1).

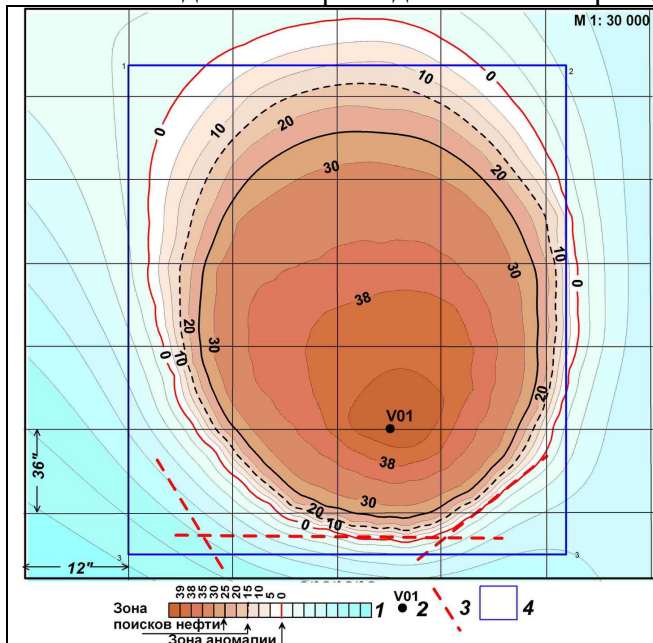


Рис. 1. Карта аномальных зон типа "нефтяная залежь" на участке «Север» (по результатам частотно-резонансной обработки и интерпретации данных ДЗЗ). 1 – шкала максимальных значений пластового давления, МПа; 2 – точка вертикального сканирования; 3 – тектонические нарушения; 4 – участок работ.

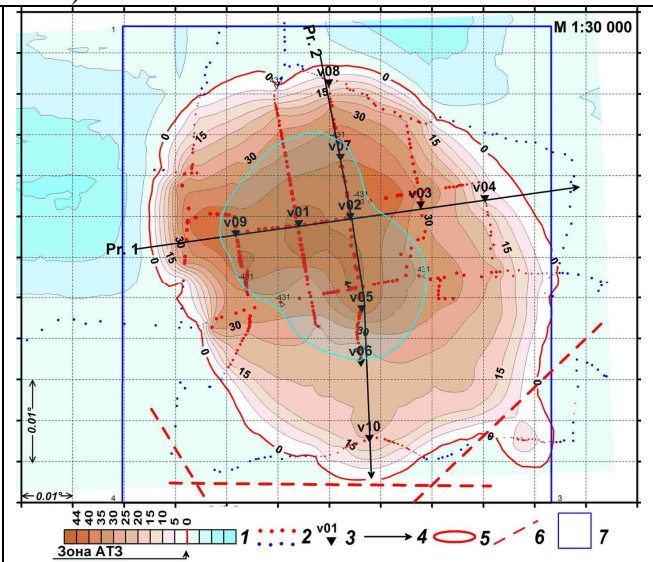


Рис. 2. Карта геоэлектрической аномальной зоны типа "залежи нефтегазоконденсата" на площади "Север" (по данным геоэлектрической съемки СКИП). 1 – шкала значений "пластового давления", МПа; 2 – точки геоэлектрической съемки СКИП (красные – положительные значения, синие – отрицательные); 3 – пункты ВЭРЗ; 4 – профили вертикальных разрезов; 5 – зона геоэлектрической аномалии; 6 – тектонические нарушения; 7 – контур площади.

Наземная съемка методом СКИП. Измерения методом СКИП проводились в автомобильном варианте. По результатам съемки закартирована геоэлектрическая аномальная зона площадью 24 км². Она зафиксирована как нефте- и газоконденсатная залежь. В центральной ее части выделена аномальная зона типа «свободный газ» площадью 6 км². Можно предположить, что последняя обусловлена «газовыми шапками» над пластами прогнозируемых залежей нефти и газоконденсата (рис. 2).

Вертикальное электрорезонансное зондирование. В пределах закартированной аномальной зоны выполнено зондирование ВЭРЗ в десяти пунктах. Положение пунктов ВЭРЗ показано на рис. 2. Результаты зондирования позволили:

Оценить глубины до кровли гранитных пород (фундамента), т.е. мощность осадочных пород – Н = 515-580 м. В этом интервале глубин определены только водоносные горизонты.

Определить в разрезе глубины залегания и мощности аномально-поляризованных пластов (АПП) типа «нефть, газ, газоконденсат, вода». В верхней части разреза в интервале глубин от 900 до 1300 м выделены четыре газоконденсатные пласты. В центральной части пласты имеют мощные газовые шапки, которые можно считать как газовая залежь.

В нижней части разреза в интервале глубин 1600-3100 м определено до восьми АПП типа «нефть». В центральной аномальной части пласты имеют «газовые шапки», которые можно считать как залежи свободного газа.

В интервале глубин 3100-3200 м установлена геоэлектрическая граница, обусловленная изменением частотно-резонансного отклика от состава пород. Она, вероятнее всего, может быть контактом кислых и основных пород интрузивного комплекса.

По результатам зондирования построена серия карт и два разреза. Корреляционный разрез, который пересекает аномалию в меридиональном направлении, показан на (рис. 3).

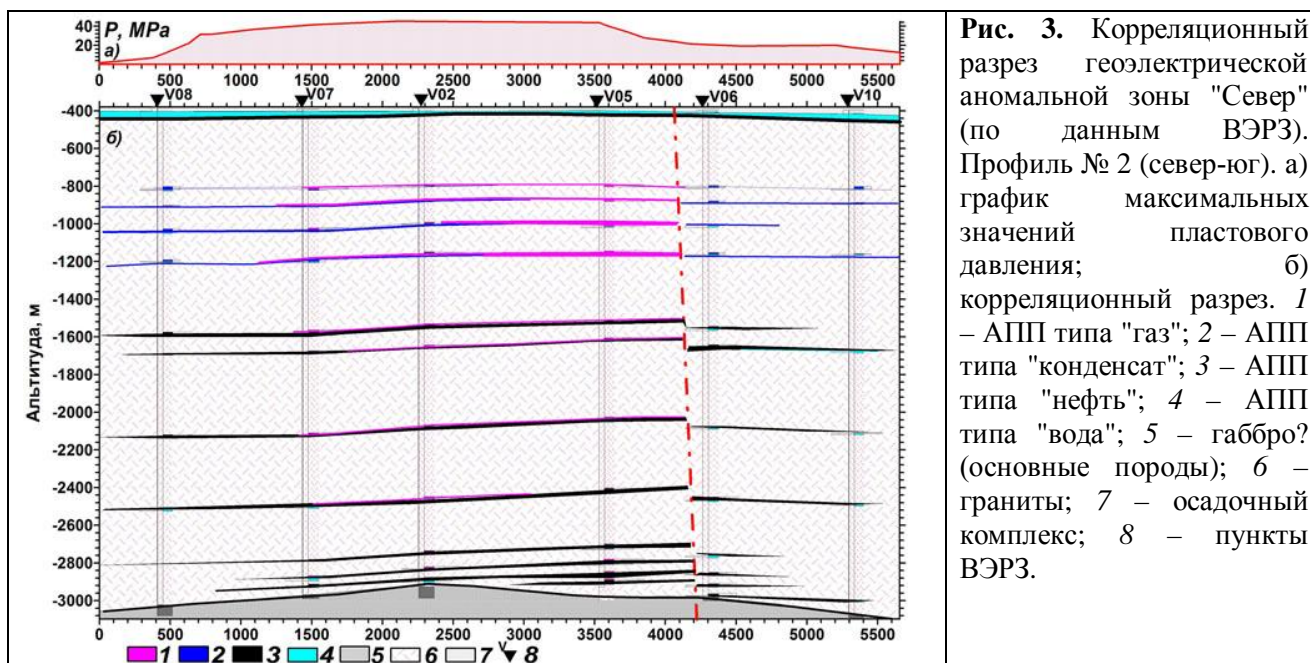


Рис. 3. Корреляционный разрез геоэлектрической аномальной зоны "Север" (по данным ВЭРЗ). Профиль № 2 (север-юг). а) график максимальных значений пластового давления; б) корреляционный разрез. 1 – АПП типа "газ"; 2 – АПП типа "конденсат"; 3 – АПП типа "нефть"; 4 – АПП типа "вода"; 5 – габбро? (основные породы); 6 – граниты; 7 – осадочный комплекс; 8 – пункты ВЭРЗ.

Рассчитанные по результатам зондирования общие объемы АПП типа «нефть», «газоконденсат» и «газ» позволяют приблизительно оценить суммарные ресурсы нефти, газоконденсата и газа в пределах поисковой площади. При их расчетах дополнительно использовались следующие значения расчетных параметров: а) коэффициент пористости – $K = 0.1$; б) средний коэффициент пластового давления – $P_r = 200.0$; в) температурный коэффициент – $G_t = 0.9$. В результате расчетов получены следующие оценки ресурсов: нефти – 133.6 млн. тонн, газоконденсата – 53.6 млн. тонн, газа – 7.509 млрд. м³.

Выводы. Проводить на площади «Север» дополнительные исследования с использованием традиционных геофизических методов (сейсмического, в первую очередь) нецелесообразно. Во-первых, методические и практические вопросы поисков и разведки скоплений УВ в кристаллических породах традиционными геофизическими методами не разработаны. Во-вторых, окончательный вердикт о промышленной нефтегазоносности выделенных объектов (получении или неполучении коммерческих притоков флюидов) **может дать только бурение**. В третьих, затраты на дополнительные геофизические (сейсмические) исследования сопоставимы с затратами на бурение поисковой скважины глубиной до 1500 м.

Литература

1. Ковалев Н.И., Гох В.А., Иващенко П.Н., Солдатова С.В. Опыт практического использования аппаратуры комплекса «Поиск» для обнаружения и оконтуривания углеводородных месторождений // Геоинформатика. 2010. № 4. С. 46-51.
2. Кринин В.А., Проскураков А.Л., Пьявко А.М., Червоний Н.П., Левашов С.П. Применение геоэлектрических методов СКИП-ВЭРЗ для поисков нефти и газа в районе Ванкорского месторождения // Нефтяное хозяйство. 2011. № 11. С. 18-21.
3. Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н., Дегтярь Р.В., Божежа Д.Н. Обнаружение и картирование геоэлектрическими методами зон повышенного газонасыщения на угольных шахтах // Геофизика, ЕАГО. 2006. № 2. С. 58-63.
4. Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н., Червоний Н.П. Экспресс-технология прямых поисков и разведки скоплений углеводородов геоэлектрическими методами: новые возможности ускорения геологоразведочного процесса на нефть и газ // Нефтяное хозяйство. 2008. № 2. С. 112-117.
5. Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н. Новые возможности оперативной оценки перспектив нефтегазоносности разведочных площадей, труднодоступных и удаленных территорий, лицензионных блоков // Геоинформатика. Киев, 2010. № 3. С. 22-43.
6. Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н. Оценка относительных значений пластового давления флюидов в коллекторах: результаты проведенных экспериментов и перспективы практического применения // Геоинформатика. Киев, 2011. № 2. С. 19-35.
7. Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н. Возможности мобильных геофизических технологий при поисках и разведке скоплений метана в угольных бассейнах и других нетрадиционных горючих // Геоинформатика. Киев, 2011. № 3. С. 5-25.

УДК 500.837.211:553.98

**КОМПЛЕКСИРОВАНИЕ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ С ЦЕЛЮ
ВЫЯВЛЕНИЯ ПЕРСПЕКТИВНЫХ УЧАСТКОВ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ В
ПРЕДЕЛАХ НЕПСКО-БОТУОБИНСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ**

К.А. Леушканова, И.С. Фельдман

ksun7777@mail.ru, mail@emgeo.ru

МГРИ-РГГРУ, Москва, Россия; ООО «ЕМГЕО», Москва, Россия

Gathering, analysis and re-interpretation of archival materials of electrical prospecting (TEM, MTS and MT), gravity-magnetic data, including data of aerogravity-magnetic and spectrometer prospecting of a scale 1 : 50 000 were made for the total area of 90 000 km² within Nepsko-Botyobinskaya antecline. Generalization of seismic common depth point method data was executed as well. Processing of the raw logging data (lateral LLD, acoustic ASL and gamma-ray GR) in 113 wells, stratigraphic subdivision and seismic boundaries linking, borehole sections construction along profiles, analysis and processing of test results with the integrated oil-and-gas parameters in two groups of productive horizons B and C (313 wells) obtaining were also carried out.

In the area there are more than 25 licensed sites of various oil-and-gas companies and 20 oil-and-gas fields, in most of which hydrocarbons are extracted.

As a result of obtained data re-interpretation, construction of consolidated maps of the geophysical parameters (such as the depth of the roof of the terrigenous Vendian (KV), the base of Vendian - the roof of the folded basement, the roof of the high resistance crystalline basement, maps of thickness of the terrigenous Vendian and conductivity of conductive Riphean formations, conductivity and resistivity of individual horizons, maps of anomalies of gravity and magnetic field and their derivatives as well as maps of various types of faults – grid 500 x 500 m) was made. A comprehensive interpretation of all the data with the purpose of oil-and-gas presence prediction in the studied area is performed. Both the traditional multifactor structural-facies approach and formalized estimates based on 50 different parameters with training on a variety of standards (groups of fields) were used for the problem solution.

В пределах Непско-Ботуобинской антеклизы на общей площади 90 000 км² проведен сбор, анализ и переинтерпретация архивных материалов электроразведочных работ ЗС, МТЗ и МТТ, гравимагнитных данных, включая данные аэрогравимагнитной и спектрометрической съемок масштаба 1:50000, и также обобщению результатов сейсморазведке МОГТ. Выполнена также обработка первичных данных каротажа БК, АК и ГК, (113 скв), стратиграфическая разбивка и привязка сейсмических границ, построение разрезов скважин по профилям, анализ и обработка результатов испытаний с получением интегральных нефтегазовых параметров по двум группам продуктивных горизонтов Б и В (313 скв).

На площади располагаются 20 нефтегазовых месторождений, на большей части которых производится добыча углеводородов, и более 25 лицензионных участков различных нефтегазовых компаний.

В ходе работы для территории исследуемого участка был выполнен сбор, анализ и переинтерпретация архивных материалов электроразведочных работ ЗС, МТЗ и МТТ, а также гравимагнитных данных, включая данные аэрогравимагнитной и спектрометрической съемок масштаба 1:50000. Кроме того, выполнена обработка первичных данных каротажа БК, АК и ГК, стратиграфическая разбивка и привязка сейсмических границ, построение разрезов скважин по профилям.

В результате переинтерпретации полученных данных построены сводные карты геофизических параметров: глубин кровли терригенного венда (КВ), подошвы венда – кровли складчатого основания (Ф), кровли высокоомного основания (Фкр), карты мощности терригенного венда и проводимости проводящих отложений рифея, проводимости и

сопротивления отдельных горизонтов, карты аномалий и их производных поля силы тяжести и магнитного поля, карты разломов различного типа.

Для всех структурных карт (глубин и мощностей) и фациальных карт (сопротивление, проводимость горизонтов), а также для гравитационного поля выполнено согласованное разложение на региональную и локальную составляющие с $R\phi=30$ км (окно 60 км). Для всех карт локальных составляющих по единой технологии выделены три группы объектов: линейные структуры (аномалии); изометричные структуры, как правило, локальные аномалии и кольцевые структуры (аномалии). Под последними для карт глубин понимаются кольцевые валообразные поднятия или кольцевые фигуры увеличения (уменьшения) мощности. В гравитационном поле им соответствуют наиболее яркие изометрические отрицательные аномалии. Размеры аномалий $\Delta g_{\text{Блок}}$ и кольцевых структур составляют по диаметру от 15 до 20 км. Они нарушают квазилинейную систему разломов, которые, как правило, сходятся к кольцевым структурам под некоторым углом и меняют свою ориентировку, обходя указанные кольцевые структуры.

На основе этих данных о линейных нарушениях составлены сводные карты разрывной тектоники осадочного чехла. Одна из них, построенная только на основе полученных нами результатов, отражает распределение глубинных разломов разных генераций. Главная составляющая этой карты протяженные линейные достаточно узкие высокоомные аномалии по всем уровням осадочного чехла. Их протяженность составляет сотни километров. Это глубинные зоны проницаемости, по которым в периоды активизации в осадочный чехол из глубоких горизонтов поступали флюидно-газовые эманации. При этом в приразломных зонах происходили катагенетические изменения, которые, как известно, существенно увеличивают сопротивление горных пород. Весьма показательно, что наиболее яркие и протяженные разломы северо-западного и юго-восточного направлений точно соответствуют полосам развития в осадочном чехле даек долеритов раннетриасового траппового комплекса. Таким образом, мы имеем здесь доказательство термического воздействия, а также, указания на возраст самих разломов.

Для основополагающих структурных и фациальных карт выполнено выделение структурообразующих элементов (объектов). Все выделенные объекты сведены вместе на т.н. карте структурно-фациального прогноза нефтегазоносности. Представленные поля параметров характеризуют строение различных горизонтов осадочного чехла и верхней части фундамента.

Полученные в ходе обработки данных каротажа результаты были использованы в качестве эталонов для прогноза нефтегазоносности.

Выделенные области вышеуказанных кольцевых аномалий практически повсеместно совпадают с контурами отдельных месторождений или их крупными частями. В ряде случаев наблюдается сочетание отдельных элементов кольцевых структур, возможно отражающие многократные акты их образования. Безусловная связь выделенных структур с нефтегазоносностью позволяет выделить данный фактор как «главный комплексный фактор нефтегазонакопления» рассматриваемой территории. Он характеризуется валообразными кольцевыми структурами, совпадающими с относительными высокоомными аномалиями. Именно здесь, как правило, концентрируются продуктивные скважины, т.е. находятся собственно ловушки.

Рассмотрено два алгоритма (системы) прогнозирования:

Неформализованный алгоритм, построенный на выделении по совокупности многих геофизических параметров т.н. кольцевых структур, сформированных в низах осадочного чехла и в прилегающем складчатом основании.

Для выделения структур необходимо использовать карты локальных составляющих геофизических карт различных параметров, так как в исходных картах подобные структуры выделить невозможно вследствие сильного влияния региональной составляющей.

Разделение карт на локальную и региональную составляющую производилось в программе Surfer Version 8 (Golden Software, 1993-2002) при помощи низкочастотного

фильтра Гаусса (Gaussian low-pass). Окно фильтрации выбиралось исходя из размера сетки. В данной работе при разделении локальной и региональной составляющих использовалось окно фильтрации с радиусом 30. На рис. 1 показан схематический пример разделения поля на локальную и региональную части.

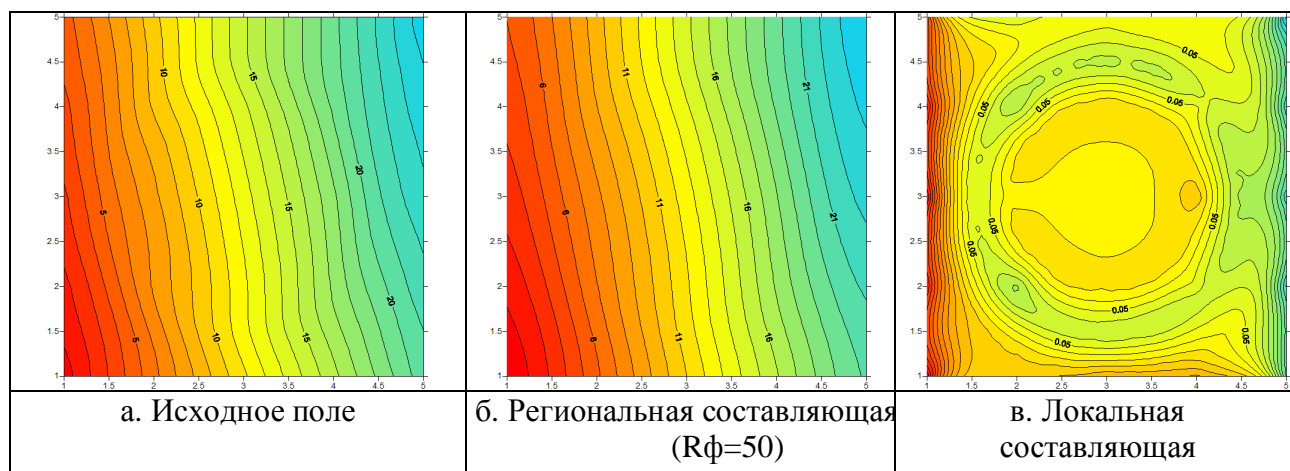


Рис.1. Пример выделения локальной составляющей поля (в) путем вычитания из исходного поля (а) региональной составляющей (б).

Формализованный алгоритм разработан в НПО «Аэрогеофизика». Он построен на обучении пространства признаков на нефтегазовых эталонах (контуры месторождений, сведения о дебитах скважин по продуктивным горизонтам). На завершающем этапе использовано 53 признака, включая параметры спектрометрической съемки и цифровых моделей местности. На первом этапе в качестве эталонов использовались контуры месторождений, на завершающем этапе – сведения о нефтегазоносности по 450 глубоким скважинам. Обучение и последующий прогноз выполнялись для пяти групп месторождений независимо. Контуры прогнозных участков выделялись по аномалиям максимума т.н. меры сходства с эталонами.

В ходе прогноза выделены следующие области:

Основные зоны нефтегазонакопления (кольцевые глубинные структуры активизации). С этими объектами мы связываем основные перспективы нефтегазоносности. Здесь мы прогнозируем высокую активность миграции углеводородов с одновременным формированием коллекторов в градиентных зонах повышенной напряженности (валообразные структуры), за счет вторичной пористости (трещиноватости).

Отдельные элементы внутри вышеуказанных основных зон нефтегазонакопления. Эти элементы существенно повышают емкость потенциальных коллекторов, однако, требуют более детального картирования для их поисков.

Неявно выраженные зоны нефтегазонакопления. Здесь также возможно обнаружение ловушек углеводородов. Однако более сложная структура этих объектов может быть связана с наложением активизаций различных этапов, что может привести к разрушению ранее сформировавшихся ловушек.

Ну и, наконец, последний элемент, выделяемый по совокупности признаков – это области наложения (пересечения) т. н. наиболее перспективных участков с прогнозных карт, а также участков структурных карт с ярко выраженными локальными поднятиями и высокоомными аномалиями различного типа.

УДК 550.831

**ГЛЯЦИОИЗОСТАЗИЯ - КАК ФАКТОР ФОРМИРОВАНИЯ ЗАЛЕЖЕЙ
УГЛЕВОДОРОДОВ**

А.М. Лобанов

lobannet@mail.ru

МГРИ-РГГРУ, Москва.

Abstract. Analyzing literary publication on the geodynamic of Fennoscandia due to periodic climate glaciations and the warming the author put forward the idea of glacioisostasy connection with the formation of the anticline structures around the peninsula. The gravity, isostasy and geoids anomalies, the dynamics of the movement of the earth surface and the deflection of vertical are due to the same source – the differentiation of the lithosphere density, then they must be studied together.

Key words. Fennoscandia, glacioisostasy, glaciodynamic, gravity anomalies, anticline structures

При изучении строения Земли в целом, и при решении прикладных задач, в частности, при поисках залежей углеводородов (УВ), необходимо рассматривать Землю как часть солнечной системы, принимая во внимание космогенные и астрономические факторы ее возникновения и развития. Доминирующая ранее теория органического происхождения УВ уступает место абиогенной и полигенной теориям. Концепцию гидридного ядра Земли и его роль в образовании залежей нефти и газа поддерживают многие геологи и геофизики, что было продемонстрировано на Кудрявцевских чтениях по глубинному происхождению нефти, организованной ЦГЭ в 2012 году [1,4,5].

Периодические похолодания и потепления климата Земли, оледенения и таяния ледников в высоких широтах планеты имеют астрономическую причину. В работе Мельникова В.П. и Смутьского И.И. [2] показано, что основные циклы оледенения связаны с прецессией оси вращения Земли. Хотя изменение угла прецессии незначительно, в северных широтах степень инсоляции варьирует в более значительных пределах. Так, при уменьшении угла прецессии земной оси всего на 1,5 градуса, на широте 65 градусов, инсоляция становится такой же как на широте 70-75 градусов, что и является одной из основных причин оледенения в высоких широтах. Вследствие понижения температуры образуются многолетние ледяные покровы континентальных частей. Мощность ледяных покровов вероятно достигала 2 – 3 км, по крайней мере, такие мощности льда в настоящее время существуют в Гренландии и Антарктиде. Увеличение весовой нагрузки на земную кору сопровождается ее продавливанием, при таянии – поднятием. Таким образом, северные территории Земли испытывают периодические вертикальные колебания вследствие периодических гравитационных гляциальных нагрузок, колебания, которые можно назвать гляциогеодинамическими. Примером гляциогеодинамических колебаний является Фенноскандия, центральная часть которой, интенсивно поднимается со скоростью до 10 мм в год. Неравномерная скорость эпейрогенического движения Фенноскандии говорит также о ее неоднородном строении. Отрицательная аномалия Буге центральной части Фенноскандии свидетельствует о дефекте масс и о ее изостатической недокомпенсированности (рис. 1).

Высокая степень геодинамики, повышенная сейсмичность, а также тепловая аномалия Фенноскандии позволяет обосновать гипотезу о ее вулканическом происхождении с кальдерой в Ботническом заливе.

Вокруг участков земной коры, подверженных вертикальным гляциодинамическим переменным нагрузкам образуются системы антиклинально-синклиналных структур, благоприятных для аккумуляции углеводородов. Огромное количество залежей УВ в настоящее время открыто по периферии Фенноскандии.

Периодические вертикальные движения блоков горных пород создают в окружающих породах переменные деформации – сжатия и растяжения, в связи с чем, возникают переменные давления в порах, что облегчает дегазацию водорода и позволяет рассматривать этот процесс как естественный глубинный насос флюидов литосферы. Фенноскандия – это

лишь наиболее изученный и типичный блок земной коры, подверженный гляциогеодинамическим деформациям. Аналогичные блоки существуют по всей северной части России. Так, по данным, представленным в работе Никонова А.А. [3], гляциогеодинамическими участками являются о. Новая Земля, п-ов Таймыр, Новосибирские о-ва и Чукотка. Восстановление и расширение сети мониторинговых высотных измерений, а также проведение дополнительных измерений пассивными, экологически чистыми геофизическими методами (магнитные, гравиинерциальные, магнито-теллурические, микросейсмическое зондирование и др.), позволит выявить и оконтурить участки Севера РФ, перспективные на залежи УВ и снизить в будущем затраты на проведение дорогостоящих сейсмических и буровых работ. К сожалению, высотные измерения северного побережья РФ прекращены после распада СССР и изложенная в настоящем сообщении идея не находится в центре внимания МПР.

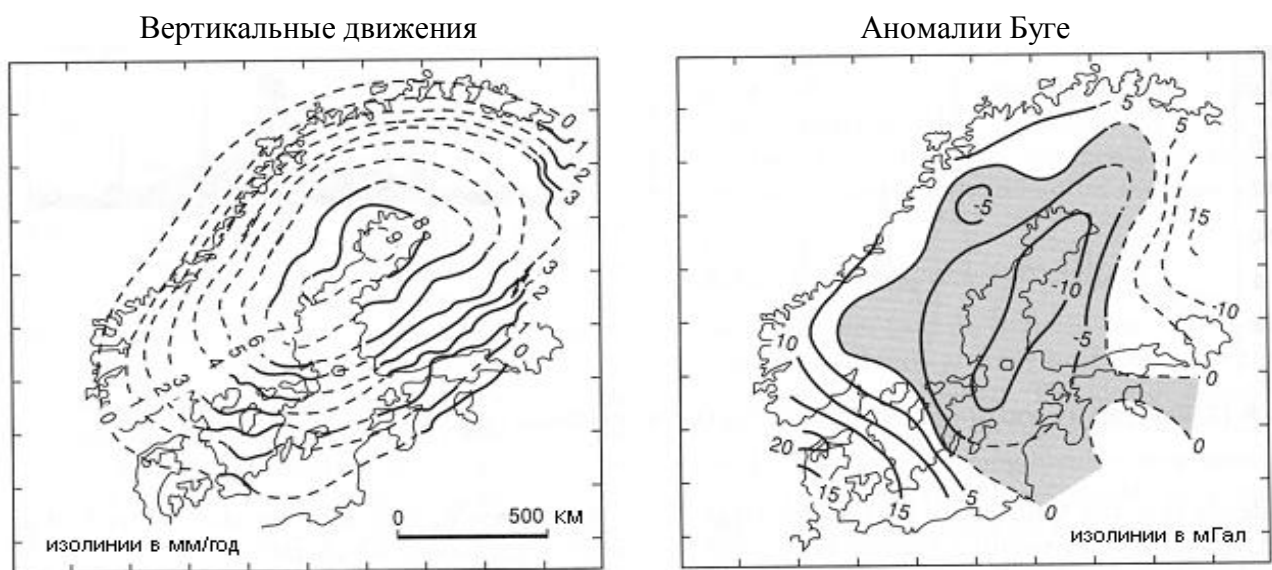


Рис. 1. Вертикальные движения Фенноскандии

В заключении можно сделать следующие выводы:

- гляциогеодинамические вертикальные движения блоков литосферы являются благоприятным фактором образования волнообразных складок в верхней части земной коры по периферии этих блоков, перспективных на наличие залежей углеводородов;
- периодические вертикальные движения таких блоков способствуют поступлению углеводородных флюидов глубинного происхождения и формированию залежей УВ.
- аномалии силы тяжести, изостазии, геоида, гипсометрические вариации земной поверхности и уклонения отвеса имеют единую физическую основу – дифференциацию пород литосферы по плотности, поэтому необходим их совместный анализ при изучении геологического строения приполярных территорий Земли.

Литература.

1. Ларин В.Н. Наша Земля. М., Агар, 2005, 242с.
2. Мельников В.П., Смольский И.И. 2009. Астрономическая теория ледниковых периодов: Новые приближения. Решенные и нерешенные проблемы.- Новосибирск; Академическое изд-во «ГЕО», 192 с.
3. Никонов А.А. Современные движения земной коры. Москва, КомКнига, 2006, 2007.
4. 1-я Всероссийская конференция по глубинной нефти. Кудрявцевские чтения. <http://jurnal.deepoil.ru/>.
5. Валяев Б.М. Углеводородная дегазация Земли, геотектоника и происхождение нефти и газа. В кн. Дегазация Земли и генезис нефтегазовых месторождений. М. Геос, 2011, с 10-32.

УДК 550.831

**ПУТИ ПОВЫШЕНИЯ ЭФФЕКТИВНОСТИ ГРАВИМЕТРИЧЕСКОГО КОНТРОЛЯ
РАЗРАБОТКИ НЕФТЕГАЗОВЫХ ЗАЛЕЖЕЙ**

А.М. Лобанов

E-mail: lobannet@mail.ru

МГРИ-РГГРУ, Москва.

Abstract. The author evaluates the gravimetric monitoring work on the field Zapoliarnoye. The problem is complex, the results are not quit certain. In order to improve the results the author proposes to increase the number of measures outside the field contour and to apply the method of randomization interferences.

Вопросам мониторинга разработки нефтегазовых залежей (НГЗ) гравиметрическим методом с учетом использования современных средств измерения силы тяжести и спутниковой геодезии посвящено не так много публикаций [1,2,5]. В СССР гравиметрический метод успешно применялся при контроле состояния подземных хранилищ газа (ПХГ) и при разработке газоконденсатных залежей. В последние годы использование гравиметрического метода демонстрируют зарубежные геофизики [5]. Наиболее обстоятельно практические и теоретические стороны таких исследований в России описаны в работе [1], изданной по результатам многолетних гравиметрических работ специалистами ООО «Газпром добыча Ямбург». Авторами этой работы показана сложность и неоднозначность поставленной задачи, но также и эффективность гравиметрического метода контроля на примере разработки Заполярного нефтегазоконденсатного месторождения. Одновременно обнаруживаются и недостатки проведенных исследований к которым следует отнести:

- недостаточно высокую плотность сети наблюдений. Всего проведено измерений на 200 пунктах, охватывающих общую площадь месторождения почти в 1500 кв.км. Например, на месторождении Proudhoе Bay, площадью 150 кв.км. выполнены измерения на 300 пунктах, т.е. 2 пункта на 1 кв.км. У нас – 1 пункт на 5-7 кв.км. и очень мало пунктов (только 3), расположено в законтурной части месторождения, мониторинг ведется практически от одного пункта, который находится в зоне месторождения и значения поля силы тяжести на этом опорном пункте зависят от меняющихся условий и соотношения объемов извлеченного газа и замещающей его воды в этой части месторождения.
- низкая производительность исследований, требующая многократных циклов измерений для стабилизации отсчетов гравиметров, т.е. применялся только статический режим работы гравиметров, а испытания приборов в динамическом режиме работы даже не оценивалось. Под динамическим режимом испытания гравиметров понимается проведения многократных измерений на одном пункте в течении 1 – 3 минут с интервалом 5 – 10 минут во время которого имитируется перенос гравиметра по профилю при производственных работах.

Отмеченные недостатки не умаляют значимость анализируемой работы, наоборот, они ставят и обосновывают новые задачи и направления в усовершенствовании методики, производительности и эффективности гравиметрического метода при мониторинговых исследованиях залежей УВ.

В частности, в результате анализа результатов проведенных исследований авторами [1], возникают следующие актуальные вопросы:

- как происходит замещение отобранного газа водой в пласте, откуда приходит вода: из нижележащих пород или из боковых латеральных частей залежи?
- руководствуясь современной концепцией дегазации Земли, можно ли оконтурить участки месторождения по которым осуществляется приток УВ из недр Земли?
- как повысить производительность работ, не снижая достоверности результатов?

Возможным вариантам решения этих вопросов посвящено настоящее сообщение. При этом необходимо отметить, что адекватных моделей процессов, происходящих в

нефтегазовом пласте обосновать не просто, так как характер процесса замещения отобранного газа более плотными флюидами (водой) зависит от пористости, которая меняется от 10 до 30 %, от проницаемости, которая в результате движения газа меняется, от микросейсмических помех, от довольно слабых гравитационных эффектов, соизмеримых с погрешностью гравиметрических измерений и других причин.

Принято считать, что гравитационный эффект (аномалия силы тяжести) возникает при замещении газа в коллекторе более плотной водой. При этом процессе следует ожидать увеличение силы тяжести над месторождением. Однако, накопленные результаты изменения силы тяжести, представленные на рис. 6.4 [1] показывают отрицательный тренд изменения силы тяжести в течении 2,5 лет наблюдений. Объяснить такой парадокс можно следующими причинами:

- первая: в результате отбора газа, давление в коллекторе остается достаточно высоким, не позволяющее жидкой фракции флюида заполнить объем отобранного газа;
- вторая: отбор газа происходит не только из пласта, но и из более глубоких частей геологического разреза, подпитывающего месторождение. Незначительный отрицательный гравитационный эффект и большой разброс накопленных значений силы тяжести на точках наблюдения может быть вызван гравиинерциальными помехами, сопровождающими дегазацию недр и работающими скважинами.

Ответ на эти вопросы могут дать повторные профильные гравиметрические измерения, покрывающие не только само месторождение и участки кустовой добычи, но и выходящие в значительной степени (на расстояние 10 – 15 км) в законтурную часть месторождения.

Проведение высокоточных гравиметрических съемок отличается от съемок в средних и южных широтах. Основную трудность представляют плотностные неоднородности верхней части разреза (повторно-жильные льды, талики, булгуны и др.), создающие помехи с малым радиусом корреляции, но большой интенсивности до десятых долей мГал [4]. Группирование измерений по 5 – 9 на каждом пункте в радиусе 10 – 15 м поможет сгладить помехи. Другим источником помех при работе в условиях Ямальской тундры, являются частые ветры, генерирующие микросейсмические помехи, к которым очень чувствительны гравиметры марки Scintrex, так как в этих приборах чувствительным элементом являются вертикальные пружинные весы. Менее чувствительны к микросейсмическим помехам гравиметры с чувствительной системой в виде горизонтального маятника (ГНУ-КВ, La Cost & Romberg, Worden).

Обнаружение, разделение и ослабление низкочастотных помех (природного, техногенного или аппаратного происхождения) и повышение производительности гравиметрических работ возможно применением методики рандомизации помех (или аномалий [3]), а также одновременной с измерениями регистрацией гравиинерциальных колебаний поверхности земли. Рандомизация наблюдений позволяет преобразовать низкочастотные помехи в высокочастотные, которые не коррелируются с изучаемыми аномалиями и которые легко ослабить. Регистрация гравиинерциальных колебаний позволит вычистить эту составляющую из результатов измерений в рейсе.

Литература.

1. Андреев О.П., Кобылкин Д.Н. Ахмедсафин С.К. и др. Гравиметрический контроль разработки газовых и газоконденсатных месторождений. Состояние, проблемы, перспективы. – М.: ООО «издательский дом Недра», 2012. – 374 с.; ил.
2. Лоджевский М.И., Михайлов И.Н., Розенберг В.Н., Чертовских К.А. Гравиметрический контроль при разработке месторождений углеводородов и эксплуатации ПХГ //Разведка и охрана недр. - №2. –М.: Недра, 2002. – С. 17-23.
3. Лобанов А.М. Рандомизация, как способ уменьшения корреляционных связей помех и аномалий. Геофизика, №1, 2012.
4. Лобанов А.М. Влияние поверхностных геологических неоднородностей на изменение гравитационных и магнитных полей. В кн. Резведочная геофизика. Вып 64, М., Недра, 1974г.
5. Hare J.L., Ferguson J.F., Brady J.L. 4D microgravity method for waterflood surveillance: Part 4. – Modeling and interpretation of early epoch 4D gravity survey at Prudhoe Bay, Alaska// Ibed., 2008.

УДК 553.98:553.041:552.578:550.8.05

НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ НИЖНЕЮРСКОГО НГК НЮРОЛЬСКОЙ МЕГАВПАДИНЫ (ПО ДАННЫМ ПАЛЕОТЕМПЕРАТУРНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ)

Г.А. Лобова, А.В. Власова

lobovaga@tpu.ru, avv11@tpu.ru

Национальный исследовательский Томский политехнический университет, Томск, Россия

Paleotemperature modeling methods have reconstructed thermal history to our deposits of Nyurolskaya megadepression and its framing structures. For the Lower Jurassic oil and gas complex (layers J₁₆ and J₁₅) maps of the distribution of the relative density of primary resources accumulated to our oils achieved zoning tank, suggested priority areas searches.

Введение. Нефтепромыслы в Нюрольско-Колтогорском нефтегазоносном районе разрабатывают в основном верхнеюрский нефтегазоносный комплекс (НГК), фонд структур в котором к настоящему времени практически исчерпан [1]. Высокая плотность сейсморазведочных работ не позволяет надеяться на открытие новых залежей в антиклинальных структурах, а, следовательно, и на существенное расширение разведочной и промысловой базы в этом НГК.

Поэтому важным направлением геологоразведочных работ являются поиск и разведка залежей углеводородов (УВ) в сложнопостроенных ловушках, в частности, приуроченных к нижнеюрскому НГК.

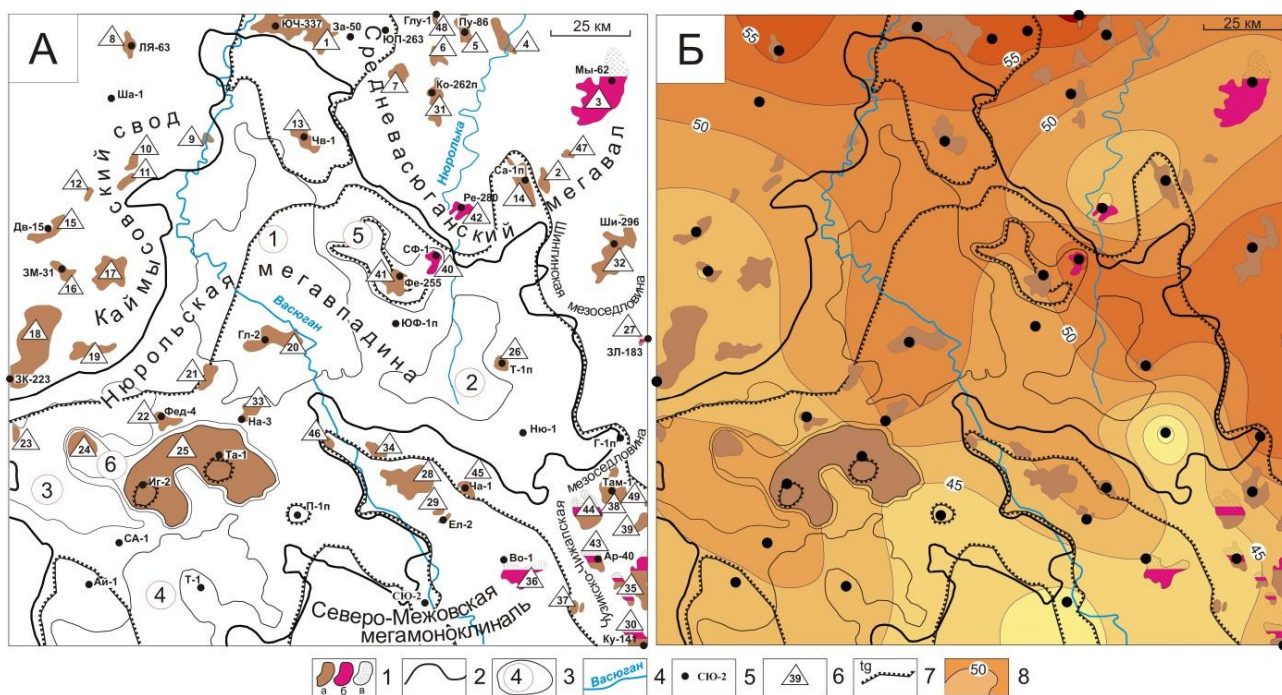


Рис. 1. Схематические карты нефтегазоносности (А) и распределения значений плотности теплового потока из основания (Б) Нюрольской мегавпадины. 1 – месторождения: а – нефтяное, б – конденсатное, в – газовое; 2 – граница Нюрольской мегавпадины; 3 – структура III порядка и ее номер; 4 – речная сеть; 5 – исследуемая скважина и ее условный индекс; 6 – условный номер месторождения; 7 – граница зоны распространения тогурской свиты; 8 – изолинии значений расчетной плотности теплового потока из основания осадочного чехла, мВт/м². Структуры III порядка: 1 – Кулан-Игайская впадина, 2 – Тамрадская впадина, 3 – Осевой прогиб, 4 – Тамянский прогиб; 5 – Фестивальный вал, 6 – Игольско-Таловое куполовидное поднятие

В настоящей работе на основе реконструкции геотемпературного режима нижнеюрской материнской тогурской свиты выполнено картирование очагов интенсивной генерации нефти и проведено районирование территории исследования по плотности прогнозных ресурсов для нижнеюрских пластов Ю₁₅ и Ю₁₆.

Методика исследований. Для восстановления термической истории отложений тогурской свиты была применена компьютерная технология палеотемпературного моделирования [2].

Схема расчета палеотемператур состоит из решения обратной и прямых задач геотермии в условиях седиментации. Для палеотемпературного моделирования выбраны 23- и представительные скважины, расположенные в зоне распространения тогурских отложений (рис.1 А).

Решением обратной задачи геотермии определена плотность теплового потока из основания (рис. 1 Б). Далее, решением прямой задачи геотермии восстанавливается термическая история тогурских отложений для ключевых моментов геологического времени.

В качестве исходных данных использованы пластовые температуры, полученные при испытании скважин, и палеотемпературы, пересчитанные по отражательной способности витринита (ОСВ) – R_{vt}^0 .

Рассчитанные палеотемпературы в отложениях тогурской свиты (гумусовое РОВ) в заданные моменты геологического времени и температурная градиация зон катагенеза интенсивной генерации и эмиграции УВ [3] позволяют прогнозировать вхождение материнских пород в главную зону нефтеобразования (ГЗН) и начало интенсивной генерации тогурских нефтей – с 95 °С (МК₁²).

Для районирования территории по степени перспективности нижнеюрского НГК рассчитан условный интегральный показатель относительной плотности генерированных тогурских нефтей R по формуле [4]:

$$R = \sum_{i=1}^{20} (U_i t_i \cdot 10^{-2}),$$

где U_i – расчётная температуры очага генерации нефти, °С; t_i – время действия очага, млн. лет; количество временных интервалов $i=1, \dots, 20$ определено числом свит по этапам их формирования.

Путем интерполяции значений R построена схематическая карта распределения относительной плотности ресурсов генерированных тогурских нефтей.

Учитывая площадное распространение пластов Ю₁₆ и Ю₁₅, построены схемы районирования пластов по относительной плотности ресурсов первично-аккумуляированных тогурских нефтей (рис. 2).

Результаты исследований. Границы пласта Ю₁₆ практически не выходят за пределы зоны распространения тогурской свиты (рис. 2 А). Месторождения Северо-Фестивальное с залежью газоконденсата и Майское с нефтяной залежью в этом пласте, локализируются в районах с высоким значением интегрального показателя R .

Ореол распространения пласта Ю₁₅ выходит за границы тогурских отложений в пределах Лавровского мезовыступа, небольшого участка в северной части Чузикско-Чижапской мезоседловины и вдоль восточного и западного бортов северного вреза мегавпадины (рис. 2 Б). Основная часть нефтяных залежей тяготеет к северному склону Лавровского мезовыступа. Здесь локализуется Майское месторождение. Среднемайское месторождение находится на стыке района с самым высоким значением R и самым низким, в зоне отсутствия тогурской нефтематеринской свиты. Формирование залежи нефти в пласте Ю₁₅ на Южно-Майском месторождении происходит, вероятно, за счет латеральной миграции УВ из зоны распространения нефтематеринской свиты. В районе с достаточно низким значением R расположены газоконденсатнефтяные Арчинское и Урманское месторождения.

На схемах районирования пластов Ю₁₆ и Ю₁₅ нижнеюрского НГК Нюрольской мегавпадины по плотности ресурсов первично-аккумуляированных тогурских нефтей, видно, что наиболее перспективные территории прогнозируются в центральной части Нюрольской мегавпадины, выделяются на северном борту Тамрадской впадины и далее, на север, в восточной части северного вреза Нюрольской мегавпадины.

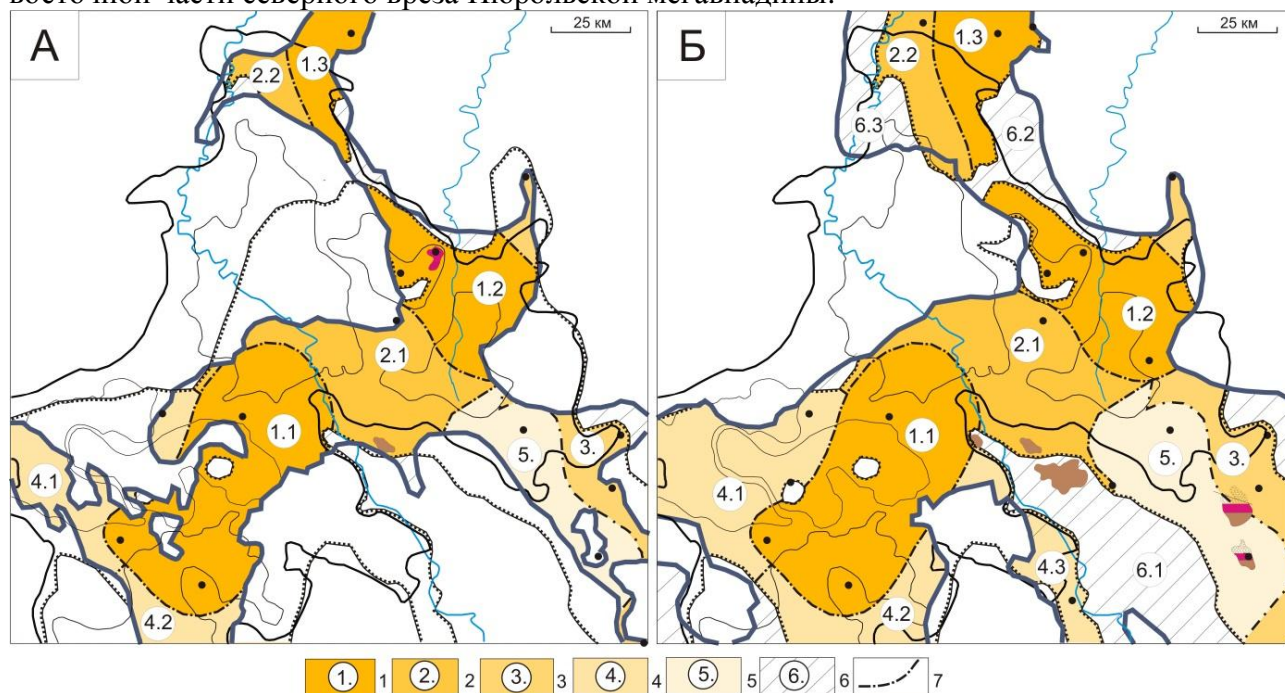


Рис. 3. Схемы районирования пластов Ю₁₆ (А) и Ю₁₅ (Б) нижнеюрского НГК Нюрольской мегавпадины по относительной плотности ресурсов первично-аккумуляированных тогурских нефтей. 1–6 – районы (номер ранжирования; диапазон значений плотности ресурсов, усл. ед.): 1. – 110...130, 2. – 90...110, 3. – 70...110, 4. – 50...110, 5. – 40...90, 6. – менее 40; 7 – границы районов. Показаны месторождения: Майское, Северо-Фестивальное с залежами в Ю₁₆ (А) и Южно-Майское, Майское, Арчинское, Урманское, Среднемайское с залежами в Ю₁₅ (Б). Остальные условные обозначения те же, что на рис.1

Закключение. Совпадение зон максимальных расчетных значений относительной плотности ресурсов первично-аккумуляированных тогурских нефтей для обоих пластов значительно увеличивает перспективность этих земель и геолого-экономический интерес к ним. Такие участки можно рекомендовать как первоочередные при постановке поисков углеводородов в нижнеюрском НГК.

Список литературы

1. Конторович В.А. Тектоника и нефтегазоносность мезозойско-кайнозойских отложений юго-восточных районов Западной Сибири. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2002. – 253 с.
2. Исаев В.И. Интерпретация данных гравиметрии и геотермии при прогнозировании и поисках нефти и газа: учебное пособие для вузов. – Томск: изд-во ТПУ, 2010. – 172 с.
3. Фомин А.Н. Катагенез органического вещества и нефтегазоносность мезозойских и палеозойских отложений Западно-Сибирского мегабассейна. – Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2011. – 331 с.
4. Лобова Г.А., Власова А.В. Реконструкции геотермического режима материнской тогурской свиты и обоснование районов аккумуляции нефти в нижнеюрском и палеозойском комплексах Нюрольской мегавпадины // Нефтегазовая геология. Теория и практика. – 2013. – Т.8. – №2. – http://www.ngtp.ru/rub/6/15_2013.pdf

УДК 550.83

**ВОЗМОЖНОСТИ ПЛОЩАДНОЙ ДЕТАЛЬНОЙ ВЫСОКОТОЧНОЙ ГРАВИМЕТРИИ
ПРИ ИЗУЧЕНИИ ЛЕДНИКОВЫХ И АЛЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ
(КАЛУЖСКАЯ ОБЛАСТЬ)**

И.В. Лыгин, А.А. Булычев, Т.Б. Соколова, Д.А. Гилод, А.А. Фадеев

*ivanlygin@mail.ru, aabul@geophys.geol.msu.ru, tb-sokolova@yandex.ru, gilod_dolores@mail.ru,
allexfadeev@mail.ru*

Геологический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

Annotation: The example of the high-precision gravity survey at Kaluzhsko-Belskaja structural zone (SW part of Moscow syncline) demonstrates the ability of a reliable allocation of the low-amplitude (50-60 μ Gal) local gravity anomalies caused by the heterogeneity of the upper-sedimentary part of the geological structure. Comparison and integrated local gravity and seismic velocity profiles (refracted waves method) interpretation are realized. The direction of further researches of opportunities of high-precision gravitation measurements is planned when studying a structure of the top part of a geological section in the conditions of development of subhorizontal structures of a sedimentary cover.

1. Основные особенности геологического строения и задачи детальной гравиметрии.

В работе рассмотрены результаты высокоточных гравиметрических работ, выполненных в процессе проведения студенческих геофизических практик на учебно-научном полигоне МГУ (дер. Александровка, Калужская область).

Район работ находится в пределах Калужско-Бельской геолого-структурной зоны (юго-западная часть Московской синеклизы), в строении которой принимают участие три основных структурных комплекса: кристаллический фундамент, нижняя и верхняя часть осадочного чехла [Петров, 2003]. Мощность четвертичных отложений в среднем составляет 15-20 м, при этом на некоторых территориях часть разреза, интенсивно переработанная ледниками, может составлять около 200 м. Для уточнения геологического строения четвертичных отложений пробурено порядка 30 картировочных скважин, сосредоточенных на опорных профилях. Именно неоднородности геологического строения верхних частей осадочных ледниковых и аллювиальных отложений могут являться объектом детальных геофизических и, в том числе, гравиметрических работ.

На протяжении более 20 лет в районе полигона выполняется комплекс геофизических профильных и площадных работ (в первую очередь, электроразведочных), носящий, в основном, методический характер. Несмотря на значительный объем исследований, единой концепции геологического строения верхних частей разреза и унифицированного подхода к интерпретации геофизических материалов не сформировано. Главной причиной этого, по мнению авторов, является нарушение стадийности работ, и в первую очередь, отсутствие детальных площадных гравиметрических и магнитометрических съемок, без которых не могло сложиться правильного понимания структур верхней части разреза и их вещественного состава. Систематические площадные гравиметрические работы стали выполняться только в последние два года.

2. Комплекс использованных малоглубинных геофизических методов и их параметры.

Сейсморазведкой МПВ выполнена серия профилей (детальность от 2,5 м, глубинность до 60-80 м), частично совпадающих с линиями картировочного бурения (рис. 1) [Ермаков А.П., 2013].

Электроразведочные работы, направленные на изучение верхней части разреза, сконцентрированы на небольших площадках или детальных профилях, расположение которых позволяет решать, в первую очередь, методические задачи и демонстрировать эффективность метода. Глубинность исследований 10-15 метров [Бобачев А.А. и др., 2009].

Магниторазведка выполнена в двух модификациях: высокоточные ($\pm 5-10$ нТл) измерения по «региональным», пересекающим всю площадь, профилям и специализированные микросъемки на отдельных участках. Плановых площадных

наблюдений пока не проводилось. Их выполнение сопряжено с рядом трудностей, связанных с существенной техногенной нагрузкой – площадь исследования приходится на линию фронта ВОВ, дер. Александровка электрифицирована, выявление малоамплитудных магнитных эффектов от слабомагнитного разреза в этой ситуации требует использования специальных методик.

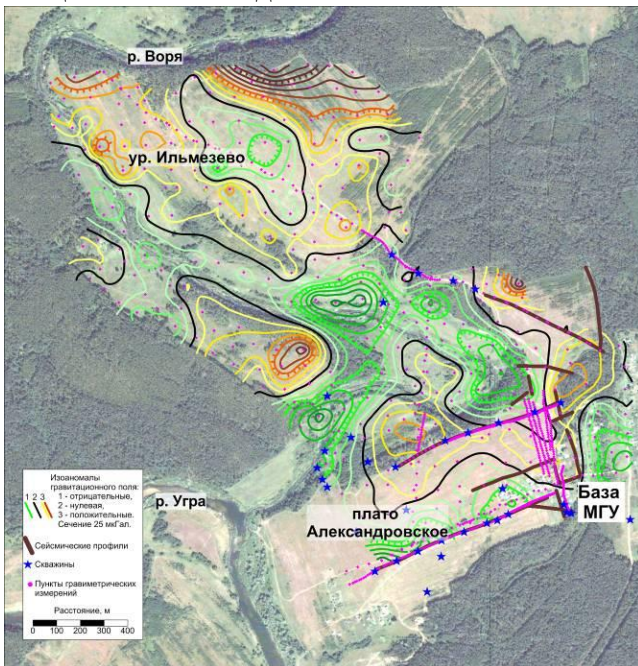


Рис. 1. Изолинии локальных аномалий поля силы тяжести в редукции Буге ($\sigma=2.00 \text{ г/см}^3$) на фоне космоснимка.

легко устраняется. Поле остаточных аномалий силы тяжести в целом имеет ярко выраженный, структурный характер (рис. 2Б). Он определяется серией небольших по размерам (первые сотни метров в поперечнике) аномалий, амплитуды которых меняются в пределах 50-80 мкГал, в редких случаях превышая 200 мкГал. Протяженный линейный минимум поля силы тяжести протягивается вдоль современного русла реки Воря. Наиболее яркие локальные максимумы располагаются в пределах выположенных относительно поднятий и могут отвечать участкам более плотных (соответственно, более прочных) либо карбонатно-глинистых отложений каменноугольного возраста, либо моренных образований.

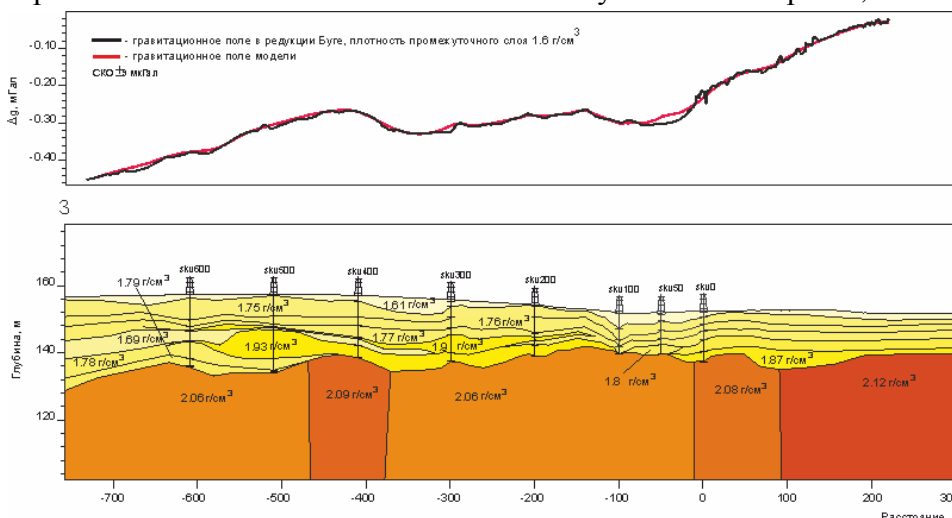


Рис. 2.

Плотностная модель верхней части осадочного чехла.

Гравитирующие комплексы: карбонатно-глинистый ($2.06 - 2.12 \text{ г/см}^3$); суглинок с щебнем ($1.90 - 1.93 \text{ г/см}^3$); флювиогляциальный и почвенный ($1.61 - 1.87 \text{ г/см}^3$).

3. Комплексная интерпретация сейсмического и гравиметрического методов. На рис. 2 показан плотностной разрез по профилю, пересекающему южную часть Александровского плато. Подбор выполнен с учетом данных бурения (расположение скважин показано) и

41-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского, 2014 г.

сейсморазведки (МПВ) [Потик и др. 2011]. Из рисунка следует, что относительно региональная часть аномалий поля силы тяжести обусловлена структурой поверхности карбонатно-глинистой толщи. Целевые объекты детальной высокоточной гравиметрической съемки (размеры 50-100м, амплитуды 0,05 – 0,1 мГал) представлены локальными неоднородностями флювиогляциальных и аллювиальных отложений, для которых характерны небольшие размеры и контраст плотностей в пределах $\pm 0,05 - 0,10 \text{ г/см}^3$.

4. Перспективы исследований:

- продолжение площадной гравиметрической съемки по квазирегулярной сети с уменьшением шага наблюдений до 25-50 метров;
- постановка специализированных геодезических работ для трехмерного учета гравитационного эффекта рельефа;
- выполнение сомасштабных гравиметрии высокоточных магнитометрических съемок;
- изучение физических свойств (в первую очередь – плотности);
- целенаправленное изучение четвертичных отложений, локальные объекты которых контрастно проявляются в потенциальных полях, прямыми геологическими методами (бурение) и комплексными геофизическими профилями;
- совместный анализ и интерпретация комплекса всех использованных геолого-геофизических методов.

5. Выводы. Детальные (1:10 000 и крупнее) высокоточные гравиметрические съемки в районах развития мощного осадочного чехла в комплексе с малоглубинными геофизическими методами могут существенно повысить информативность общего комплекса геолого-геофизических работ при изучении неоднородностей строения верхней части разреза. На изучаемой площади это, в частности, решение задач геологического и инженерно-геологического картирования флювиогляциальных и аллювиальных отложений.

Список литературы:

Бобачев А.А., Ерохин С.А., Кужелев Р.П., Модин И.Н. Строение покровных отложений Александровского плато по результатам геофизических исследований // в кн. Природа и история Погорья. Вып. 5. – Калуга: Издательство научной литературы Н.Ф. Бочкаревой, 2009. – 276 с. ISBN 978-5-89552-302-5

Ермаков А.П. Изучение пространственных скоростных характеристик в районе Александровской учебной геофизической практики (1 этап) // Научная конференция ЛОМОНОСОВСКИЕ ЧТЕНИЯ, МГУ, апрель 2013 года, секция Геологии. URL: http://geo.web.ru/pubd//2013/09/18/0001187172/pdf/ermakov_2013.pdf

Лыгин И.В., Булычев А.А., Соколова Т.Б., Гилод Д.А., Фадеев А.А. Результаты гравиметрических исследований на геофизическом полигоне в Калужской области // Вестник МГУ. Серия 4. Геология. В печати.

Петров В.Г. Геологическое строение и полезные ископаемые Калужской области // Калуга: ИД «Эйдос», 2003.

Потик Д.А., Дакалова И.С., Фадеев А.А. Плотностное моделирование верхней части разреза по результатам детальных высокоточных работ на Александровском плато Калужской области // Материалы Международного молодежного научного форума «ЛОМОНОСОВ-2011» / Отв. ред. А.И. Андреев, А.В. Андриянов, Е.А. Антипов, М.В. Чистякова. [Электронный ресурс] — М.: МАКС Пресс, 2011. ISBN 978-5-317-03634-8

УДК 550.83

**ВОЗМОЖНОСТИ ВЫСОКОТОЧНОЙ ГРАВИМЕТРИИ ПРИ ИЗУЧЕНИИ
ПОДСОЛЕВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НА ПРИМЕРЕ ЮЖНОГО ПОВОЛЖЬЯ**

И.В. Лыгин, А.И. Серегин, Т.Б. Соколова

ivanlygin@mail.ru; dronseregin@mail.ru

Геологический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

Annotation:

Gravity survey of 1:100 000 scale is analyzed during the complex geophysical study of the salt layer structure in Southern Volga region. Joint analysis of vintage and modern surveys proves high representativeness and informative value of high precision gravity surveys.

Площадная высокоточная гравиметрическая съемка выполнена на одном из перспективных объектов Южного Поволжья. Работы велись в летний период в течение 40 дней, всего было отработано более 1500 пунктов по сети 1x1 км. Средняя квадратическая погрешность наблюденных значений поля силы тяжести составила ± 10 μ Гал, определения высоты ± 5 см. Целью гравиметрических работ было обеспечение интерпретации профильных сейсмических наблюдений МОВ-ОГТ на крыльях соляных пластов и вокруг них. В работе рассмотрен аспект целесообразности высокоточных наблюдений на относительно редкой сети точек.

1. Сопоставление ГГС 1: 200 000 с высокоточной съемкой 1:100 000 масштаба показывает:

a. Среднеквадратическое расхождение между съемками составляет 0.9 мГал. Оно обусловлено наличием локальных высокочастотных компонент в высокоточной съемке.

b. При современных аппаратных возможностях целесообразно выполнять гравиметрические наблюдения с максимальной точностью вне зависимости от масштаба съемки.

c. В этом случае сохраняется тонкая структура поля, позволяющая надежно выявлять и интерпретировать слабо проявленные аномалии, а также использовать пункты наблюдений при детализационных работах в качестве рядовых, контрольных, опорных.

d. «Старые» гравиметрические съемки, выполнявшиеся по инструкциям, которые связывали качество измерений с детальностью, имеют ограниченную область применения, в основном, ограничивающуюся качественной интерпретацией.

2. Сравнение по результативности с привлечением данных сейсморазведки (рис. 2).

a. Современные высокоточные гравиметрические наблюдения даже по редкой сети и данные детальных сейсмических наблюдений имеют высокую степень корреляции, отсутствуют «проблемные» зоны (зоны явных рассогласований).

b. Сравнение ретроспективных сейсмических данных о кровле соленосных отложений с результатами современной интерпретации сейсморазведки выявило не только случайные расхождения по глубине, но и в плане, а также неподтверждение отдельных соляных куполов.

c. Структурные планы кровли соли по ретроспективным данным и локальных аномалий поля силы тяжести ГГС 1:200 000 часто не совпадают, в связи с чем совместная интерпретация данных сейсморазведки и гравиразведки требует применения специальных алгоритмов.

d. Для учета рассогласования структурных планов кровли соли и локальных аномалий поля силы тяжести была применена методика, использующая возможности программы Coscad 3Dt выявления коррелирующих эффектов одного поля в другом с использованием алгоритма компенсирующей фильтрации. Фильтрация была применена к остаточным аномалиям поля силы тяжести, полученным после геологической редукции для удаления недоучтенных эффектов соляных отложений. Полученный при такой фильтрации результат является наилучшим представлением остаточных аномалий Δg , с максимально

хорошо учтенным эффектом солевых отложений, в рамках доступных в данной работе данных.

е. Полученное по описанной методике распределение остаточных аномалий поля силы тяжести, содержит эффекты, которые отвечают либо особенностям подошвы соляных отложений, либо плотностным неоднородностям в толще подсолевых отложений и фундамента. Разделение источников подобных аномалий возможно только с учетом данных об аномальном магнитном поле региона и априорных геологических сведений.

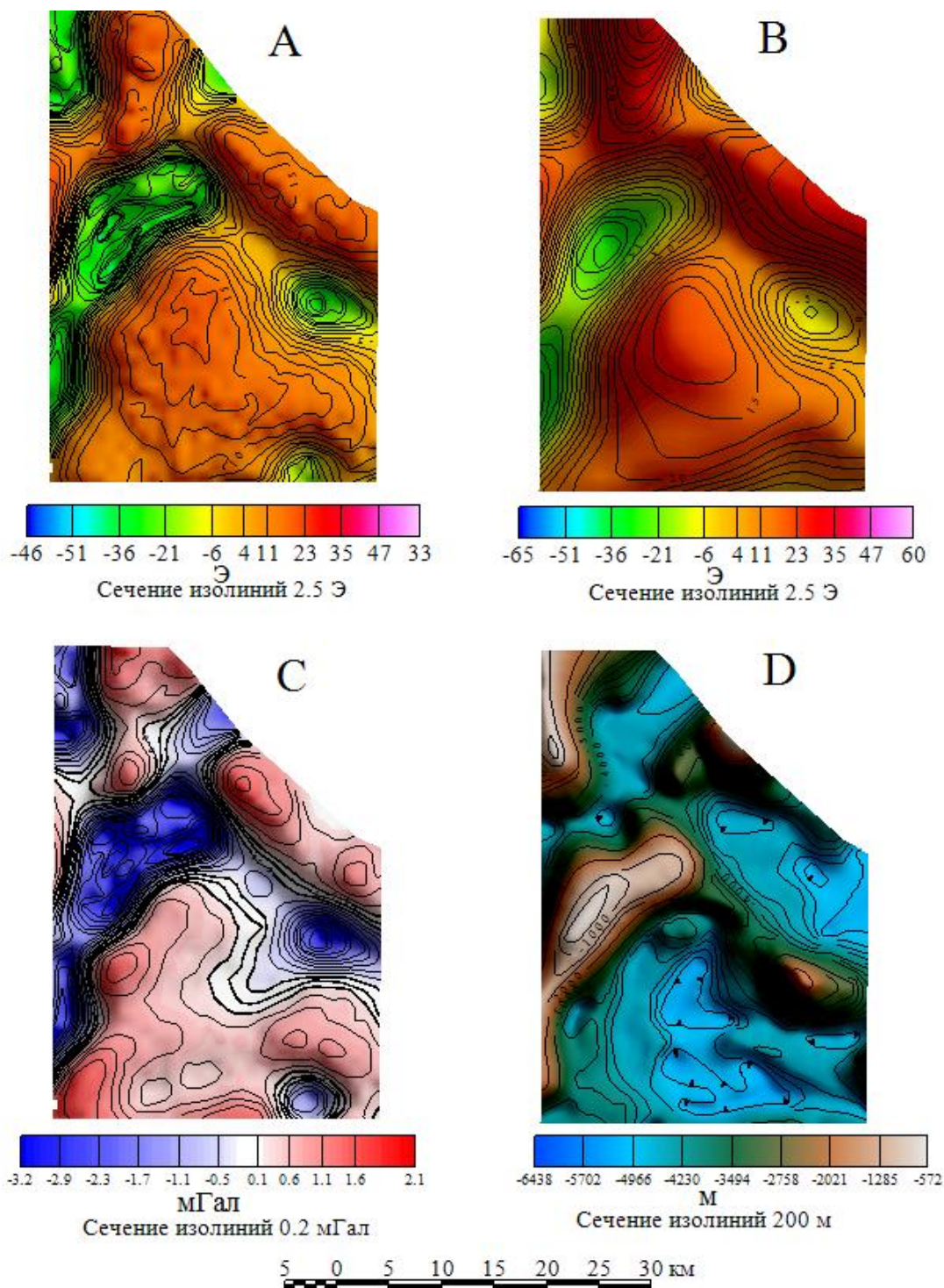


Рис. 1. Сравнение высокоточного и ретроспективного гравитационного поля. (Вертикальные производные силы тяжести: А – высокоточные, В – ретроспективные; С – разность между высокоточными и ретроспективными данными; D – поверхность кровли соленосных отложений по ретроспективным данным)

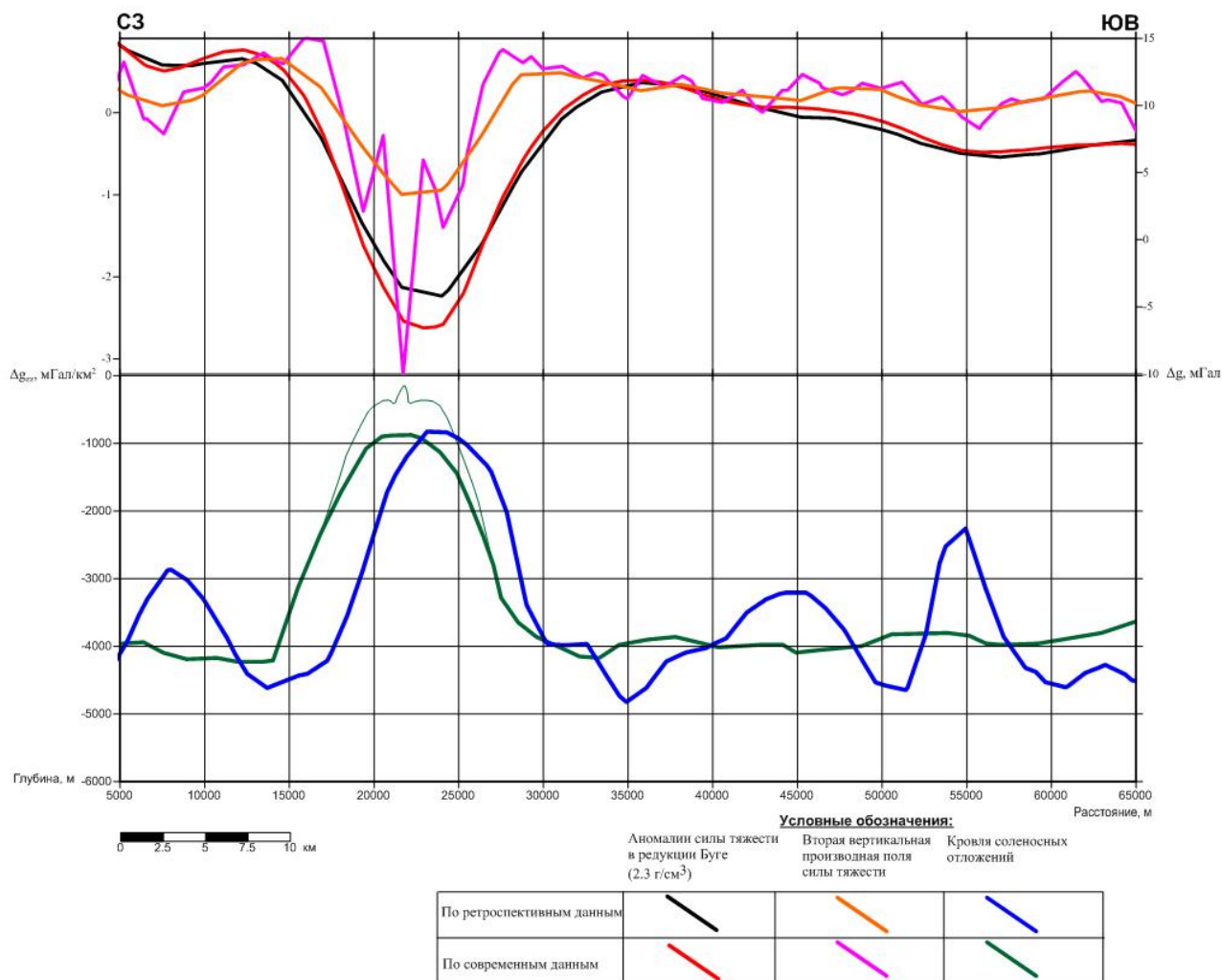


Рис. 2. Сравнение высокоточных и ретроспективных гравиметрических и сейсмических данных.

3. Выводы

Проведен анализ гравиметрической съемки масштаба 1:100 000 в комплексе геофизических работ при изучении структурного плана соляных отложений в Южном Поволжье. Сопоставление ретроспективных и современных съемок доказывает высокую представительность и информативность прецизионных гравиметрических съемок.

Использованная литература:

1. Инструкция по гравиметрической разведке, Москва, 1975 г.
2. В.И. Левина, Оперативная переинтерпретация и обобщение полевых геофизических материалов и данных бурения по территории НВ ПГО в целях обоснования направлений поисков залежей нефти и газа, Саратов 1989 г.

УДК 550.8.056

ПОСТРОЕНИЕ 3D ПЛОТНОСТНОЙ МОДЕЛИ ТИМАНО-ПЕЧОРСКОГО РЕГИОНА

П.С. Мартышко, И.В. Ладовский, В.В. Колмогорова, Д.Д. Бызов

ivanov389@gmail.com

ФГБУН ИГФ им. Ю.П. Булашевича УрО РАН, г. Екатеринбург, Российская Федерация

Abstract. The article describes basic elements of our developed software and grid technique algorithms for 3D density model constructing upper lithosphere. Technique is based on joint 2D seismic and 3D gravity data inversion. Using described methods 3D geological and geophysical models of Timan-Pechora plate junction area were constructed.

В настоящее время в геофизике при изучении глубинного строения происходит переход от построения двумерных разрезов вдоль профилей к созданию трехмерных моделей крупных регионов. Создание комплексной объемной геолого-геофизической модели глубинного строения земной коры и верхней мантии (верхней части литосферы, ВЧЛ) является фундаментальным направлением в науках о Земле. Такие модели позволяют делать обоснованные выводы о вещественном составе, условиях образования и тектонического развития геологических структур.

Нами создана оригинальная поэтапная методика и предложена непрерывная технологическая цепочка вычислений для построения трехмерных плотностных моделей региона с использованием двумерных сейсмических разрезов различной протяженности и глубины [1]. Разработанный математический аппарат опирается на решение прямых и обратных задач грави- и магнитометрии на сетках большой размерности [2]. Все этапы вычислений поддерживаются авторским пакетом прикладных программ, исключая влияние субъективного фактора интерпретации на всех этапах промежуточных расчетов. Продемонстрируем применение методики для создания объемной плотностной модели ВЧЛ Тимано-Печорского региона $60^{\circ} - 67^{\circ}$ с.ш., $48^{\circ} - 62^{\circ}$ в.д. В качестве входной информации нами были использованы данные сейсмических исследований. Для сейсмических профилей, расположенных в пределах заданной области (рис.1), В.В. Колмогоровой заново проведена интерпретация полей времен, построенных по фондовым материалам, и в едином модельном представлении построены градиентные разрезы распределения скоростей продольных волн. Переход к плотностным параметрам осуществлялся на основе регрессионной зависимости скорость-плотность, установленной для уральского региона [3].

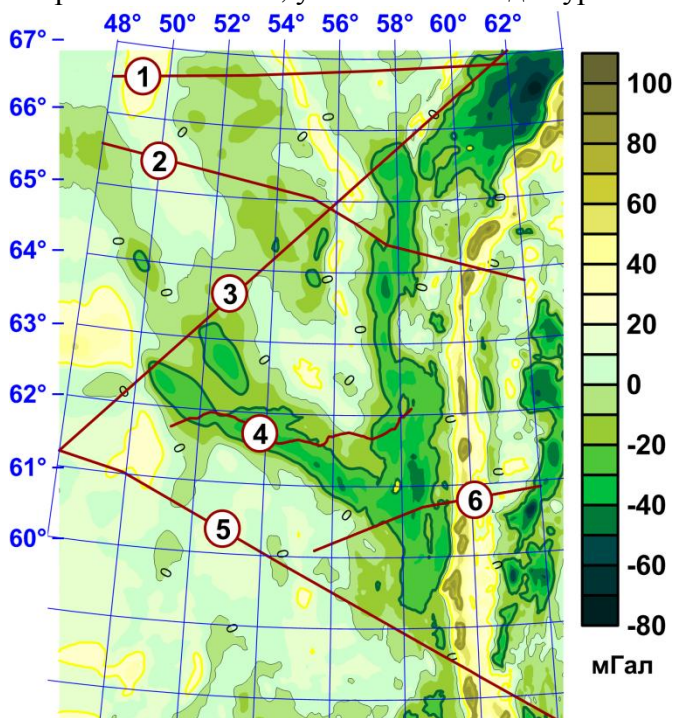


Рис. 1. Схема расположения профилей ГСЗ, МОВЗ, совмещенная с картой аномального гравитационного поля Δg . Обозначения профилей: 1) Агат-2, 2) Кварц, 3) Глобус, 4) Сыктывкарский, 5) Рубин-1, 6) Красноленинский.

41-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского, 2014 г.

1) На основе результатов решения 2D линейной обратной задачи гравиметрии находится распределение плотности ВЧЛ для совокупности имеющихся разрезов, границы слоев и блоков которых определяются по сейсмическому каркасу (рис. 2).

2) Строится 3D градиентная модель значений плотности, интерполированных с геометрического каркаса 2D разрезов.

Плотностные разрезы (*допустимы разрезы различного масштаба и глубины*) сводятся воедино на цифровой планшет карты аномалий гравитационного поля и выполняется интерполяция двумерных плотностей в межпрофильное пространство. Таким образом, учитывается взаимное расположение разрезов в пространстве, и происходит переход от двумерного массива координат вдоль профильных сечений (с учетом их кривизны) к трехмерному координатному массиву объемной модели (рис.3). Естественно, поле от такой «начальной» модели не совпадает с наблюдаемым, и поэтому их разность служит исходной информацией для решения трехмерной линейной обратной задачи гравиметрии.

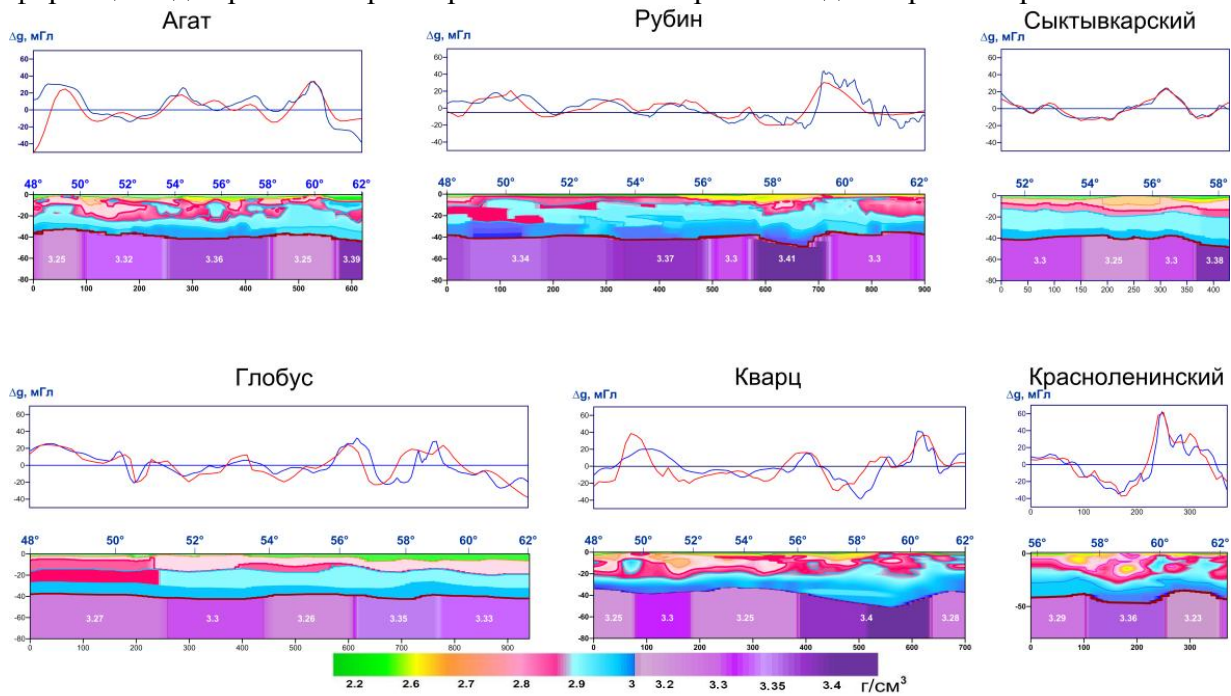


Рис. 2. Подобранные 2D плотностные модели строения земной коры и верхней мантии до глубины 80 км. Расчетное гравитационное поле моделей Δg (красная кривая) сопоставлено с наблюдаемыми аномалиями Буге на уровне дневной поверхности (синяя кривая).

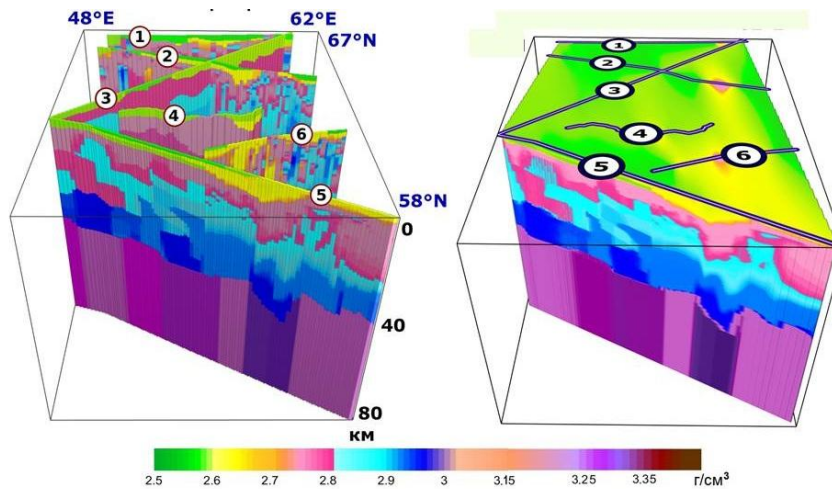


Рис. 3. Пространственное положение плотностных разрезов на цифровом планшете карты аномалий гравитационного поля и 3D плотностная модель интерполированных значений плотности. Обозначение профилей см. на рис. 1.

3) Перераспределение плотности путем решения 3D обратной задачи гравиметрии итерационным методом локальных поправок с адаптивной регуляризацией позволяет уравнивать модельное поле с наблюдаемым.

Минимизируется невязка расчетного и наблюдаемого полей. Итерационный метод минимизации разработан на основе модифицированного метода локальных поправок с адаптивной регуляризацией. Устойчивое решение 3D обратной задачи гравиметрии реализовано в классе латерально изменчивых плотностей (корректирующих добавок) для каждого слоя модели (с выбранным шагом дискретизации по глубине). Плотность физической модели восстанавливается мультипликативной функцией плотности нормальной модели (зависит только от глубины, вычисляется по начальной 3D модели интерполированной плотности) и латеральной корректирующей добавки. Вследствие этого удается сократить число возможных вариантов подбора в целом и унаследовать геологическую содержательность плотностной модели начального приближения, построенную по сейсмическим данным.

На рис. 4 показана 3D плотностная модель Тимано-Печорской плиты. Размер сетки – 256*256*800 элементов. Для задач подобной размерности матрица интегрирования содержит примерно 10^8 элементов. Поэтому было проведено распараллеливание алгоритма вычислений с использованием технологии NVidia CUDA. Для уменьшения невязки поля на порядок потребовалось 10 итераций; на два порядка – около 40. Время счета составило не более 2-х часов.

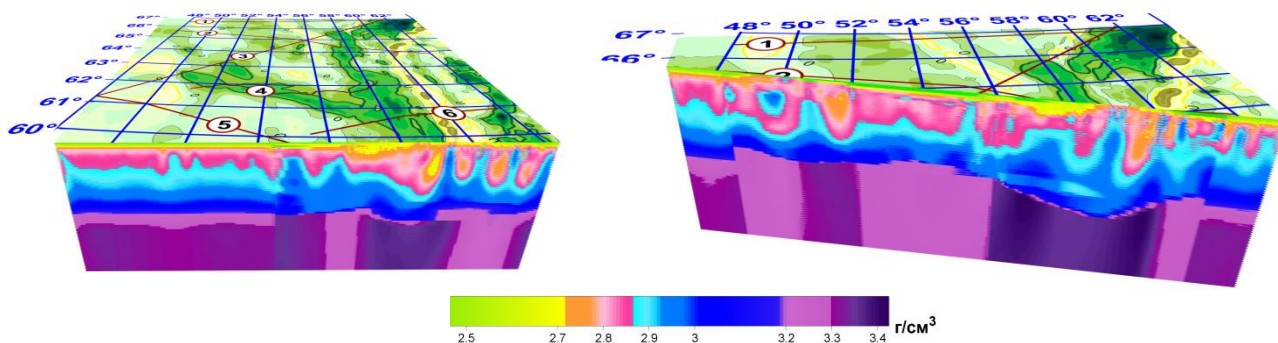


Рис. 4. 3D плотностная модель Тимано-Печорской плиты, подобранная по наблюдаемому гравитационному полю. Также приведен северо-восточный фрагмент модели в сечении по профилю Кварц.

Работа выполнена при частичной поддержке проекта УрО РАН № 12-И-5-2067 и проекта Президиума РАН № 12-П-15-2019.

ЛИТЕРАТУРА

- 1) Ладовский И.В., Мартышко П.С., Дружинин В.С., Бызов Д.Д., Цидаев А.Г., Колмогорова В.В. Методика и результаты объемного сейсмоплотностного моделирования глубинного строения земной коры и верхней мантии на примере Среднеуральского сегмента // Уральский геофизический вестник. 2013. №2(22). С.31-45.
- 2) Мартышко П.С., Ладовский И.В., Бызов Д.Д. О решении обратной задачи гравиметрии на сетках большой размерности // Доклады Академии Наук. 2013. том 450. № 6. С.702-707.
- 3) Мартышко П.С., Ладовский И.В., Колмогорова В.В., Цидаев А.Г., Бызов Д.Д. Применение сеточных функций в задачах трехмерного плотностного моделирования // Уральский геофизический вестник. 2012. №1. С. 30-34.

УДК 550.831

**МЕТОД ВОССТАНОВЛЕНИЯ ПОВЕРХНОСТЕЙ НАМАГНИЧЕННЫХ СЛОЕВ
ЗЕМНОЙ КОРЫ**

П.С. Мартышко, А.Л. Рублев, Н.В. Федорова, А.Г. Цыдаев

pmart3@mail.ru, A.Roublev@list.ru, nataliavf50@mail.ru, atsidaev@gmail.com

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

In this paper we describe the method of construction Earth crust 3D models (magnetized layers) using magnetic data. We suggest modified iterative local corrections method for solving structure magnetic inverse problem. The North-East region of East European Craton 3D-model magnetized Earth crust has been constructed.

Рассматривается трехмерная структурная обратная задача магнитометрии для слоистой среды. Предполагается, что нижнее полупространство состоит из нескольких слоев постоянной намагниченности J_l , разделенных поверхностями S_l , $l = 1, \dots, L$, где L – число границ раздела. Верхняя и нижняя поверхности – горизонтальные и описываются уравнениями $z_1(x,y)=0$, $z_L(x,y)=H_M$. Требуется восстановить поверхности раздела слоев на основе данных о магнитной индукции $B(z)$, измеренной на некоторой площади. Такая задача возникает при изучении глубинного строения земной коры.

Поскольку обратная задача магнитометрии является некорректно поставленной, то непосредственное восстановление по суммарному полю нескольких контактных плоскостей технически и методически практически невозможно. Поэтому нами предлагается следующая последовательность решения обратной задачи магнитометрии для многослойной модели среды. В качестве нулевого приближения используется математическая модель последовательного определения границ раздела по разделенным аномалиям магнитного поля. В геофизической практике для разделения потенциальных полей на составляющие широко используются методы пересчета в верхнее и нижнее полупространство. Приведение полученных результатов на начальный уровень дает возможность разделять длинноволновые и коротковолновые составляющие амплитудного спектра аномалий, созданных литосферой.

Для выделения аномального поля от слоев земной коры в работе [1] была предложена следующая методика трансформации полей. Поле продолжается вверх на уровень H , при этом влияние локальных приповерхностных источников (до глубины H) если и не устраняется совсем, то значительно ослабевает. Для того, чтобы окончательно избавиться от влияния локальных источников, находящихся в горизонтальном слое от дневной поверхности до глубины H , пересчитанное вверх поле затем продолжается вниз на глубину H . На последнем шаге поле пересчитывается вновь вверх на уровень дневной поверхности. Полученные аномалии можно рассматривать как поле от источников, расположенных ниже границы H . Далее, вычитаем это поле из наблюдаемого и получаем поле от слоя. Повторяя эту процедуру для различных значений высот и глубин, выделяем поля слоёв с соответствующими границами.

В работах [2-3] приведено описание математического аппарата и алгоритмов параллельных вычислений, использованных при создании компьютерной технологии и результатов применения этой технологии для изучения структурных особенностей гравитационного и магнитного полей литосферы северо-восточного сектора Европы и Уральского региона.

Для северных территории России наклонение вектора индукции геомагнитного поля превышает 70° , это позволяет решать задачу используя только вертикальную составляющую магнитного поля. Кроме того, значения намагниченности в слоях земной коры не превышают 6 А/м , поэтому эффект размагничивания внутри слоев будет небольшой и его можно не учитывать. Для двуслойной модели вертикальная составляющая напряженности магнитной индукции в точке (x,y) на поверхности земли вычисляется по формуле:

$$Z(x, y) = \Delta I \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \left(\frac{z(x, y)}{\left((x-x')^2 + (y-y')^2 + z^2(x, y) \right)^{3/2}} - \frac{H}{\left((x-x')^2 + (y-y')^2 + H^2 \right)^{3/2}} \right) dx' dy', \quad (1)$$

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

Для решения этого уравнения и нахождения функции $z(x, y)$ были разработаны программы, основанные на модифицированном методе локальных поправок [4]. Метод локальных поправок был предложен для приближенного решения нелинейных обратных задач гравиметрии [5] и основан на предположении о том, что на изменение значения поля в некоторой точке наибольшее влияние оказывает изменение ближайшей к данной точке части поверхности S , которая представляет собой границу между двумя слоями с различными физическими свойствами.

Разработан итерационный способ нахождения границы намагниченных слоев, определяемой уравнением $z = z(x, y)$. На каждом шаге делается попытка уменьшить разность между заданными и приближенными значениями поля в данном узле лишь за счет изменения значения искомой функции в этом же узле. Дискретизация уравнения (1) приводит к следующей системе нелинейных уравнений:

$$c \sum_i \sum_j K_{i_0 j_0} (z_{ij}) = U_{i_0 j_0}, \quad (2)$$

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

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

$$(z_{ij}^{n+1})^2 = \frac{(z_{ij}^n)^2}{1 + \alpha (z_{ij}^n)^2 \cdot (U_{ij} - U_{ij}^n)}, \quad \text{где } \alpha \text{ - параметр регуляризации, } \{z_{i,j}^n\} \text{ - значения}$$

неизвестной функции $z(x, y)$, n - номер итерации.

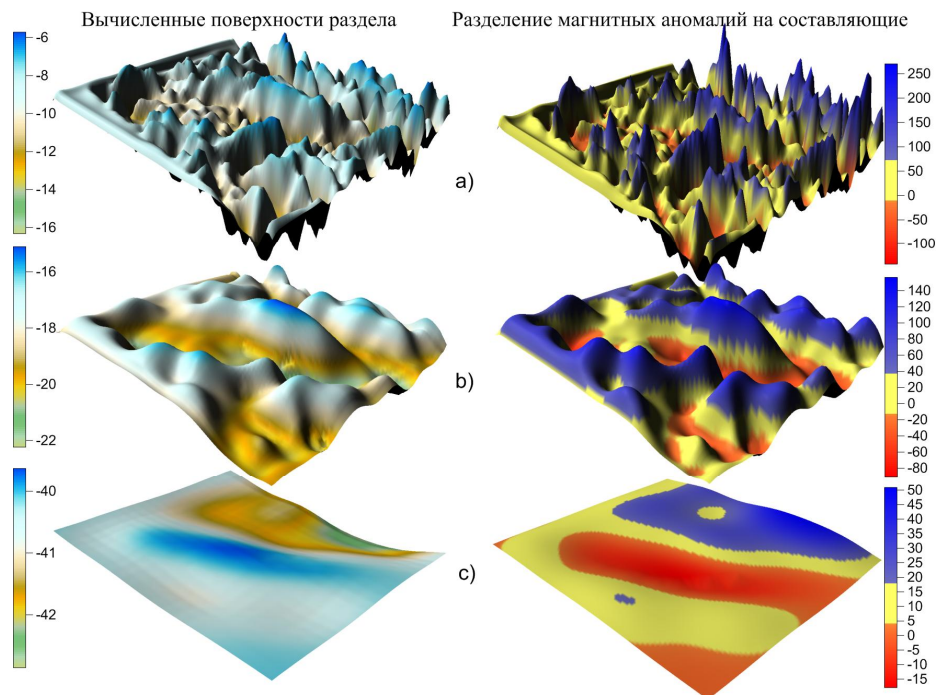


Рис.1. Поверхности раздела слоев и составляющие магнитного поля северо-восточного сектора Европы, рассчитанные для трансформированных аномалий: $H=10$ км (а) и $H=20$ км (б) и длинноволновой составляющей (с).

41-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского, 2014 г.

Предложенная методика была использована для моделирования распределения намагниченности в земной коре северо-восточного сектора Европы. Вычисления проведены для прямоугольного участка площади с размерами 800x965 км. Результаты вычислений для трех повысотных трансформант магнитного поля приведены на рис.1.

По рассчитанным поверхностям раздела слоев в программе Voxler построен «цифровой куб», и разрезы вдоль ряда профилей (рис. 2).

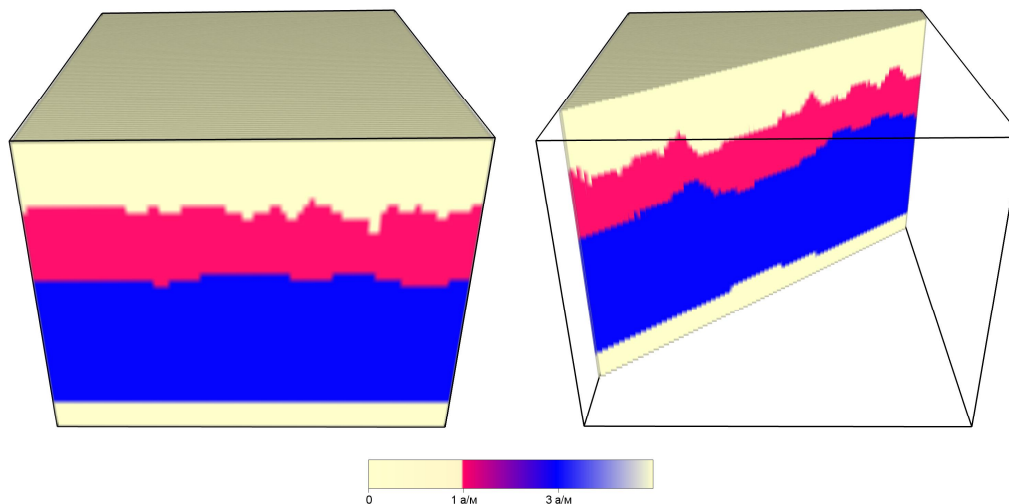


Рис. 2. Объемная модель распределения намагниченности в земной коре.

Предложенный метод нахождения поверхности раздела слоев не использует нелинейную минимизацию, что позволяет значительно сократить время вычислений. Алгоритм показал высокую скорость счета при относительной низкой (равной сотым долям процента) погрешности восстановления поля от границы.

Работа выполнена при финансовой поддержке Уральского отделения РАН. Алгоритмы и программы разработаны в рамках программы фундаментальных исследований Президиума РАН № 18 (проект 12-П-15-2019). Исследования для изучения глубинного строения Тимано-Печорского региона выполнены в рамках проекта 12-И-5-2067.

Список литературы.

1. Мартышко П.С., Пруткин И.Л. Технология разделения источников гравитационного поля по глубине // Геофизический журнал, 2003. Т. 25, №3, С. 30-34.
2. Мартышко П.С., Фёдорова Н.В., Гемайдинов Д.В. Применение параллельных алгоритмов вычислений при изучении структуры аномального магнитного поля Урала // Доклады Академии наук, 2012, том 446, № 2, с. 201–203
3. Мартышко П.С., Федорова Н.В., Гемайдинов Д.В. Новые алгоритмы для изучения структурных особенностей гравитационных и магнитных аномалий В кн. // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Материалы 40-й сессии Международного семинара им. Д. Г. Успенского. М.: ИФЗ РАН. 2013. С.223-226.
4. Мартышко П.С., Рублев А.Л., Пьянков В.А. Применение метода локальных поправок для структурных задач магнитометрии // Геофизика, 2010, №4. С. 3-8.
5. Пруткин И.Л. О решении трехмерной обратной задачи гравиметрии в классе контактных поверхностей методом локальных поправок // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1986. №1. С.67-77.

УДК 550.361

**3D МОДЕЛИ СВОБОДНОЙ КОНВЕКЦИИ В ПОРИСТОЙ СРЕДЕ И ЕЁ ВЛИЯНИЯ
НА ОЦЕНКИ ГЕОТЕРМИЧЕСКОГО ПОТОКА**

М.Г. Миндубаев

mansur_mg@mail.ru

Институт геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург

Abstract. The possibility influence of free fluid convection in the local porous inclusion on the distribution of temperature and heat flux is investigated. The results of numerical simulation of the influence of free convection on the distribution of geothermal heat flux in a 3D-model heterogeneous of a medium different thickness is submitted.

Прямая информация о современном тепловом состоянии и энергетике тектонических процессов может быть получена при измерении распределения плотности геотермического потока на поверхности и температуры в верхней части земной коры. Этим, прежде всего и обусловлен геологический интерес к результатам измерений геотермического потока. Геотермический поток создается внутренними источниками тепла, распределенными в коре и внутренних оболочках планеты, а также может отражать вклад начального теплового состояния планеты. В верхней части разреза кроме кондуктивного теплопереноса по твердому скелету пород, определенный, а иногда и преимущественный, вклад дает фильтрационный теплоперенос флюидами, который прямо не регистрируется традиционными способами измерения геотермического потока [1]. Особый интерес представляют результаты прецизионных геотермических измерений температурного градиента и определений вертикальной составляющей плотности теплового потока по глубоким скважинам, опубликованные в работах [2], в которых выявлены значительные, почти двукратные изменения вертикальной составляющей плотности кондуктивного геотермического потока. Геотермические исследования в нефтегазоносных регионах позволили отметить наличие локальных возмущений теплового поля и плотности теплового потока над нефтяными и газовыми залежами [3]. Установлено, что тепловые аномалии отчётливо проявляются в самих залежах и над ними, и прослеживаются с постепенным затуханием вплоть до приповерхностных слоёв. В работах [1, 4] были представлены трёхмерные решения задачи о свободной тепловой конвекции для плоского слоя пористой среды.

В настоящей работе исследуется возможное влияние свободной конвекции в локальном включении пористой среды на формирование распределения температуры и плотности теплового потока и представлены результаты численного моделирования в неоднородной 3D- модели среды.

Рассматривается 3D-объём пористой среды, насыщенный однокомпонентной жидкостью. Внутри этого объёма находится область, проницаемость которой K_1 выше, чем в основном объёме K_0 . Пористость, теплопроводность и температуропроводность и другие параметры аномальной области и окружающего массива близки между собой. Как известно [5], при подогреве снизу в пористой среде, находящейся в однородном поле силы тяжести, вплоть до значений температурного градиента, определяющих критическое значение безразмерного числа Рэлея Ra_{cr} , (см. уравнения 1-3), теплоперенос в среде осуществляется молекулярным механизмом (кондуктивная теплопроводность скелета пористой породы). Как только сочетания условий подогрева обеспечивают значения числа Рэлея его критического значения, $Ra > Ra_{cr}$, в системе появляется новый механизм теплопередачи – конвективный тепло-массоперенос в пористой среде. В отличие от моделей рассмотренных в [1, 4], где рассчитаны пространственные распределения течений во включениях постоянной мощности по вертикали, в данной работе получены решения от единых включений различной мощности.

41-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского, 2014 г.

Система безразмерных уравнений свободной тепловой конвекции в пористой среде для несжимаемой жидкости для внутренней области, имеет вид [5]:

$$\mathbf{u} = -\nabla p + Ra T \mathbf{1}_z, \quad (1)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \mathbf{u} \cdot \nabla T = \nabla^2 T, \quad (2)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{u} = 0, \quad (3)$$

где $Ra = \alpha g H^2 AK / \nu \kappa_{ef}$ – модифицированное число Рэлея для пористой среды; $\mathbf{u} = \eta \mathbf{v}$ – скорость Дарси фильтрации флюида в пористой среде; η – пористость среды; \mathbf{v} – скорость частиц флюида в порах; p – давление; T – температура; α – коэффициент теплового расширения флюида); g – ускорение свободного падения.

Приняв за единицу длины – высоту слоя H с проницаемостью K_1 , тогда для параметров линейных размеров внешней области имеем соответственно для x, y, z : (0, 10), (0, 6), (0, 3).

Для внутренней области имеем: (1, 5), (1, 5), (1, 2.25) и (5, 9), (1, 5), (1, 2). В части включения меньшей мощности примем $Ra=50$, что соответствует небольшой закритичности, тогда соответственно следуя выражению для числа Рэлея, в другой части $Ra=78.125$.

Система уравнений (1-3) в дальнейшем преобразовывалась и решалась в переменных (Ψ_x, Ψ_y, T) [1, 4].

На рис.1 представлены изоповерхности вертикальной компоненты скорости u_z . Видно, что для областей различной мощности реализуются различные пространственные течения.

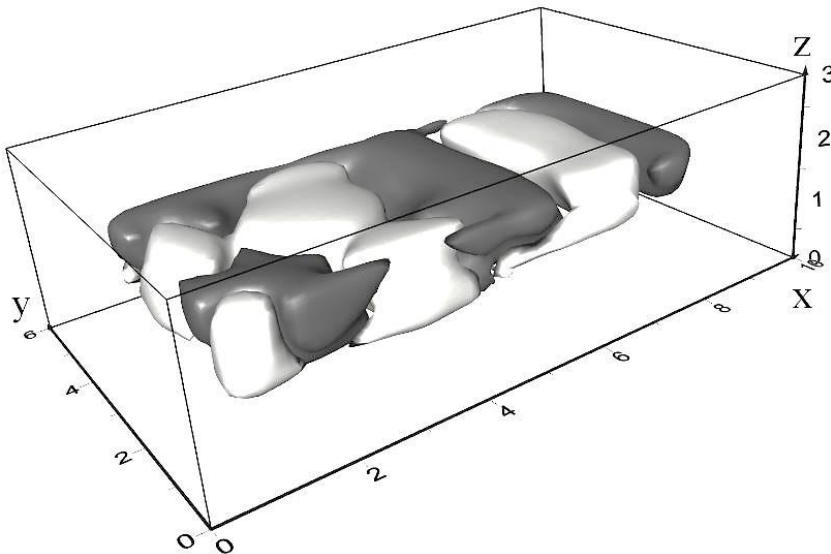


Рис.1 Изоповерхности распределения вертикальной компоненты u_z . Светлым тоном выделены области соответствующие восходящим течениям, соответственно тёмным –нисходящим.

Также получены изолинии безразмерного теплового потока на верхней поверхности рис.2. Видно, что над конвективной зоной реализуются области с повышенными тепловыми потоками. Большим значениям числа Рэлея соответствуют и большие плотности теплового потока.

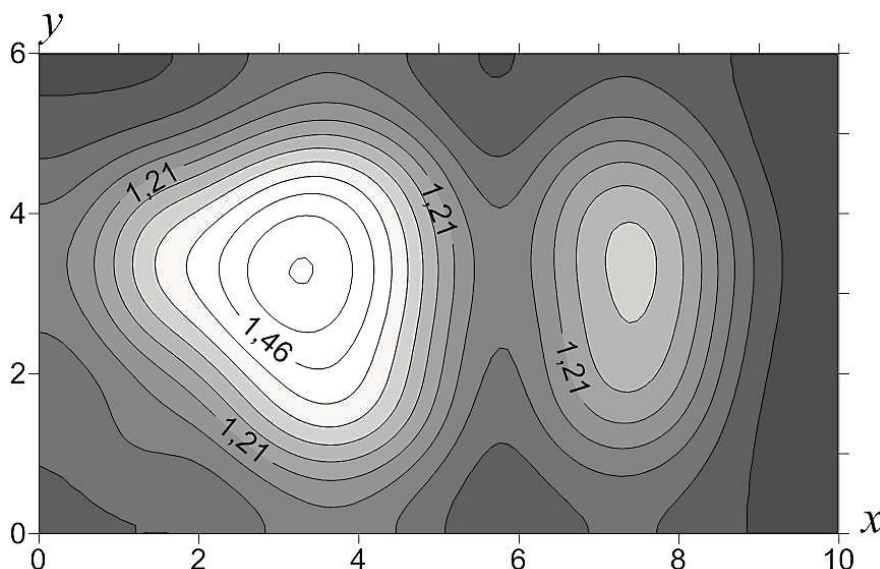


Рис.2. Изолинии безразмерного распределения теплового потока $q' = q_{con}/q_{dif}$, где q_{con} и q_{dif} соответственно тепловой поток с конвекцией и без конвекции. Светлым тоном выделены области соответствующие повышенным тепловым потокам, соответственно темным – пониженным.

Численный анализ, рассматриваемой в данной работе 3D модели конвекции, показывает, что полученные распределения тепловые потоки подобны наблюдаемым характеристикам в нефтегазоносных залежах и над ними. Поэтому, свободная тепловая конвекция в коллекторах может служить одним из механизмов, объясняющим положительные значения аномалий теплового поля над залежами углеводородов.

Литература

1. *Хачай Ю.В., Миндубаев М.Г.* О Влиянии свободной конвекции в 3D-структуре пористой среды на экспериментальные оценки геотермического потока.// Мониторинг. Наука и технологии. 2013. №4(13). С.6-11.
2. *Popov V.A., Pimenov V.P., Pevzner L.A., Romushkevich R.A., Popov E.Y.* Geothermal characteristics of the Vorotilovo deep borehole drilled into the Puchezh-Katunk impact structure.// Tectonophysics. 1998.V.291. N.1-4. P. 205-223.
3. *Тараненко Е.И., Безбородов Р.С., Хакимов М.Ю.* Тепловой эффект формирования залежей нефти и газа.// Геология нефти и газа. 2000. №. 2.С.56-58.
4. *Миндубаев М.Г.* 3D модели конвекции в пористой среде.//Глубинное строение. Геодинамика. Тепловое поле Земли. Интерпретация геофизических полей. Материалы. Екатеринбург.2011.С.254-256. ISBN 7-7691-1623-4.
5. *Гершуни Г. Э., Жуховицкий Г. М.* Конвективная устойчивость несжимаемой жидкости. М.: Наука. 1972. 392с.

УДК 550.831

**РЕШЕНИЕ ОБРАТНЫХ ЗАДАЧ ГРАВИМЕТРИИ И МАГНИТОМЕТРИИ С
НОВЫМИ ИТЕРАЦИОННЫМИ ФОРМУЛАМИ В АНАЛОГАХ ФИЛЬТРОВ
ВИНЕРА-КАЛМАНА**

П.А. Миненко, В.П. Миненко

maestozo.1_pavel@mail.ru

Криворожский национальный университет, Украина, 50086, г.Кривой Рог, пр. Гагарина, 54.

Iterative methods of the solution of the return linear problems of a gravimetry and magnetometry on the basis of analogs of filters of Wiener-Kalman for two interpretative models using division of the card of a field on two massifs of even and odd profiles are improved. The new iterative formulas providing steady and geologically the substantial decision, unlike known methods, from any entry conditions without the preliminary beginning of the decision are offered by other methods. It gives two close decisions, independent of solutions of the return task other methods. Examples of practical realization of a method for a magnetometry in the ore area on the Ukrainian board are given.

Известны итерационные методы решения обратных линейных задач (ОЛЗ) гравиметрии и магнитометрии на основе критериев оптимизации (КО) по минимуму суммы квадратов (МСК) невязок поля (НП) или по минимуму суммы квадратов итерационных поправок к физическому параметру (ИПФП) – аномальной плотности (АП) или интенсивности намагничивания (ИН) горных пород (ГП)[1]. Недостатком этих методов является получение в отдельных случаях псевдорешений, лишенных физического смысла, хотя при других начальных условиях достигаются реальные решения ОЛЗ. Известны также методы решения ОЛЗ на основе аналогов фильтров Винера-Калмана [1], использующие разделение карты измеренного поля на 2 массива, отбором его в точках, взятых через один профиль, для одной и той же интерпретационной модели. Однако, эти методы требуют предварительного решения ОЛЗ другим методом из [1], и используются для продолжения решения, если другой метод выходит на постоянное решение при всех последующих итерациях. В этих методах была неудачно выбрана итерационная формула [1].

Целью настоящей работы является создание итерационных методов решения ОЛЗ на основе подходов Винера–Калмана с другими итерационными формулами (ИФ), которые более точно учитывают геофизические особенности решения некорректных задач.

Поставленная цель достигается тем, что в алгоритмах оптимизации используются не только сами значения физических параметров, но и итерационные поправки $B_{k,n,i}$ к ним (k – номер интерпретационной модели; n – номер текущей итерации; $i=1,M$; M – количество блоков модели) для каждой модели с перекрытием влияния поправок одной модели на параметры другой модели на каждой $n+1$ -ой итерации. Для этого, вместо двух ИФ для ИН ГП в блоках $J_{1,n,i}$ и $J_{2,n,i}$ каждой из двух моделей, использующих аналоги фильтров Винера-Калмана [1], содержащие по три итерационных коэффициента (ИК) W_{11}, W_{12}, W_{13} и W_{21}, W_{22}, W_{23} , используют ИФ с двумя ИК:

$$J_{1,n+1,i} = J_{1,n,i} + W_{11} J_{2,n,i} + W_{12} B_{1,n,i}, \quad J_{2,n+1,i} = J_{2,n,i} + W_{21} J_{1,n,i} + W_{22} B_{2,n,i} \quad (1)$$

или используют ИФ в виде:

$$J_{1,n+1,i} = J_{1,n,i} + W_{11} B_{2,n,i} + W_{12} B_{1,n,i}, \quad J_{2,n+1,i} = J_{2,n,i} + W_{21} B_{1,n,i} + W_{22} B_{2,n,i}; \quad (2)$$

$$\text{где } B_{k,i,n} = (b_{ij,k} / \lambda_i / \lambda_j, r_{k,j,n}); \quad (3) \quad r_{k,j,n} = (b_{ij}, J_{k,i,n}) - Z_{k,j}; \quad (4)$$

$$\lambda_i = \sum_j b_{ij}; \quad \lambda_j = \sum_i b_{ij}; \quad (5)$$

b_{ij} – элементы матрицы прямых задач ($j=1,N$; N – количество точек поля);

$Z_{k,j}$ – массивы поля для каждой k -ой модели, взятые из карты поля через один профиль;

$r_{k,j,n}$ – невязки поля в каждой точке поля, по каждой модели, на каждой итерации.

Критерии оптимизации для каждой модели имеют вид:

$$F_{k,r} = \sum_j (r_{k,j,n+1})^2 = \min_{(W_{k,l,n+1})}; \quad (6) \quad F_{k,B} = \sum_i (B_{k,i,n+1})^2 = \min_{(W_{k,l,n+1})}; \quad (7)$$

Оптимизация по критерию (6) в методах с ИФ (1) геологически содержательного решения ОЛЗ не дает, а потому КО (6) используется только с ИФ в виде

$$J_{k,n+1,i} = J_{k,n,i} - W_{k,n} B_{k,n,i}, \quad W_{k,n} = \frac{(r_{k,j,n}, Z_{k,j,n})}{(Z_{k,j,n}, Z_{k,j,n})}; \quad Z_{k,j,n} = (b_{ij}, B_{k,n,i}) \quad (8)$$

для сравнения с другими решениями.

Оптимизация по критерию (6) в методах с ИФ (2) дает геологически содержательное решение ОЛЗ, но в какой-то мере отличающееся как от решения (8), так и от других решений по критерию (7) с любой ИФ из (1)-(2). Ниже приведены результаты применения методов (1)-(8) для решения ОЛЗ по карте магнитного поля в рудном районе (рис.1). Решение ОЛЗ известным методом по МСК невязок поля (рис.2) практически ничем не отличается от решения ОЛЗ более надежным способом с использованием аналогов фильтров Винера–Калмана (рис.3). Решения ОЛЗ, полученные в виде вертикальных разрезов ИН, имеют две существенные особенности. До глубины 2 км разрез сильно дифференцирован в горизонтальном направлении и представлен вертикальными телами различной намагниченности. На глубинах более 2-х км в разрезе проявляется вертикальная зональность магнитных свойств, причем с глубиной они возрастают до 55 мА/м, хотя их градиент растет незначительно. Кроме того, нужно учесть, что ниже 7.2 км интерпретационная модель пластов не содержит. Другими исследованиями установлено, что для моделей мощностью 30-45 км рост ИН продолжается до 90-120 мА/м.

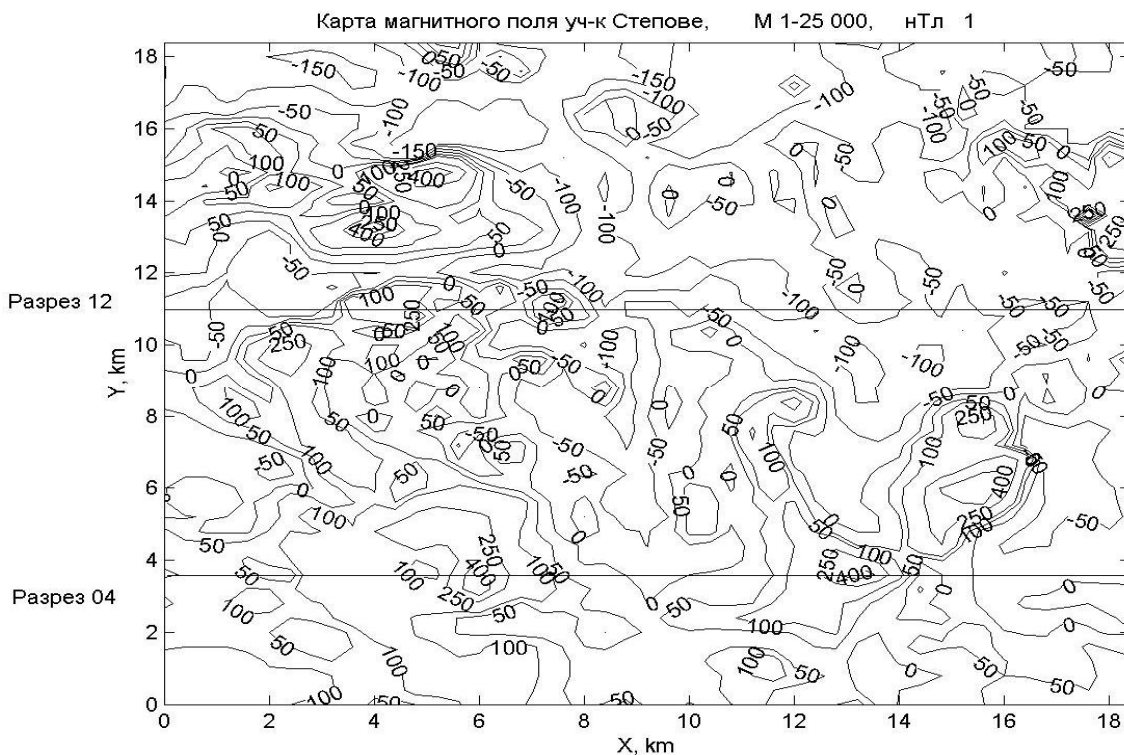


Рис. 1. Карта магнитного поля Александровского участка (село Степовое, Широковский район, Днепропетровская область, Украина, УКЩ, изодинамы приведены в нанотеслах – нТ, здесь и далее все горизонтальные расстояния: в 1 ед. – 500 м)

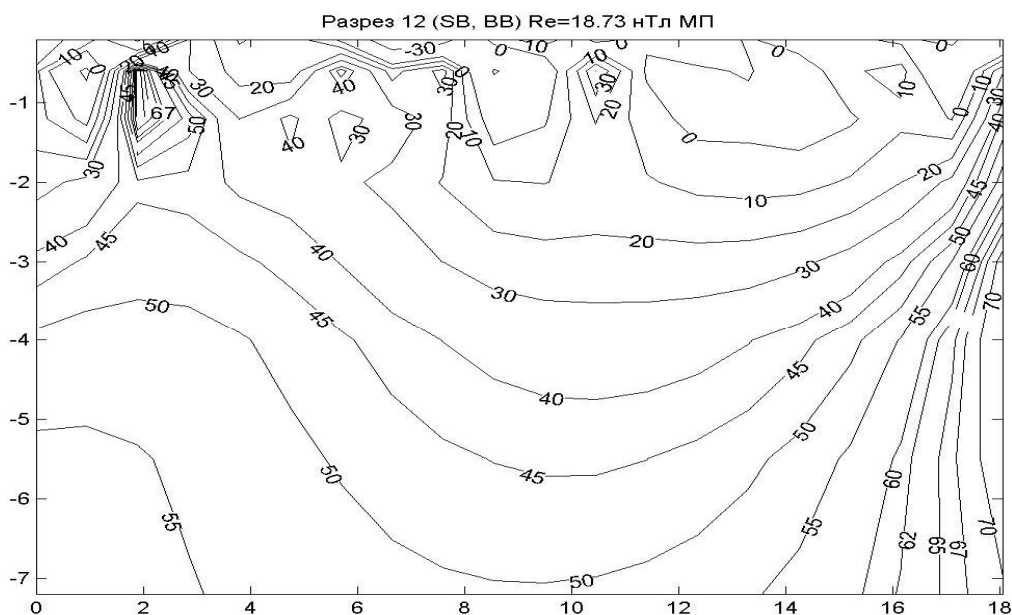


Рис. 2. Вертикальный разрез аномальной ИН горных пород от первого до восьмого слоев объединенной модели (глубины от 70 до 7200 м, здесь и далее изолинии приведены в миллиамперах/метр – мА/м, а глубины – в км) по линии 12 (рис.1), полученный решением ОЛЗ с критерием оптимальности (6) по МСК невязок поля для ИФ (8)

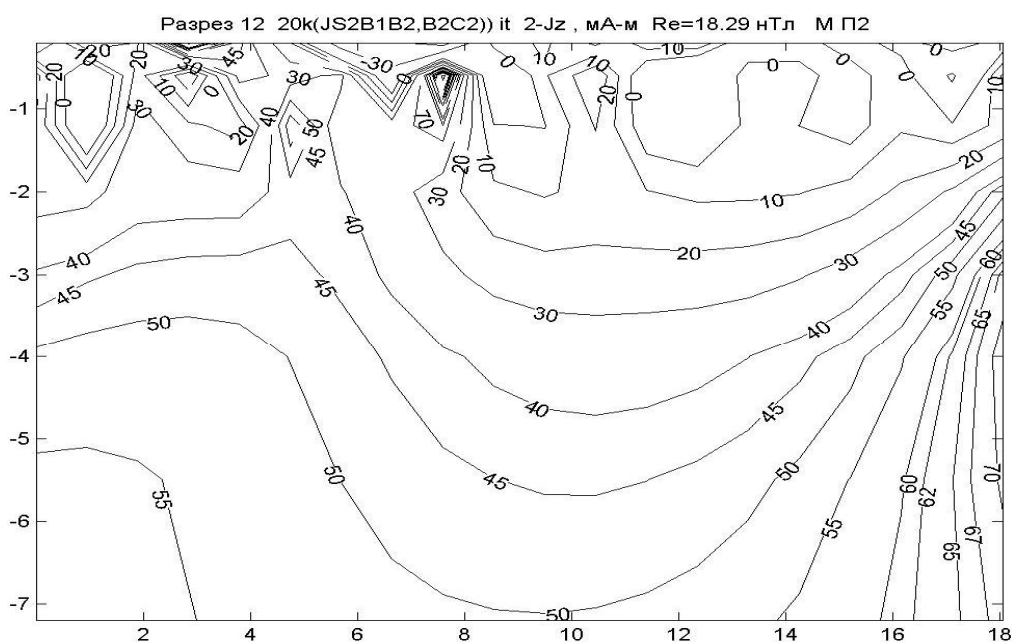


Рис. 3. Вертикальный разрез аномальной ИН горных пород от первого до восьмого слоев второй модели (глубины от 70 до 7200 м) по линии 12 (рис.1), полученный решением обратной линейной задачи с критерием оптимальности (7) для итерационной формулы (2)

Литература.

1. Миненко П.А. Применение методов решения обратной линейной задачи гравиметрии с фильтрацией высокоинтенсивных погрешностей поля аналогами фильтров Винера–Калмана// Вестник Киевского нац. ун-та имени Тараса Шевченка. Геология. – 2007. – №42. – С. 97-100.

УДК 550.831

**О МЕТОДАХ УСЛОВНОЙ ОПТИМИЗАЦИИ В ОБРАТНЫХ ЗАДАЧАХ
МАГНИТОМЕТРИИ**

П.А. Миненко, Р.В. Миненко

maestozo.1_pavel@mail.ru

Криворожский национальный университет, Украина, 50086, г. Кривой Рог, пр. Гагарина, 54.

The method of receiving criterion of conditional optimization on a minimum of the sum of squares is described isn't viscous fields at a minimum of the sum of squares of iterative amendments to intensity of magnetization of rocks and vice versa, and also at equal to zero asymmetry, an excess, or mistake work on a useful signal. New iterative methods provide to receive steady and geologically the substantial solution of the return task from any entry conditions. Examples of practical realization of a method for a magnetometry for the solution of structural tasks are given.

Известны итерационные фильтрационные методы безусловной оптимизации (БО) устойчивых решений обратных линейных задач (ОЛЗ) магнитометрии на основе критериев оптимизации (КО) по минимуму суммы квадратов (МСК) невязок поля (НП) или по минимуму суммы квадратов итерационных поправок (ИП) к интенсивности намагничивания (ИН) горных пород (ГП) [1]. Недостатком этих методов является получение в отдельных случаях псевдорешений, лишенных физического смысла, хотя при других начальных условиях достигаются реальные решения ОЛЗ. Это связано с явлением эквивалентности решения, зависящего как от погрешностей измерения поля, так и от размеров ячеек (блоков) интерпретационной модели, которые значительно больше размеров отдельных высокоаномальных тел. Были попытки использовать методы условной оптимизации (УО) решения ОЛЗ [2]. Однако они требуют использования дополнительных уравнений (ДУ) в качестве условий оптимизации, чего в магнитометрии, как и в гравиметрии, нет.

Целью настоящей работы является поиск дополнительных уравнений для итерационных фильтрационных методов условной оптимизации устойчивых решений ОЛЗ магнитометрии.

Поставленная цель достигается тем, что в создаваемом итерационном методе УО используют совместно два метода БО. Для этого берут КО по МСК невязок поля и прибавляют к нему производную по итерационному коэффициенту (ИК) от КО по МСК ИН, умноженную на неизвестный коэффициент Лагранжа (КЛ), и таким образом получают критерий УО. Затем берут от него производную снова по ИК и, приравнявая ее нулю, получают уравнение с двумя неизвестными (ИК и КЛ). После этого в критерии УО полагают ИК равным нулю и от этого уравнения берут производную по ИН. Приравниваем эту производную нулю и находим из полученного уравнения КЛ. Подставляя КЛ в первое уравнение, находим из него ИК для используемой итерационной формулы (ИФ). Описанным методом получен критерий УО по МСК НП при МСК итерационных поправок к ИН. Аналогично получаем второй критерий УО по МСК итерационных поправок к ИН при МСК невязок поля. И точно также, полагая в новом критерии ИК равным нулю, берем производную по ИН, приравниваем ее нулю и находим КЛ из полученного уравнения. Затем из полного критерия находим ИК для той же ИФ.

Таким же способом можно получить метод УО по МСК невязок поля при равных нулю асимметрии, эксцессе или произведении ошибки на полезный сигнал.

Ниже приведен пример решения обратной задачи магнитометрии методом условной оптимизации по МСК ИП к ИН при МСК невязок поля с целью изучения распределения магнитных тел в кристаллическом фундаменте ДДВ на глубинах более 2 км при почти полном отсутствии в осадочных отложениях магнитных горных пород.

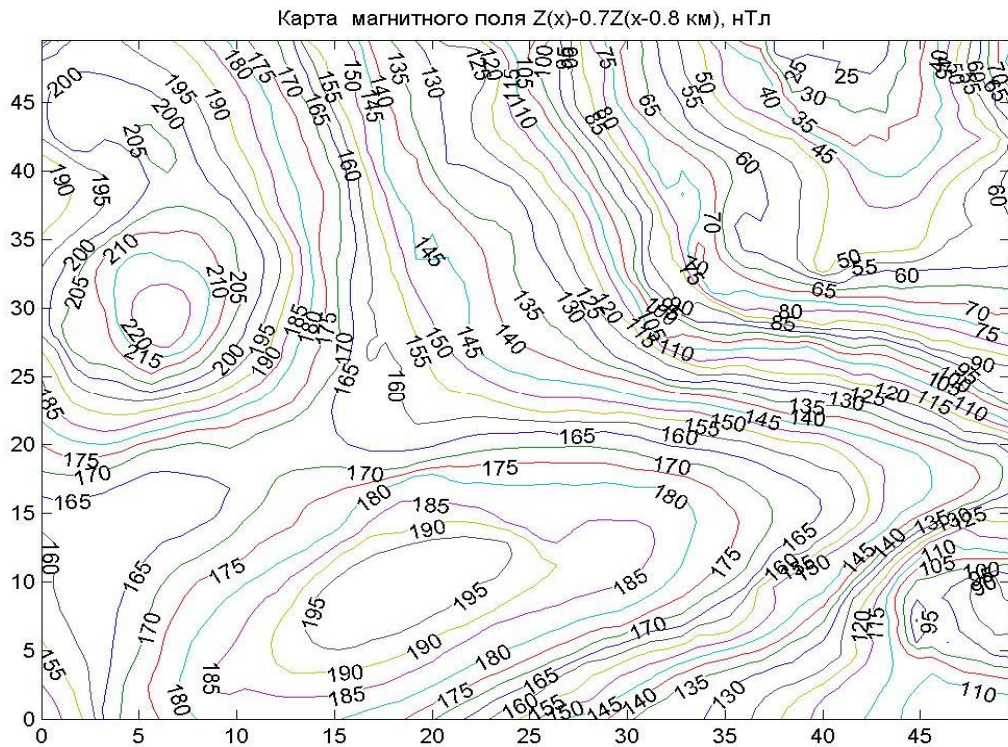


Рис.1. Карта дробной разности (порядка 0.7 вдоль оси X : ось X – вправо, Y – вверх, Z – на глубину) магнитного поля с базой 800 м в направлении оси X (ДДВ, Украина, изодинамы даны в нанотеслах – нТ, здесь и далее все горизонтальные расстояния – в км)

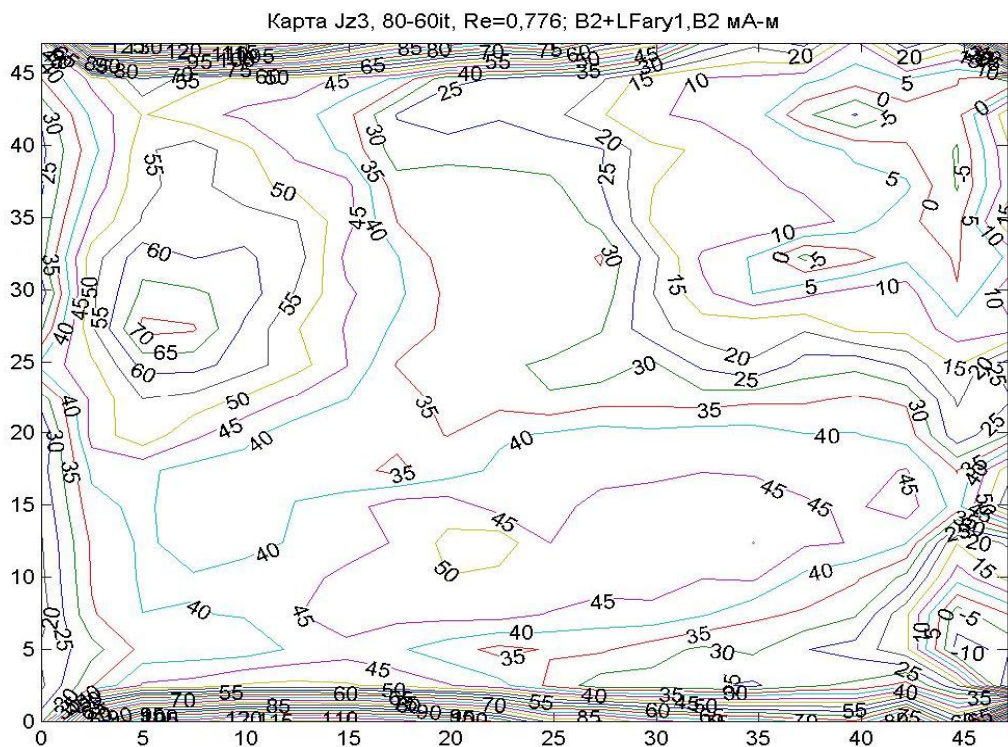


Рис.2. Карта аномальной интенсивности намагничивания (ИН) блоков 3-го магнитного слоя на глубинах от 4.2 до 5.2 км в модели массива горных пород (здесь и далее изолинии ИН даны в миллиамперах на метр – мА/м)

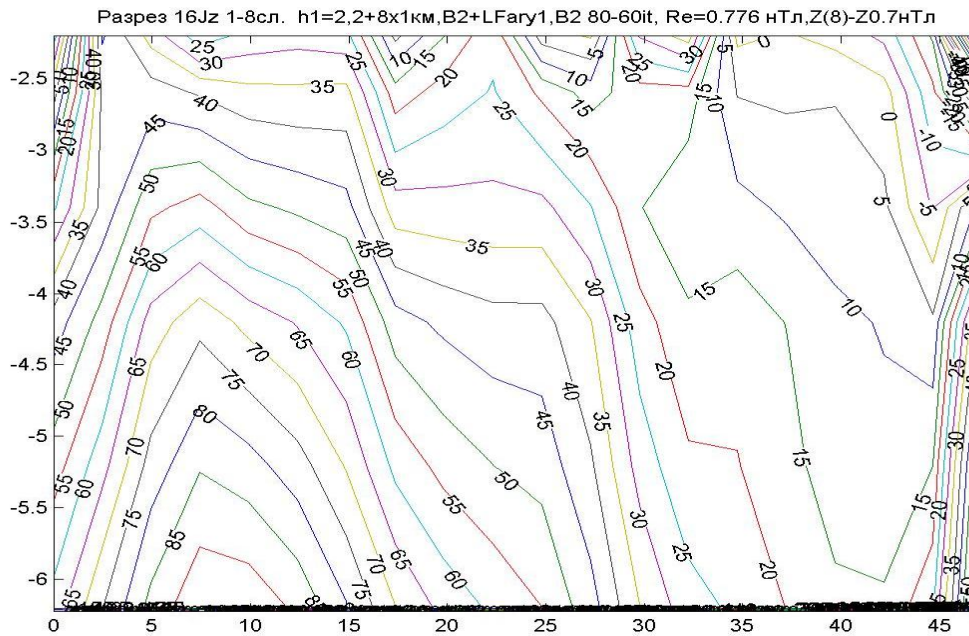


Рис.3. Разрез по линии $Y=36 \text{ км}$ (рис. 1-2) аномальной ИН блоков от 1-го до 6-го магнитных слоев на глубинах от 2.2 до 6.2 км 8-слойной модели массива горных пород (здесь и далее по вертикальной оси глубины обозначены в км)

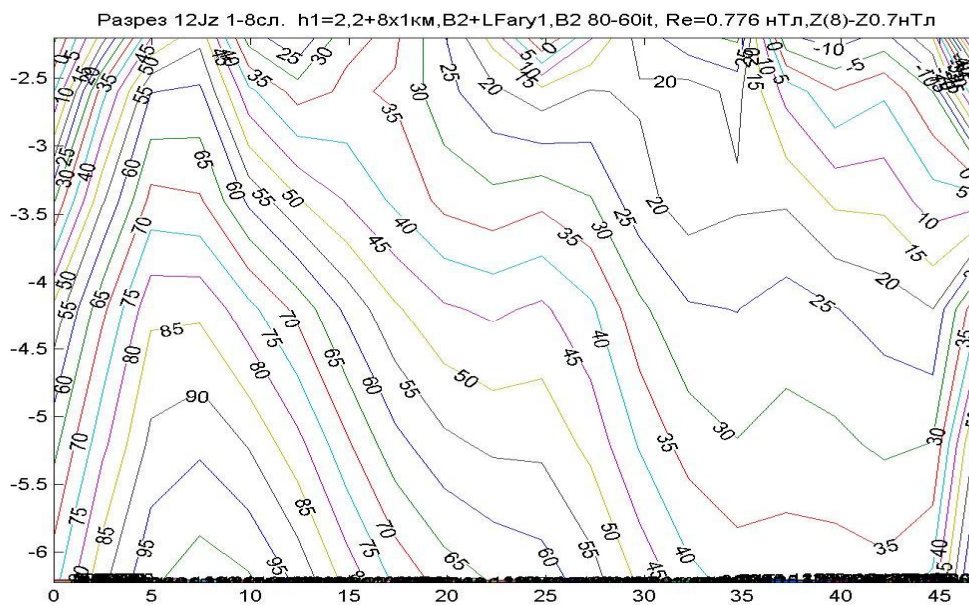


Рис.4. Разрез по линии $Y=27 \text{ км}$ (рис. 1-2) аномальной ИН блоков от 1-го до 6-го магнитных слоев на глубинах от 2.2 до 6.2 км 8-слойной модели массива горных пород

Литература.

1. Миненко П.А. Проблемы и перспективы применения линейных методов интерпретации гравиметрических измерений в рудных районах// Сб. науч. тр. «Теоретические и прикладные аспекты геоинформатики». – К. – 2006. – С. 244-256.
2. Миненко П.А. Применение методов решения обратной линейной задачи гравиметрии с фильтрацией высокоинтенсивных погрешностей поля аналогами фильтров Винера–Калмана// Вестник Киевского нац. ун-та имени Тараса Шевченка. Геология. – 2007. – №42. – С. 97-100.

УДК 550.348 550.394

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ВРЕМЕННЫХ ВАРИАЦИЙ ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ ПО ДАННЫМ СПУТНИКОВ ГРЕЙС В ОБЛАСТЯХ ТРЕХ НЕДАВНИХ ГИГАНТСКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

V.O. Михайлов^{1,2}, I. Panet³, M. Haun², E.П. Тимошкина¹, S. Bonvalot⁴, В. Ляховский⁵, M. Diament², O. deViron², С. Хайретдинов¹

mikh@ifz.ru

¹ *Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия*

² *Université Paris Diderot, Sorbonne Paris Cité, Institut de Physique du Globe de Paris, Paris, France.*

³ *Institut National de l'Information Geographique et Forestiere, Laboratoire LAREG, Université Paris Diderot; GRGS, Paris, France.*

⁴ *Institut de Recherche pour le Développement (IRD) / Bureau Gravimétrique International (BGI) - GET (UMR5563 CNRS / IRD / UT3), Toulouse, France, sylvain.bonvalot@ird.fr*

⁵ *Geological Survey of Israel, Jerusalem, Israel, vladi@geos.gsi.gov.il*

The paper presents results of comparative analysis of coseismic and postseismic variations of the Earth's gravity field in the regions of three recent giant earthquakes: Andaman--Sumatra, December 26, 2004, Maule--Chile, February 27, 2010, and Tohoku Oki, March 11, 2011 using GRACE satellite gravity data. In general, coseismic gravity field variations are in agreement with synthetic signals calculated using models of coseismic rupture based on seismology and geodesy. Temporal gravity field variations in the Sumatra and Tohoku regions are similar. They correspond to process of postseismic downdip propagation of coseismic rupture. Temporal variations in Maule-Chili area are different. Possible geodynamic explanation is that according to fault plane models the Earth's crust in Maule-Chili was ruptured down to 45-50 km by the time of the seismic event.

В докладе представлены результаты сравнительного анализа косейсмических и постсейсмических временных вариаций гравитационного поля по данным спутников Грейс в областях трех недавних катастрофических землетрясений: Андаман-Суматранского 26.12.2004, магнитудой $M_w=9.1$, Мауле-Чили 27.02.2010 $M_w=8.8$ и Тохоку-Оки, 11.03.2011 $M_w=9.0$.

Косейсмические изменения гравитационного поля в результате этих землетрясений на уровне разрешения моделей спутников Грейс в основном представляют собой обширные отрицательные аномалии, расположенные в тылу зоны субдукции [1,2]. Эти аномалии были сопоставлены с теоретическими аномалиями, рассчитанными по моделям поверхности разрыва, построенным с использованием различных наземных данных. Показано, что различия теоретических гравитационных аномалий, соответствующих различным моделям поверхности разрыва, превосходят погрешность моделей Грейс. Поэтому спутниковые гравитационные данные позволяют, как минимум, отбраковать часть эквивалентных по наземным данным моделей.

В первые месяцы после Андаман-Суматранского землетрясения над глубоководным желобом начала формироваться положительная гравитационная аномалия, которая быстро распространилась на область задугового бассейна, существенно компенсируя отрицательную косейсмическую аномалию [3]. Столь быстрое изменение гравитационного поля не удастся целиком объяснить процессом вязкоупругой релаксации напряжений. Согласно расчетам, процесс релаксации даже при достаточно низкой вязкости верхней мантии обеспечивает около половины наблюдаемого изменения поля. Для объяснения оставшейся части временных вариаций нами был предложен механизм продвижения на глубину поверхности косейсмического разрыва [4]. Возможность такого процесса была подтверждена результатами численного моделирования [5]. Возникающая при этом гравитационная аномалия в сумме с аномалией, создаваемой процессом вязкоупругой релаксации, объясняет наблюдаемые изменения гравитационного поля в районе землетрясения.

Аналогичные постсейсмические изменения гравитационного поля зафиксированы и в области землетрясения Тохоку-Оки. Косейсмические изменения гравитационного поля на двух масштабах вейвлета приведены на рис. 1. Как и в районе Суматры, эта аномалия на первых 60 гармониках разложения поля в ряд по сферическим функциям представляет собой обширную отрицательную аномалию в тылу зоны субдукции над Японским морем и относительно небольшую положительную аномалию в районе желоба. На рис. 1 показана аномалия, сформировавшаяся к началу июня 2011 г, т.е. через три месяца после землетрясения. Дело в том, что после землетрясения аномалия высот геоида продолжала увеличиваться, что возможно связано с постсейсмическим крипом, как на поверхности сейсмического разрыва, так и на ее продолжении на юг. После землетрясения в районе Тохоку-Оки также произошел быстрый рост положительной аномалии, которая частично скомпенсировала отрицательную косейсмическую аномалию.

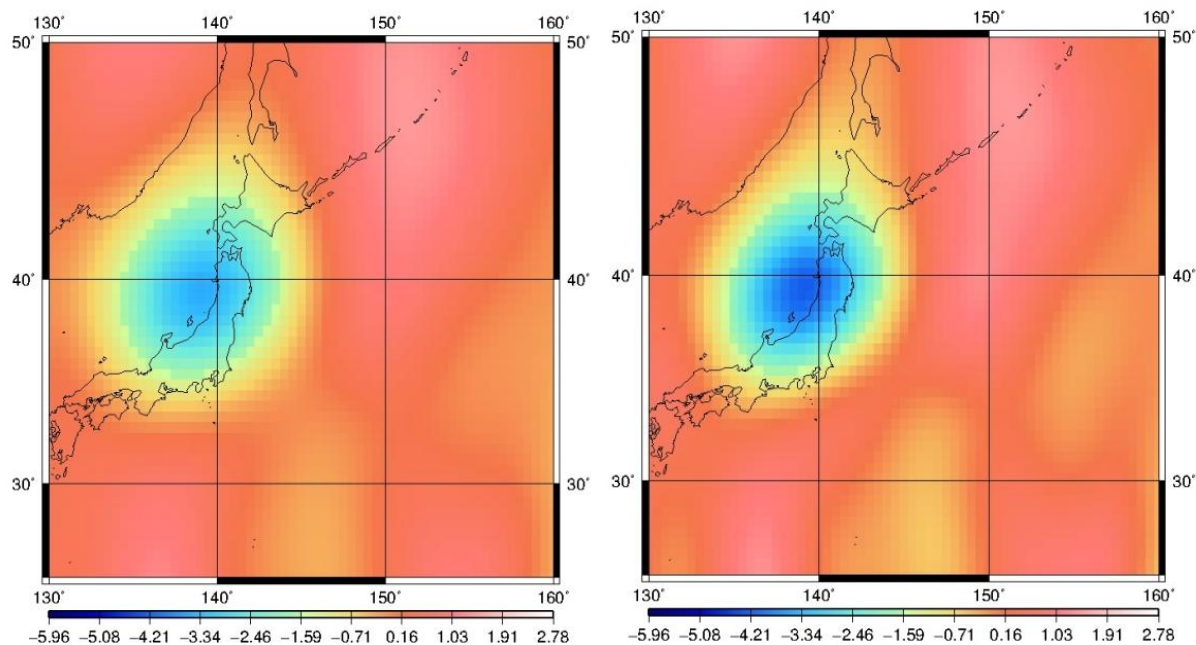


Рис. 1 .Косейсмические изменения высот геоида (мм), сформировавшиеся к маю 2011 г. в районе землетрясения Тохоку-Оки 11.03. 2011 на масштабах вейвлета 1200 (слева) и 1000 км.

Временные вариации гравитационного поля в районе землетрясения Мауле-Чили несколько отличаются от изменений, зарегистрированных в рассмотренных выше островных дугах. Косейсмическая аномалия представлена на рис.2. В разложении по сферическим функциям до 60-го порядка, она также представляет собой отрицательную аномалию в тылу зоны субдукции и небольшую положительную аномалию над океаническим желобом.

Несмотря на то, что амплитуда аномалии существенно меньше, чем в районе Суматры и Японии, анализ моделей гравитационного поля спутников Грейс позволяет проследить постсейсмическую эволюцию гравитационного поля, которая, также как и в других рассмотренных случаях, состоит в росте положительной аномалии. Эта аномалия формируется над глубоководным желобом, но в данном случае не смещается в область перекрывающей плиты и не перекрывает зону косейсмической отрицательной аномалии. Постсейсмические изменения амплитудой до 1 мм высот геоида происходят над желобом и шельфом, а в эпицентре косейсмической аномалии временные вариации почти отсутствуют.

Такой характер изменения гравитационного поля после землетрясения, возможно указывает на то, что процесс продвижения косейсмического разрыва на глубину в данном случае не происходит. Для Андаман-Суматранского землетрясения постсейсмические смещения ниже поверхности Мохо были оценены примерно в 1 м. В случае землетрясения в Чили, такие смещения получены уже в косейсмической модели смещений.

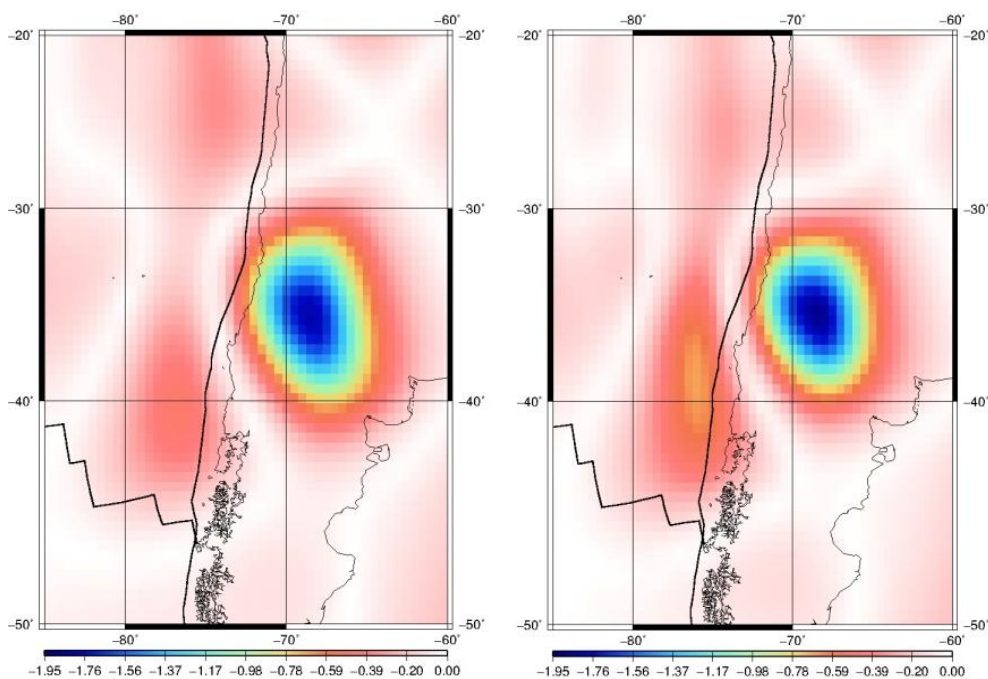


Рис. 2. Косейсмические изменения высот геоида (мм) для района землетрясения Мауле-Чили, 27.02.2010, вычисленные для масштабов вейвлета 1200 (слева) и 1000 км.

Проведенное исследование показало, что изучение временных вариаций гравитационного поля в областях крупных землетрясений позволяет получить новую информацию, существенно дополняющую данные наземных исследований. Постсейсмические вариации глобального гравитационного поля несут информацию о процессах, происходящих в верхней мантии Земли, которые слабо фиксируются наземными методами.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 12-05-00276). Совместная работа российских и французских авторов частично поддержана грантом CNRS-РФФИ 12-05-91051-НЦНИ.

ЛИТЕРАТУРА

1. Михайлов В.О., Тихоцкий С.А., Диаман М., Пане И., Исследование возможности обнаружения и изучения вариаций силы тяжести геодинамического происхождения по современным спутниковым гравиметрическим данным// Изв. РАН сер. «Физика Земли». 2005. №3. С. 18-32
2. 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. v. 228. N3-4. p. 281-297
3. 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// Geoph. J. Int. 2007. DOI: 10.1111/j.1365-246X.2007.03525.x
4. Panet I., Pollitz F., Mikhailov V., Diament M., Banerjee P., Grijalva K. Upper mantle rheology from GRACE and GPS post-seismic deformations after the 2004 Sumatra-Andaman earthquake// *G³* (Geochemistry, Geophysics, Geosystems). 2010. v. 11. Q06008. doi:10.1029/2009GC002905
5. Mikhailov V., Lyakhovsky V., Panet I., van Dinther Y., Diament M., Gerya, T., Timoshkina E. Numerical modelling of post-seismic rupture propagation after the Sumatra 26.12. 2004 earthquake constrained by GRACE gravity data// Geoph. J. Int. 2013. doi: 10.1093/gji/ggt145

УДК 550.8.05(470.324)

**ИДЕНТИФИКАЦИОННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ
ПАРАМЕТРОВ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ПОРОД ВОРОНЕЖСКОГО
КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА**

О.М. Муравина

muravina@geol.vsu.ru

Воронежский госуниверситет, Воронеж, Россия

Abstract. The article considers the results of the identification of the analysis conducted, with the aim of establishing the approximation dependences for petrophysical parameters core samples of crystalline rocks of the Voronezh crystalline massif. The task was solved using the method of the group account of arguments. The result was the construction of a structurally parametric equations (models) for rocks of different structural-material complexes. The obtained relations necessary for construction of the initial approximation of the generalized structural petrophysical model region.

Одним из этапов работы над проектом по созданию комплексной геофизической модели литосферы Воронежского кристаллического массива (ВКМ) по геофизическим данным стало формирование пространственной петроплотностной модели пород, слагающих верхнюю часть кристаллического фундамента для оценки вклада приповерхностных объектов в суммарное гравитационное поле региона[2].

Фактической основой петроплотностной модели послужила разработанная в системе ArcView 3.2. база петрофизической информации, содержащая необходимые сведения о пространственной и геологической принадлежности петрофизических данных, объем которых составил более 90000 петрофизических определений различных свойств пород керна почти по 4400 скважинам региона [4,7]. Структура и объем пространственной петрофизической базы позволила помимо детального статистического анализа петрофизических данных выполнить идентификационное моделирование для большинства структурно-вещественных комплексов Воронежского кристаллического массива. Целью исследований стало установление возможных стохастических связей плотности с другими петрофизическими характеристиками, в первую очередь, со скоростью распространения упругих волн, а также решение задач классификационного и пространственного анализа.

Для получения аппроксимационных уравнений была применена методика группового учета аргументов [6]. Рассмотрим некоторые результаты, полученные для пород тимской свиты.

Тимская свита (*K1tm*) оскольской серии слагает ядра Тим-Ястребовской и Волотовской структур и имеет мощность до 2 км. Отложения тимской свиты представлены углистыми ритмично-слоистыми кварц-серицитовыми сланцами, алевролитами, алевропесчаниками с подчиненными пачками карбонатно-сланцевых мраморов, конгломератов, конгломерато-брекчий. В толще сланцев на разных стратиграфических уровнях содержатся пластообразные тела измененных пород основного и среднего состава. В составе тимской свиты выделяются две подсвиты: нижняя существенно сланцевая и верхняя существенно вулканогенная [1,5].

Общий объем выборки петрофизических определений образцов керна, отнесенных к породам тимской свиты, составляет свыше 15000 значений, из них около 4000 приходятся на данные измерения плотности образцов. По исходной выборке было выделено 12 наиболее характерных групп пород, которым был присвоен условный литологический индекс в соответствии с изменением средних значений плотности. Значения литологического индекса были использованы в качестве одной из переменных-аргументов в процессе моделирования.

41-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского, 2014 г.

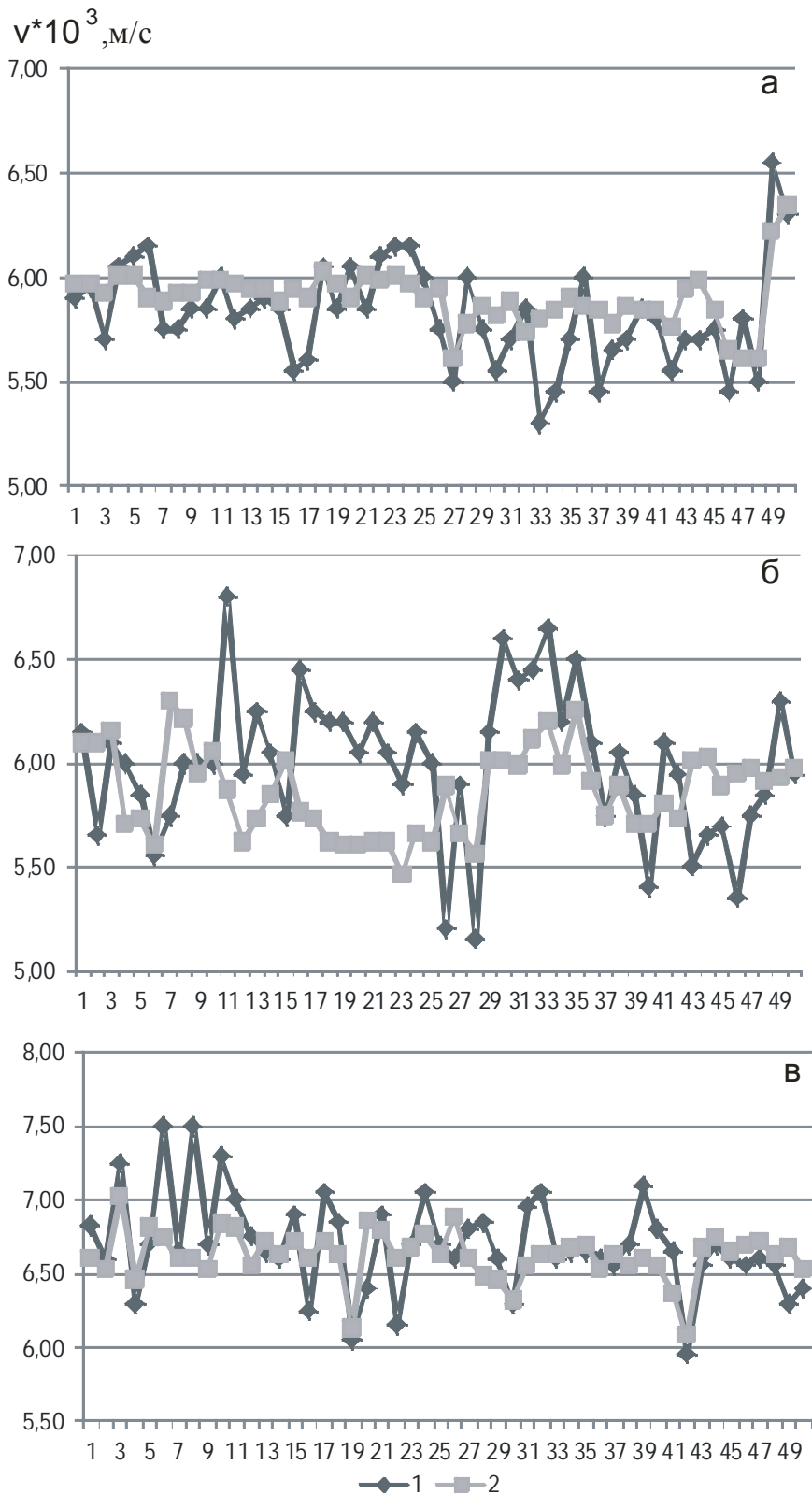


Рис.1 Результаты моделирования скорости распространения упругих волн для образцов различных типов пород тимской свиты: 1 - фактические значения скорости распространения упругих волн для образцов керна; 2- модельные значения; а – сланцы; б – метавулканыты; в – габброиды.

В таблице 1 приводятся основные статистические характеристики данных о плотности и скорости пород тимской свиты.

Статистические характеристики пород тимской свиты

Статистические характеристики	Петрофизические параметры			
	V_p	ед. изм	σ	ед. изм
Среднее	5,96	км/с	2,87	г/см ³
Медиана	6,05	км/с	2,85	г/см ³
Мода	6,1	км/с	2,80	г/см ³
Стандартное отклонение	0,68	км/с	0,15	г/см ³
Квантиль порядка 0,05	4,85	км/с	2,62	г/см ³
Квантиль порядка 0,95	7,07	км/с	3,12	г/см ³
Объем выборки	3425		3907	

Рассмотрим одну из моделей, полученную в результате идентификационного анализа петрофизических характеристик пород тимской свиты. Структурно-параметрическое уравнение определяет скорость продольных упругих волн (V_p) как функцию плотности (σ) и литологического индекса образца (Li):

$$V_p = a_0 + a_1 Li + a_2 \sigma + a_3 (\sigma \cdot Li), \quad (1)$$

Модель получена после первого ряда селекции, при переходе к более сложным уравнениям второго ряда, значения критериев отбора моделей ухудшаются примерно на порядок. Качество моделирования для некоторых характерных пород тимской свиты показано на рисунке 1. Модельные значения рассчитаны для образцов, не участвующих в формировании модельного уравнения.

Установленные статистические закономерности позволяют перейти от плотности пород к скорости, что дает возможность сформировать скоростную модель, необходимую для выполнения комплексной интерпретации сейсмических и гравиметрических данных.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 11-05-00110-а).

Литература

1. Афанасьев Н.С. Петрофизика докембрийских образований и геологическое строение Воронежского кристаллического массива / диссертация на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. – Воронеж, 1982. 517с
2. Глазнев В.Н. Комплексные геофизические модели литосферы Фенноскандии / Апатиты, «КаэМ», 2003. 252 с.
3. Глазнев В.Н., Жаворонкин В.И., Минц М.В., Муравина О.М., Хованский Н.Е. Петроплотностная модель и гравитационный эффект осадочного чехла Воронежского кристаллического массива и его обрамления / Материалы 40-ой сессии международного семинара им. Д.Г.Успенского «Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей». – М.: ИФЗ РАН, 2013. С. 107-112.
4. Литосфера Воронежского кристаллического массива по геофизическим и петрофизическим данным / Главный редактор Н.М. Чернышов. – Воронеж: «Научная книга», 2012. 330 с.
5. Муравина О.М. Метод группового учета аргументов при анализе геофизических данных // Геофизика. 2012. № 6. С. 16–20.
6. Муравина О.М. Методика создания петрофизической модели осадочного чехла Воронежского кристаллического массива и его обрамления / Материалы седьмых научных чтений Ю.П.Булашевича «Глубинное строение, геодинамика, тепловое поле Земли». – Екатеринбург, 2013. С. 206-208.

УДК 550.8.05(470.324)

**ПЕТРОПЛОТНОСТНАЯ МОДЕЛЬ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА
ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА**

О.М. Муравина, В.И. Жаворонкин, В.Н. Глазнев

muravina@geol.vsu.ru

Воронежский госуниверситет, Воронеж, Россия

Abstract. *The article deals with the issues of Petrophysical data on crystalline rocks of the Voronezh Crystalline Massif. The spatial and geological features of the main unit were investigated with statistical methods. It is shown that for construction a model of the Earth's upper crust in the region, the density model of the crystalline basement of the Voronezh crystalline massif, should take into account.*

Создание комплексной геофизической модели литосферы Воронежского кристаллического массива (ВКМ) по данным геофизических исследований базируется на совместном решении обратных задач геофизики [2, 5]. Некорректность их решения определяет необходимость максимального использования априорной информации, на основе которой формируется стартовая модель изучаемой среды. В качестве такой исходной информации использованы результаты измерений физических свойств пород керна по 4400 скважинам, пробуренным на территории ВКМ и его обрамления. С использованием ГИС-технологий в системе ArcView 3.2. была сформирована пространственная база петрофизической информации, которая помимо физических свойств, содержит необходимые сведения о геологической принадлежности образцов пород керна скважин к определённым типам пород, заданным в рамках достаточно подробной классификации. В целом эта база данных является наиболее представительным петрофизическим описанием типичных кристаллических и осадочных пород территории ВКМ. Она содержит сведения о результатах более 90000 петрофизических определений различных свойств пород керна, при этом плотность пород представлена наиболее полно.

Это обстоятельство явилось одной из причин того, что ведущая роль в комплексном моделировании была отведена решению обратной задачи гравиметрии. В качестве других причин можно назвать глубокую разработку теории решения обратной задачи гравиметрии, ее линейность, а также возможность использования информации мирового банка данных [8].

Решение обратной задачи гравиметрии выполнялось последовательно в несколько этапов, что обусловлено сложным строением объекта исследований. На первом этапе оценивалось гравитационное влияние самой верхней части разреза ВКМ и сопредельных территорий. С этой целью на основе созданной петроплотностной модели осадочного чехла кристаллического массива и обрамляющих его крупных депрессий, сложенных осадочными породами, была решена прямая задача гравиметрии и, тем самым, учтен вклад осадочных пород в суммарное гравитационное поле [3, 7].

На втором этапе решалась задача оценки влияния пород, слагающих верхнюю часть кристаллического фундамента. С этой целью была разработана предварительная петроплотностная модель кристаллического фундамента, которую можно распространить до глубины примерно 4-6 км. Такое значение глубины приповерхностных объектов следует из совокупности экстремальных оценок, полученных для локальных аномалий гравитационного поля региона на основании методики оценки глубин по автокорреляционным функциям потенциальных полей [1]. Оценки такого рода согласуются и с результатами интерпретации поля, полученными для отдельных изолированных аномалий территории востока ВКМ (А.И. Бескова и др., 1985), где приводятся оценки глубины нижних кромок приповерхностных объектов: от 1,5 до 3-4 км.

Исходными данными для создания модели плотности кристаллических пород послужили фактические материалы, упомянутые выше; созданная на их основе пространственная база петрофизической информации [7]; геологические карты Воронежского кристаллического массива (С.П. Молотков и др., 1999) и Восточно-

Европейской платформы [4], а также результаты среднемасштабных гравиметрических съемок, выполненных в разное время производственными организациями.

Породы кристаллического фундамента имеют чрезвычайно сложный состав. В строении кристаллического фундамента территории КМА принимают участие образования архея и нижнего протерозоя, представленные различными структурно-фациальными комплексами. В структурном отношении сверху модель ограничена глубиной залегания кристаллического фундамента. Нижнее ограничение модели дается по упомянутым выше оценкам глубин гравиактивной части разреза. Построение атрибутивной части петроплотностной модели осуществлялось в последовательности, описанной ниже.

На первом этапе были сформированы выборки значений плотности, соответствующие различным структурно-фациальным комплексам безотносительно их пространственного положения. Был выполнен статистический анализ данных, рассчитаны числовые характеристики, в том числе модальные, медианные и средние значения, построены гистограммы распределения и определен наиболее вероятный диапазон изменения плотности пород. Полученные данные были согласованы с опубликованными результатами предшествующих исследований [1, 6 и др.].

Географическая и высотная привязка петрофизических значений позволила выполнить пространственный анализ данных. Значения плотности пород, относящиеся к конкретному комплексу пород, были протестированы на возможное наличие тренда в широтном и меридиональном направлении. На рисунке для примера показан тренд изменения значений плотности тимской свиты в широтном направлении. Данные были сгруппированы в соответствии с пространственным положением вещественных комплексов, а затем в пределах выделенных групп сформированы выборки, отнесенные к локальным геологическим объектам (полигонам в терминах ГИС). В результате часть полигонов получила уточненные значения плотностных характеристик. Объектам (полигонам) не имеющим подсечения скважинами были присвоены осредненные значения плотности для данного структурно-фациального комплекса, с учетом пространственного тренда.

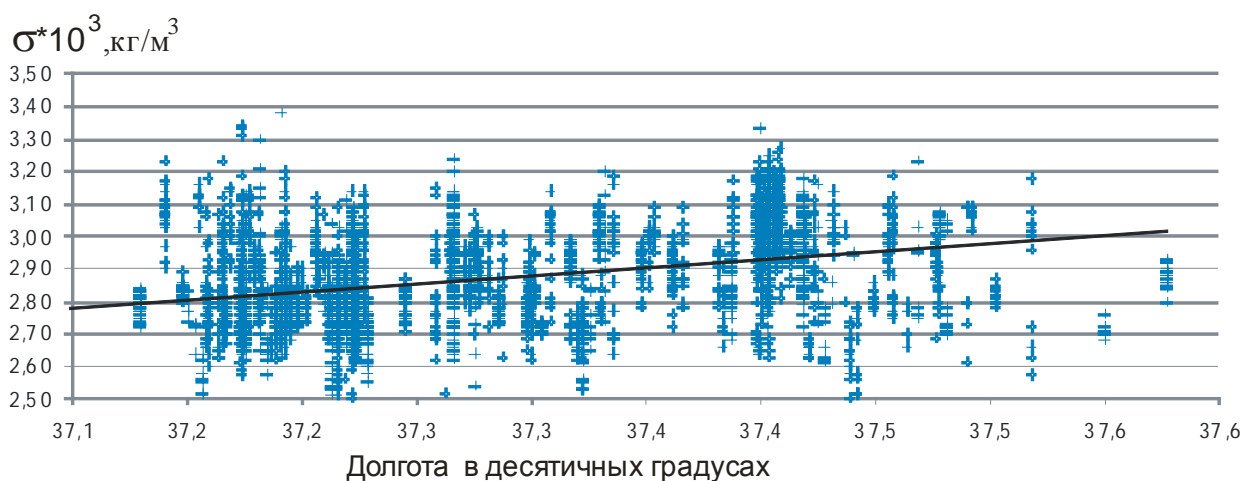


Рис.1. Долготный тренд значений плотности пород тимской свиты.

В результате была создана петроплотностная модель кристаллического фундамента ВКМ, в рамках которой решена прямая задача гравиметрии. Первые расчеты показывают хорошее соответствие модельных полей с локальными особенностями геологического строения кристаллического фундамента.

Работа выполнена в рамках научных исследований по гранту РФФИ № 11-05-00110-а.

Литература

1. Афанасьев Н.С. Петрофизика и геологическое строение докембрия Воронежского кристаллического массива // Петрофизические исследования на щитах и платформах. – Апатиты: КФ АН СССР, 1985. – С. 34-42.
2. Глазнев В.Н. Комплексные геофизические модели литосферы Фенноскандии. - Апатиты, КазМ, 2003. 252 с.
3. Глазнев В.Н., Жаворонкин В.И., Минц М.В., Муравина О.М., Хованский Н.Е. Петроплотностная модель и гравитационный эффект осадочного чехла Воронежского кристаллического массива и его обрамления / Матер. 40-ой сессии Междунар. сем. им. Д.Г.Успенского «Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей». – М.: ИФЗ РАН, 2013. С. 107-112.
4. Геологическая карта Восточно-Европейской платформы и её складчатого обрамления (в границах бывшего СССР). Масштаб 1 : 2500000 / Ред. Ю.Р. Беккер. – СПб.: Изд. ВСЕГЕИ, 1996.
5. Кобрунов А.И. Математические основы теории интерпретации геофизических данных / М.: ЦентрЛитНефтеГаз, 2008. 288 с.
6. Литосфера Воронежского кристаллического массива по геофизическим и петрофизическим данным / Гл. ред. Н.М. Чернышов. – Воронеж: Научная книга, 2012. – 330с.
7. Муравина О.М. Методика создания петрофизической модели осадочного чехла Воронежского кристаллического массива и его обрамления / Матер. VII научных чтений им. Ю.П.Булашевича «Глубинное строение, геодинамика, тепловое поле Земли». – Екатеринбург, 2013. С. 206-208.
8. <http://icgem.gfz-potsdam.de/ICGEM/>

КРИТЕРИИ СИСТЕМНОГО АНАЛИЗА ДЛЯ ПРИНЯТИЯ РЕШЕНИЯ В ПРОБЛЕМНЫХ СИТУАЦИЯХ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

А.А. Никитин

(МГРИ-РГГРУ)

Общие положения

Системный анализ (по Н.Н. Моисееву) – совокупность методов, ориентированных на проблемы принятия решений в условиях, когда выбор альтернативы требует изучения информации разной природы [3]. Такое определение непосредственно относится к различным проблемам геолого-геофизических исследований. Проблемы принятия решений начинаются с выбора стадийности геологоразведочного процесса, направленной на оценку прогнозных ресурсов и запасов месторождений полезных ископаемых, что обеспечивается созданием физико-геологических моделей изучаемых геобъектов и выбором на их основе комплекса геофизических методов. При выборе геофизического комплекса требуется достичь наиболее полного решения геологической задачи с наименьшими затратами и в кратчайшие сроки, т.е. явно противоречивые требования, определяющие проблемную ситуацию.

При геолого-геофизических исследованиях встречаются достаточно простые, **хорошо формализованные задачи**, для решения которых используются детерминированные методы, т.е. находятся числовые решения при анализе геофизических полей, например, при оценке размеров и глубины залегания сильно контрастных объектов простой геометрии при их неглубоком залегании. В большинстве случаев возникают ситуации по выбору альтернативных решений, которые сводятся к постановке **слабоформализованных задач**, например, задачи прогноза полезных ископаемых по комплексу геополей и их атрибутов, что связано с неоднозначностью определения природы геофизических аномалий и оценки параметров изучаемых объектов лишь по результатам одного геофизического метода. Решение слабоформализованных задач реализуется на основе экспертных систем, использующих механизм логического вывода из базы знаний, ориентированного в настоящее время, главным образом, на байесовский подход.

В задачах управления геологоразведочными предприятиями, тем более крупными регионами, сталкиваются с необходимостью решения **неформализованных** или плохоформализуемых задач. При этом требуется использование критериев системного анализа для принятия решений при многоцелевых проблемных ситуациях, в частности, возникающих при выборе того или иного комплекса геофизических методов при решении геологических задач разного содержания.

Следует различать понятия системный подход и системный анализ. При **системном подходе** обеспечивается построение системы исследований из образующих ее составляющих с учетом их взаимодействия. При системном анализе реализуется **множество** возможных **альтернативных целей**, отображающих проблемную ситуацию и **множество** возможных их **решений** с выбором **предпочтительного решения** на базе различных критериев принятия решений [1].

В качестве использования системного подхода приведем построение геоинформационных систем, то их развитие, начиная с автоматизированных систем обработки геоданных (АСОД) и заканчивая информационно-аналитическими системами (ИАС) в виде системы (рис.1), отображающей переход от хорошо формализованных задач к слабо и неформализованным задачам [4]. Именно, построение ИАС требует использования критериев принятия решения в проблемных ситуациях управления предприятиями и регионами в виде системы поддержки принятия решений. Чем выше уровень управления, тем дороже обходятся ошибки принятия решений.

41-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского, 2014 г.

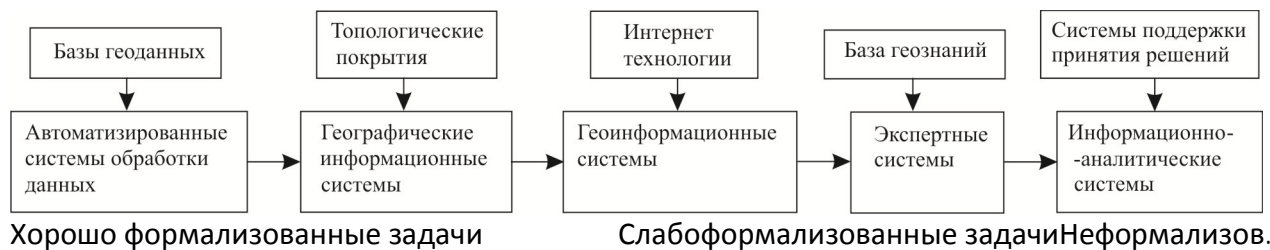


Рис. 1. К развитию геоинформационных систем на основе системного подхода.

Практически все критерии принятия решений системного анализа базируются на построении матрицы ранжировок по альтернативным целям (задачам) A_i и возможным решениям Y_j . При решении каждой задачи (цели) возникают разные ситуации S_j , например, при геокартировании возможно либо наличие, либо отсутствие чехла рыхлых отложений. При этом оценивается вероятность каждой такой ситуации P_j . Кроме того, можно ввести коэффициенты относительной важности цели β_g , а произведение $P\beta$ характеризует «вес» каждой цели (задачи) при соответствующей ситуации, или иначе достижение цели A_i при ситуации S_j [2].

Ранжировка по целям и решениям осуществляется экспертом или лицом, принимающим решение (ЛПР), обычно по балльной шкале. В назначении баллов учитываются временные и денежные затраты, необходимые для достижения конкретной цели (задачи).

Критерии индивидуального и группового выбора решения.

Если решение принимается одним экспертом (одно ЛПР), то выбор предпочтительного (оптимального) решения осуществляется на основе критериев: гарантированного результата (критерий пессимизма), оптимизма и Гурвица, как комбинированного из первых двух, а также критерия максимума среднего выигрыша.

Критерий гарантированного результата представляет минимаксный критерий, т.е. решение принимается на $\max_i \min_j f_{ij} \Rightarrow Y^*$ Y^* -функция предпочтения, определяемая матрицей ранжировок по целям A_j и решениям Y_j предпочтительное решение. Критерий оптимизма соответственно определяется как $\max_i \max_j f_{ij} \Rightarrow Y^*$ (или $\min_i \min_j f_{ij} \Rightarrow Y^*$ для порядковой шкалы)

Критерий Гурвица определяется как

$$\max_i \left[\beta \min_j (f_{ij}) + (1 - \beta) \max_j f_{ij} \right] \Rightarrow Y^*$$

При $\beta=1$ критерий превращается в критерий пессимизма, а при $\beta=0$ критерий оптимизма.

Для критерия максимума среднего выигрыша матрица ранжировок преобразуется в матрицы парных сравнений, которые для каждой цели A определяются по правилу

$$Y_{ik}^j = \begin{cases} 1, & \text{если } Y_i \geq Y_k \text{ в ситуации } j \\ 0, & \text{если } Y_i < Y_k \text{ в ситуации } j \end{cases}$$

Матрицы парных сравнений являются основой использования **критериев группового выбора**, когда для принятия решения привлекается группа экспертов (групповое ЛПР). Среди этих критериев выделяется критерий простого большинства голосов, имеющий математическое обоснование, состоящее в расчете расстояния Хэмминга, равного сумме модулей разности матриц парных сравнений, которые соответствуют ранжировке решений для двух сравниваемых целей.

К критериям группового выбора относятся критерий относительного большинства голосов, принцип диктатора и критерий Парето. Последний позволяет определить не одно, а некоторое множество эффективных решений путем сравнения всех решений по

предпочтениям. При этом оптимальным является такое решение Y_k , что не существует решения Y_j , строго лучшего, чем Y_k для всех членов группового ЛПР одновременно.

Приемы использования критериев системного анализа.

В качестве гипотетического примера использования рассмотренного критерия Гурвица приведем выбор решения из трех информационных систем: ПАНГЕЯ (Y_1), КОСКАД – 3D (Y_2) и ГИС ИНТЕГРО (Y_3) при решении трех геологических задач (целей) изучения осадочного чехла (A_1), фундамента (A_2) и глубинного строения земной коры (A_3). Соответствующая матрица (таблица) ранжировок определяем в виде:

	A_1	A_2	A_3
Y_1	1	2	2
Y_2	2	3	2
Y_3	2	1	1

Матрица ранжировок состоит из значений функции предпочтения f_{ij} по большой шкале, где более предпочтительное решение характеризуется 1.

Для этой матрицы находим матрицы парных сравнений для ранжировок по каждой задаче.

Для задачи A_1 A_2 A_3
матриц парных сравнений

$$\|Y_{ik}^1\| = \begin{vmatrix} 1 & 1 & 1 \\ 0 & 1 & 1 \\ 0 & 1 & 1 \end{vmatrix}, \quad \|Y_{ik}^2\| = \begin{vmatrix} 1 & 1 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 1 & 1 & 1 \end{vmatrix}, \quad \|Y_{ik}^3\| = \begin{vmatrix} 1 & 1 & 0 \\ 1 & 1 & 0 \\ 1 & 1 & 1 \end{vmatrix}.$$

Матрица $\|a_{ij}\|$, которая определяет суммы голосов, поданных за каждое решение в каждой ситуации находится простым суммированием.

$$\|\alpha_{ij}\| = \|Y_{ij}^1\| + \|Y_{ij}^2\| + \|Y_{ij}^3\| = \begin{vmatrix} 1 & 1 & 1 \\ 0 & 1 & 1 \\ 0 & 1 & 1 \end{vmatrix} + \begin{vmatrix} 1 & 1 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 1 & 1 & 1 \end{vmatrix} + \begin{vmatrix} 1 & 1 & 0 \\ 1 & 1 & 0 \\ 1 & 1 & 1 \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} 3 & 3 & 1 \\ 1 & 3 & 1 \\ 2 & 3 & 3 \end{vmatrix}.$$

Оптимистическое значение $\bar{\alpha}_i$ и пессимистическое значение $\underline{\alpha}_i$ для оценок функции предпочтения будут равны соответственно:

$$\bar{\alpha} = \max_j \|\alpha_{ij}\| = \begin{vmatrix} 3 \\ 3 \\ 3 \end{vmatrix} \quad \text{и} \quad \underline{\alpha} = \min_j \|\alpha_{ij}\| = \begin{vmatrix} 1 \\ 1 \\ 2 \end{vmatrix}.$$

Задавшись коэффициентом пессимизма β найдем максимум из трех чисел. Пусть $\beta = 0,4$, тогда, согласно критерию Гурвица () получаем:

$$\max(0,4 \cdot 3 + 0,6 \cdot 1; 0,4 \cdot 3 + 0,6 \cdot 1; 0,4 \cdot 3 + 0,6 \cdot 2) = \max(1,8; 1,8; 2,4).$$

Оптимальным решением по критерию Гурвица является решение Y_3 , так как максимум из трех чисел $\max(1,8; 1,8; 2,4) = 2,4$.

Аналогично приведенный пример может быть использован в том случае, когда в качестве решений Y_1 Y_2 Y_3 принимаются разные комплексы геофизических методов для решения геологических задач на определенной стадии (этапа) геологоразведочного процесса.

Рассмотрим пример принятия управленческого решения, связанного с выбором способа обеспечения выполнения геологического задания, при котором требуется провести ускоренную оценку одного перспективного объекта в течение одного месяца полевого сезона. Объект удален от базы экспедиции на 250км., расположен в холмистой местности в 20 км от побережья крупной реки. В 30 км от объекта имеется поселок, к которому возможен проезд только в летнее время с базы экспедиции высокопроходимым автотранспортом. Были сформулированы две гипотезы о развитии проблемной ситуации. S_1 – дождливое лето,

41-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского, 2014 г.

трудно летать и существенно затруднен проезд автотранспорта $p(S_1)=0,7$ S_2 – сухое лето, низкий уровень воды $p(S_2)=0,3$

Множество целей экспедиции было сформулировано таким образом:

- A_1 – выполнить необходимые объемы работ;
- A_2 – обеспечить высокое качество геологоразведочных работ;
- A_3 – обеспечить минимум затрат на доставку материальных ресурсов к объекту;
- A_4 – обеспечить максимальную безопасность персонала.

При этом были введены два ограничения:

- B_1 – полевые работы завершить до наступления зимы,
- B_2 – объем затрат на транспорт и временное строительство при буро-проходческих работ не должен превышать сметную стоимость в размере 3 млн руб.

Для данной проблемной ситуации были предложены четыре альтернативных решения:

Y_1 – доставлять материалы авиатранспортом с затратами 3 млн руб.

Y_2 – доставлять материалы речным транспортом и далее гусеничным транспортом - 1, 8 млн руб.

Y_3 – доставлять материалы в поселок автотранспортом, а на объект – вертолетом, с учетом строительства взлетно-посадочной площадки, затраты – 1,5 млн руб.

Y_4 – построить от поселка до объекта дорогу с доставкой материалов на объект автотранспортом. С учетом строительства дороги затраты – 1, 8 млн руб.

Всю проблемную ситуацию можно представить в виде матрицы с ранжированием решений на множество целей и для двух возможных ситуаций S_1 и S_2 .

Ранжировка решений на множестве целей и ситуации S_1 и S_2 отображена ниже в таблице (матрице).

Ниже приводится такая матрица.

Решения	Объемы работ A_1		Качество работ A_2		Затраты A_3		Безопасность A_4		max j	min i
	S_1	S_2	S_1	S_2	S_1	S_2	S_1	S_2		
Y_1	4	1	4	1	4	4	2	1	4	
Y_2	1	3	1	3	3	3	1	2	3	3
Y_3	3	2	3	2	1	1	4	3	4	
Y_4	2	4	2	4	2	2	3	4	4	
p	0,7	0,3	0,7	0,3	0,7	0,3	0,7	0,3		
β	0,3		0,3		0,15		0,25			
$p \cdot \beta$	0,21	0,09	0,21	0,09	0,105	0,045	0,175	0,075		

Согласно критерию гарантированного результата в матрице ранжировок находится наихудшее значение функции предпочтения для каждого решения по каждой из обобщенных целей, т.е. наименее благоприятная оценка каждого решения, которое соответствует максимальному значению функций предпочтения по каждой строке. Далее выбирается такое решение, которое характеризуется наибольшим предпочтением, т.е. определяется минимум функции предпочтения по строкам матрицы. Этот минимум соответствует решению Y_2 .

Литература

1. Антонов А.В. Системный анализ. М : Высшая школа. – 2006 – 453 с.
2. Жандаров А.М., Ужинский И.К. Решения в проблемных ситуациях. Учебное пособие АНХ при СМСССР. – 1985 – 124 с.
3. Моисеев Н.Н. Математические задачи системного анализа. М : Наука. – 1987.
4. Черемисина Е.Н., Никитин А.А. Системный анализ процесса физико-геологического моделирования на основе геоинформационных систем. // Геоинформатика. – № 4. – 2012. – с. 1-7.

УДК 550.831

ТРАНСФОРМАЦИИ ПОТЕНЦИАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ НА ОСНОВЕ НЕПРЕРЫВНОГО ВЕЙВЛЕТ-ПРЕОБРАЗОВАНИЯ

И.В. Оболенский, К.М. Кузнецов, А.А. Булычев

kirillkuz90@gmail.com

*Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова,
Геологический факультет, г. Москва, Россия*

The article evaluates the possibility of using wavelet transformations for solving such "classical" problems as signal filtering, reduction of two-dimensional magnetic anomalies to the pole, continuation of the field and calculation of higher order derivatives of the potential fields to the upper and lower half-space.

1. В практике обработки геофизических сигналов все большее значение и интерес приобретает их вейвлет-анализ. Одна из разновидностей такого анализа носит название непрерывного вейвлет-преобразования. Оно осуществляется путем свертки анализируемой функции $g(\xi)$ с двухпараметрической функцией $\psi_{h,x}(\xi)$, которая может быть комплексной:

$$W(h, x) = \int_{-\infty}^{\infty} g(\xi) \overline{\psi_{h,x}(\xi)} d\xi \quad (1)$$

Черта над функцией $\psi_{h,x}(\xi)$ означает ее комплексное сопряжение. Функцию $W(h, x)$ называют вейвлет-спектром функции $g(\xi)$. Сама функция $\psi_{h,x}(\xi)$ получается из базисного (материнского) вейвлета $\psi_0(\xi)$:

$$\psi_{h,x}(\xi) = \frac{1}{\sqrt{h}} \psi_0\left(\frac{\xi - x}{h}\right). \quad (2)$$

Параметр h – масштаб вейвлетного преобразования, и его значение меняется от нуля до бесконечности ($h \in \mathbb{R}^+$); x – параметр сдвига ($x \in \mathbb{R}$). Коэффициент $(1/\sqrt{h})$ вводится с целью нормировки этой функции. Функция $\psi_0(\xi)$ должна удовлетворять определенным требованиям, в частности:

$$\int_{-\infty}^{\infty} \psi_0(\xi) d\xi = 0, \quad \int_{-\infty}^{\infty} |\psi_0(\xi)|^2 d\xi < \infty. \quad (3)$$

2. В случае если исходная функция $g(\xi)$ имеет среднее значение равное нулю и ее разложение выполнялось с помощью вейвлетов, удовлетворяющих условию (2, 3), то возможно осуществить обратное непрерывное вейвлет-преобразование, т.е. по функции $W(h, x)$ восстановить исходный сигнал $g(\xi)$:

$$g(\xi) = \frac{1}{C_\psi} \int_0^\infty \frac{1}{h^2} \left(\frac{1}{\sqrt{h}} \int_{-\infty}^\infty W(h, x) \psi_0\left(\frac{x - \xi}{h}\right) dx \right) dh, \quad (4)$$

C_ψ – константа, определяемая функцией ψ_0 :

$$C_\psi = \int_0^\infty \frac{|\hat{\psi}_0(\omega)|^2}{\omega} d\omega, \quad (5)$$

где $\hat{\psi}_0(\omega)$ – спектр Фурье функции $\psi_0(x)$.

3. На основании соотношений (1, 4) могут быть осуществлены различные линейные трансформации исходных полей. При анализе аномальных гравитационных и магнитных полей логично использовать вейвлеты, построенные на основе ядра Пуассона [3, 4, 5]:

$$K^{nx, mz}(x, z) = \frac{\partial^{n+m}}{\partial^n x \partial^m z} \left(\frac{z}{x^2 + z^2} \right). \quad (6)$$

4. На основании формулы (4) по вейвлет-спектру $W(h,x)$ возможна реконструкция исходного сигнала $g(\xi)$, что позволяет использовать вейвлет-преобразования для решения таких “классических” задач, как фильтрация исходных сигналов, редуцирование двухмерных магнитных аномалий к полюсу, продолжение поля и вычисление высших производных полей в верхнем и нижнем полупространствах.

4.1. Пусть функция $g(x)$ представляет собой аномальное гравитационное поле. На основе результатов, полученных А.И. Кобруновым [1], и соотношения (6) при $n=0$ и $m=1$ следует, что эквивалентное по полю распределение плотности $\delta(x,h)$ связано с результатом прямого вейвлет-преобразования следующим образом:

$$\delta(x,h) = \frac{1}{\pi G} \sigma(x,h) = \frac{1}{\pi^2 G} \frac{\sqrt{h}}{h^2} W(x,h). \quad (7)$$

Если предполагать, что исходная функция $g(x)$ соответствует частным производным аномального гравитационного потенциала более высокого порядка, то можно получить выражения для эквивалентных распределений плотности, создающих это поле. При этом удобно использовать комплексные вейвлеты Пуассона [3, 4].

4.2. Если функция $g(x)$ соответствует напряженности вертикальной составляющей аномального магнитного поля $Z(x)$, то по значениям функции $W(x,h)$ можно определить эквивалентное распределение вертикальной намагниченности $I(x,h)$ среды в нижнем полупространстве, создающим поле $Z(x)$:

$$I(x,h) = \frac{1}{2C_\psi \sqrt{h}} W(h,x). \quad (8)$$

4.3. При вычислении описанных задач необходимо знание коэффициента C_ψ . С учетом того, что рассматриваемые базисные вейвлеты разных порядков определяются через частные производные ядра Пуассона (6) и на основании (5), значения коэффициентов будут определяться соотношением ($N = m+n$):

$$C_\psi = \pi^2 \frac{1}{2} \frac{2N-1}{2} \frac{2N-2}{2} \dots \frac{1}{2} = \pi^2 \frac{(2N-1)!}{2^{2N}}. \quad (9)$$

5. *Редукция магнитных аномалий к полюсу.* Пусть аномальное магнитное поле $Z(x)$ создается двухмерным изолированным источником, расположенным ниже оси OX , с постоянной намагниченностью, угол наклона которой – φ . Воздействуем на функцию $Z(x)$ вейвлетом 1-го порядка следующего вида:

$$\psi_{h,x}(\xi) = \sin \varphi \psi_{h,x}^z(\xi) + \cos \varphi \psi_{h,x}^x(\xi), \quad (10)$$

где $\psi_{h,x}^z(\xi)$ и $\psi_{h,x}^x(\xi)$ - вейвлеты первого порядка, соответствующие вычислению первой вертикальной и горизонтальной составляющей поля. Функции $W(x,h)$ можно предать смысл вертикальной интенсивности намагниченности, создающей исходное поле $Z(x)$. Если к функции $W(x,h)$ применить обратное вейвлет-преобразование (4) с вейвлетами $\psi_{h,x}^z(\xi)$, $\psi_{h,x}^x(\xi)$, то полученные результаты соответствуют функциям $Z_B(x)$, $X_B(x)$.

6. *Фильтрация полей.* Поскольку по значениям вейвлет-спектра $W(h,x)$ на основе соотношения (4) может быть восстановлена исходная функция $g(\xi)$, фильтрация поля в этом случае будет основана на том, что некоторые из значений функции $W(h,x)$ обнуляются или изменяются их амплитудные значения. При решении этой задачи возможно использовать не только вейвлеты Пуассона, но и другие типы вейвлетов [2].

7. *Продолжение и вычисление высших производных поля в верхнем полупространстве.* Решение этой задачи тесно связано с задачей определения эффективной плотности или намагниченности по результатам непрерывного вейвлет-преобразования исходного поля. Определив распределение эффективных источников в нижнем полупространстве можно рассчитать значения поля или его производные на заданной высоте.

8. *Продолжение и вычисление высших производных поля в нижнем полупространстве.*

Решение этой задачи также основано на том, что по результатам вейвлет-преобразования с помощью вейвлетов Пуассона $W(h,x)$ можно определить эквивалентное распределение плотности $\delta(x,h)$ в нижнем полупространстве, создающее исходное поле. Затем обнулив значения функции $\delta(x,h)$ до необходимого уровня пересчета можно рассчитать прямой гравитационный (магнитный) эффект на заданном уровне. При решении этой задачи исходный сигнал предпочтительней рассматривать как поле, соответствующее более высоким частным производным гравитационного потенциала, чем поле V_z , например, как поле V_{zzz} . В этом случае эффективные массы окажутся расположенными на больших глубинах по сравнению со случаем применения вейвлетов 1-го порядка.

Литература

1. Кобрунов А.И., Варфоломеев В.А. Об одном методе ε -эквивалентных перераспределений и его использовании при интерпретации гравитационных полей. // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1981. № 10. С.25–44.
2. Никитин А.А., Петров А.В. Теоретические основы обработки геофизической информации (Учебное пособие). М. ООО «ЦИТвП». 2010. 114 с.
3. Оболенский И.В., Булычев А.А. Непрерывное вейвлет-преобразование гравиметрических и магнитометрических данных. // Геофизика. 2011. №3. С. 48-56.
4. Оболенский И.В., Булычев А.А. Применение комплексного непрерывного вейвлет-преобразования Пуассона для определения источников аномалий потенциальных полей. // Геофизические исследования. 2011. Т.12. №3. С. 5-21.
5. Утёмов Э.В., Нургалиев Д.К. “Естественные” вейвлет-преобразования гравиметрических данных: теория и приложения. // Изв. РАН. Физика Земли. 2005. № 4. С.88–96.

УДК 550.837

ОСОБЕННОСТИ НЕЙРОСЕТЕВОЙ ИНВЕРСИЯ НАТУРНЫХ МТ-ДАННЫХ НА ПРИМЕРЕ РЕГИОНАЛЬНЫХ ПРОФИЛЬНЫХ ЗОНДИРОВАНИЙ

И.Е. Оборнев, М.И. Шимелевич, Е.А. Оборнев

o_ivano@mail.ru

*Российский государственный геологоразведочный университет
им. Серго Орджоникидзе МГРИ-РГГРУ, г. Москва, Россия*

Abstract: A neural network algorithm for solving the inverse problem has been tested on numerous examples of two-dimensional model. Algorithm testing was performed on the field data on geoelectric field work method of magnetotelluric sounding in the Krasnodar region on the north-south profile Novorossiysk-Slavyansk Elizavetovca (regional profile № 3 Kuban) in the area of the West Kuban marginal basin (according to I.S.Feldman).

В процессе обработки и анализа измеренных данных выявлены три основные тектонические зоны (см. рис. 1), пересекаемые профилем, которые хорошо согласуются с тектонической схемой западного Предкавказья: Западно-Кубанский прогиб, южный склон Скифской плиты и складчатая область Северо-западного Кавказа.

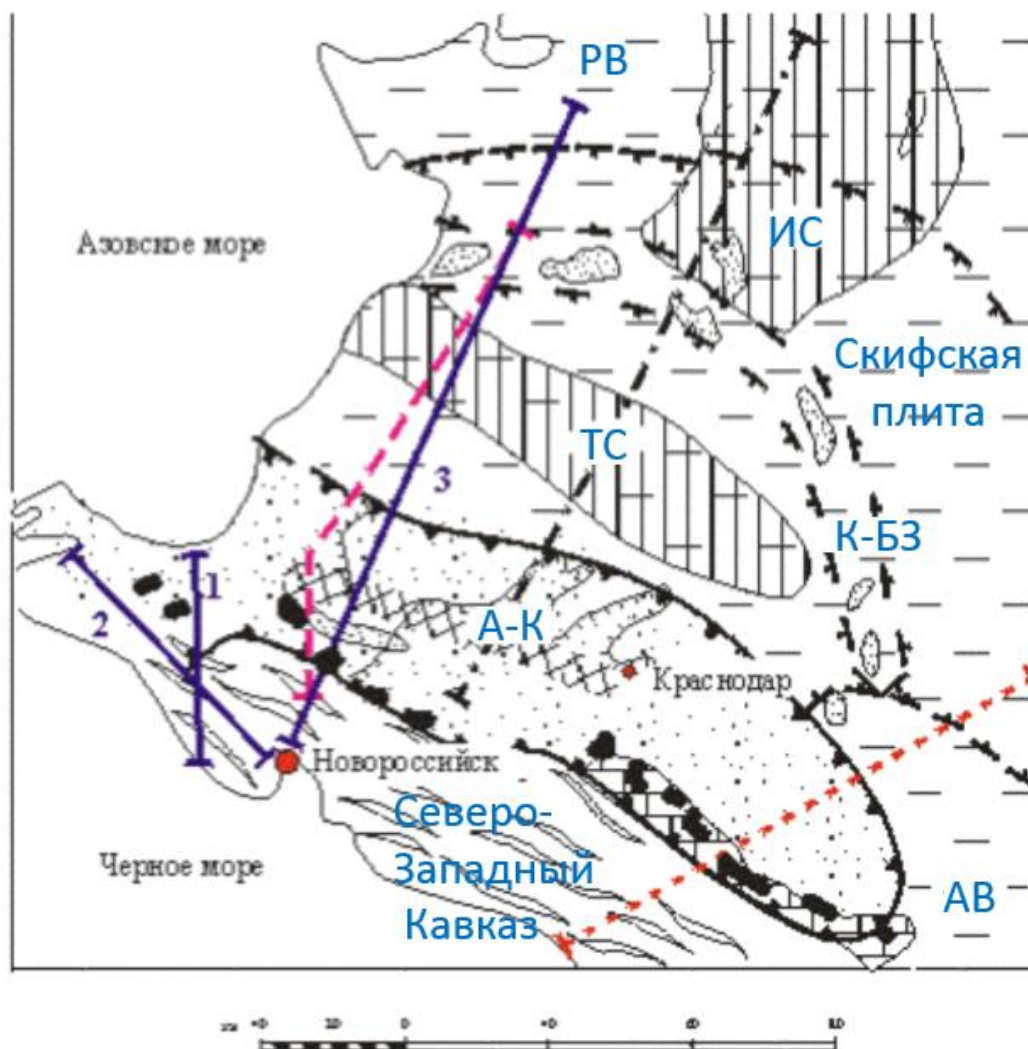


Рис. 1. Тектоническая схема западного Предкавказья (Л.В. Крипневич, 1989).

Фиолетовая линия - профиль МТЗ; черная - сейсмопрофиля Крипневич, 1989г; красная - геоэлектрического разреза И.С.Фельдман, 1977г; малиновая - регионального сейсмического разреза Николаевский, 1995. Условные обозначения: А-К - Анастасиевско-Краснодарская зона; ТС – Тимашевская ступень; ИС – Ирклиевская мегасинклинали; К-БЗ - Каневско-Березанский вал; РВ – Ростовский

41-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского, 2014 г.

В соответствии с поставленной геологической задачей по данным МТЗ предполагается:

- 1) выделить тонкие геоэлектрические горизонты в пределах верхней части разреза (ВЧР),
- 2) изучить рельеф поверхности опорного плохо проводящего горизонта, подстилающего проводящую толщ осадочных отложений,
- 3) оценить количество проводящих отложений (или чередование хорошо и плохо проводящих слоев) в пределах трех зональных областей.

Инверсия исходных МТ-данных по профилю 3 была проведена с использованием НС-палеток [1-2]. Перед применением НС-палеток была проделана необходимая монотонная интерполяция [3] исходных МТ-данных на равномерную пространственно-временную сетку для построения эталонного множества и соответствующих НС-палеток. Для первого приближения была построена универсальная НС-палетка Π_1^K . Для дальнейшей инверсии были проведены оценки чувствительности параметров и построена уточненная НС-палетка Π_{1+}^K на основе более эффективной параметризации.

По итогам проведенного геолого-геофизического анализа НС-инверсии можно отметить, что верхняя часть разреза для второй зональной области дополнительно детализирована по сравнению с геологической интерпретацией, проведенной по данным сейсморазведки. В целом представленный результат, полученный на основе применения НС-палетки Π_{1+}^K , хорошо согласуется с данными геологической интерпретации этого региона, проведенной на основе обобщения информации по керну скважин.

Благодарности

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ 11-07-00662, 13-05-01135. В работе использовался суперкомпьютерный кластер МВС-6000IM МСЦ РАН.

ЛИТЕРАТУРА

1. Шимелевич М.И., Оборнев Е.А., Оборнев И.Е. Повышение эффективности аппроксимационного нейросетевого метода инверсии в обратных задачах геоэлектрики // Материалы 40-й сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского. Москва, ИФЗ РАН, 28 января – 1 февраля 2013. С. 376-379.
2. Шимелевич М.И., Оборнев Е.А., Оборнев И.Е., Родионов Е.А. Модифицированный нейросетевой метод решения обратной задачи МТЗ // Изв. вузов, Геология и разведка, 2013. №4. С. 46-52.
3. Оборнев И.Е. повышение эффективности интерпретации данных МТЗ на основе использования нейронных палеток. Дисс. ... канд. физ.-мат. наук. Москва: МГРИ-РГГРУ, 2013. 155 с.

УДК 550.8.05(571.1)

**АНАЛИЗ ВЗАИМОСВЯЗИ СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ
ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ГЕОСИНЕКЛИЗЫ И ГЕОПОТЕНЦИАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ**

Д.А. Огнев, А.П. Шелихов

sibnac@sibsac.ru

ОАО «Сибирский научно-аналитический центр», г. Тюмень, Россия

Abstract. The paper describes the methodology and some results of the quantitative analysis of the manifestations of the structural-tectonic cover of the West Siberian geosyncline in geopotential fields.

Связь структурного строения мезо-кайнозойского чехла большей части Западно-Сибирской геосинеклизы с особенностями гравитационного и магнитного полей в настоящее время является очевидной и выражается в приуроченности крупных поднятий в чехле к отрицательным аномалиям гравитационного и магнитного полей, а прогибов, как правило, - к комплексным положительным аномалиям

Не смотря на давно отменную и практически используемую в поисковых целях связь структурного строения чехла с гравимагнитными аномалиями [1], до настоящего времени она не получила никакой количественной оценки. Приводимые материалы в определенной степени восполняют этот пробел.

Территория исследований охватывает внутреннюю область (М.Я. Рудкевич, 1964) Западно-Сибирской геосинеклизы, ограниченную изогипсой -1500 м по отражающему горизонту (ОГ) «А» (без Енисей –Хатангского прогиба).

Исходными данными для анализа явились:

1. гриды (регулярные сети с шагом 2х2км) аномалий силы тяжести в редукции Буге и приращений полного вектора магнитного поля, охватывающие указанную территорию и ее обрамление.
2. контуры отдельно положительных и отрицательных разнопорядковых структур, взятые по замыкающим изогипсам горизонтов «А», «М» и «Г» [2].
3. контуры, взятые по горизонту T_1 , положительных структур трех различных типов развития: древние, унаследованные и неотектонические.

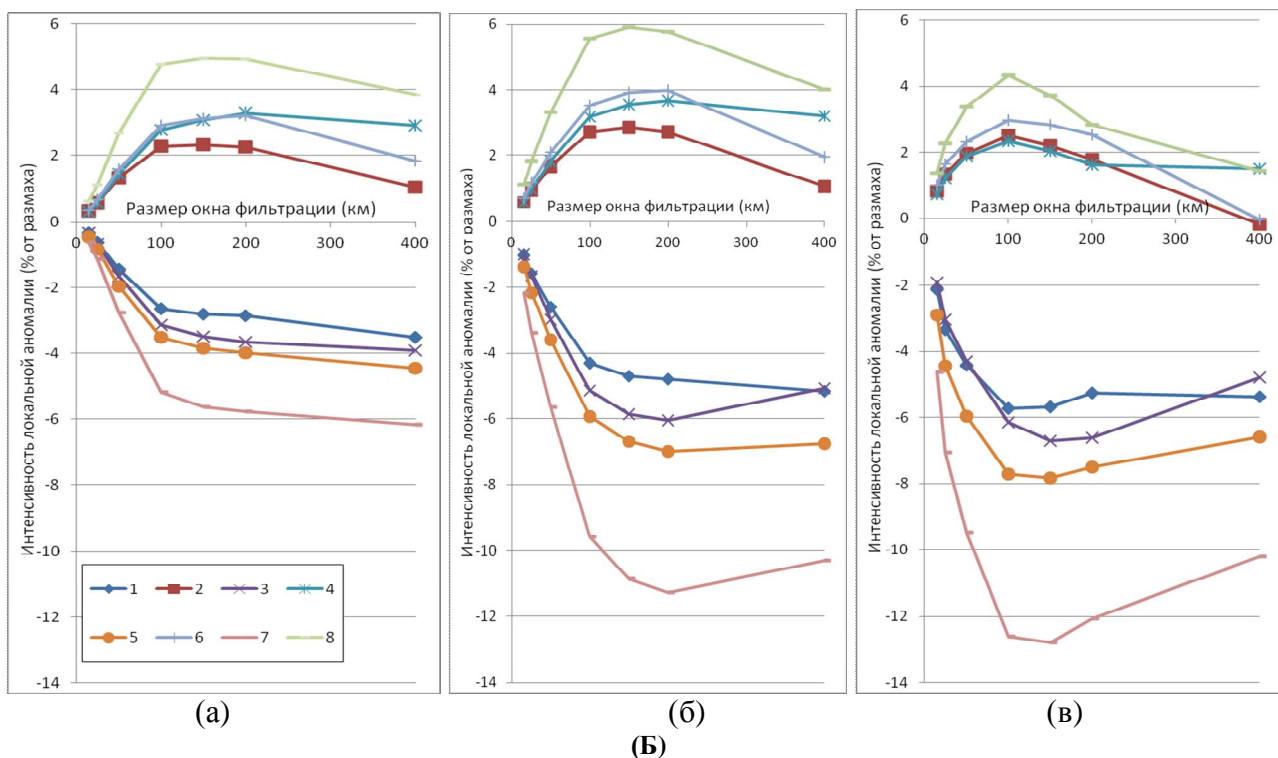
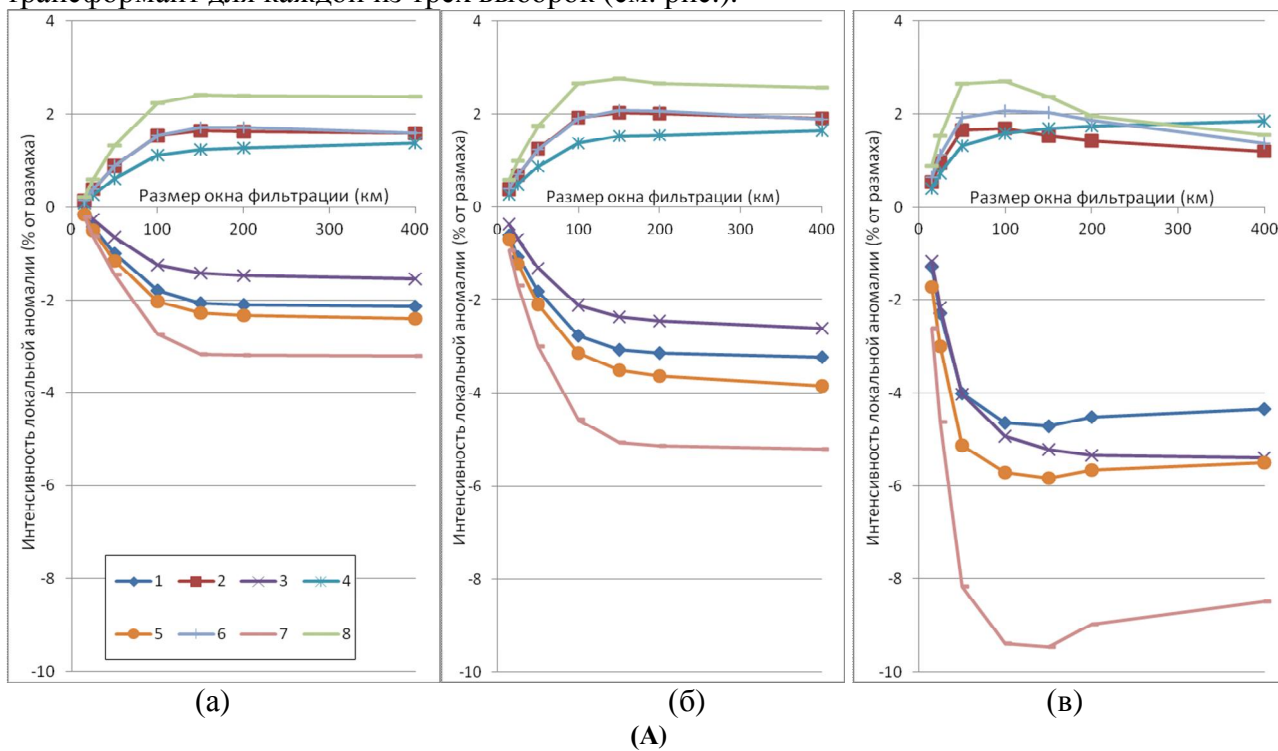
Гриды геопотенциальных полей были обработаны средствами пакета “COSCAD 3Dt” [3]. Для каждого поля рассчитан набор локальных аномалий от энергетической фильтрации в квадратных окнах размерами (в шагах грида) 7, 13, 25, 51, 75, 101 и 201. Для достижения сопоставимости результатов всех трансформаций между собой последние, в рамках выборок, были нормированы на размах с нормой в 100 единиц. Под размахом понимается расстояние от минимального до максимального значения аномалии в выборке. При таком подходе единицей измерения локальных аномалий фактически становятся проценты, что позволяет корректно сопоставлять между собой степень проявленности исследуемых объектов не только в различных трансформантах одного поля, но и в различных полях.

Были сформированы три выборки для анализа. Первая охватывает всю исследуемую территорию в пределах изогипсы -1500 м по ОГ «А», вторая ограничена изогипсой -3000м и третья отвечает центральной, наиболее погруженной части впадины, ограниченной изогипсой -4500м по ОГ «А».

Каждая из трех выборок сформирована из средних нормированных значений локальных аномалий магнитного и гравитационного полей, попадающих внутрь контуров следующих восьми структурных элементов: положительных и отрицательных структур по ОГ «А», «М», «Г» и контуров «унаследованных» структур. К «унаследованным» выступам (или впадинам) отнесены области одновременного пересечения контуров положительных (или отрицательных) структур по всем трем указанным выше отражающим горизонтам.

Для каждого структурного элемента каждой выборки построен график зависимости средних нормированных значений локальных аномалий от размеров окна трансформации.

Предварительно графики исправлены за тренд, рассчитанный по средним значениям трансформант для каждой из трех выборок (см. рис.).



Характер проявления структурных элементов осадочного чехла в локальных аномалиях магнитного (А) и гравитационного (Б) полей для выборок: (а) – в контуре впадины -1500; (б) – в контуре впадины -3000; (в) - в контуре впадины -4500

Графики среднего нормированного значения аномалии в зависимости от размеров окна фильтрации для: 1 – поднятий по ОГ «Г»; 2 – впадин по ОГ «Г»; 3 – поднятий по ОГ «А»; 4 – впадин по ОГ «А»; 5 – поднятий по ОГ «М»; 6 – впадин по ОГ «М»; 7 – «унаследованных» поднятий; 8 – «унаследованных» впадин

41-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского, 2014 г.

Проанализировав полученные графики можно сделать несколько общих выводов:

1. Наблюдается обратная корреляция между структурами осадочного чехла и аномалиями геопотенциальных полей: положительным структурным формам отвечают отрицательные локальные аномалии и наоборот;
2. Интенсивность проявления одних и тех же (положительных или отрицательных) структурных элементов в поле локальных аномалий силы тяжести приблизительно в 1.5 – 2 раза выше, чем в магнитном поле;
3. Интенсивность проявления положительных структурных форм в 1.5 – 3 раза выше, чем отрицательных как в гравитационном, так и в магнитном поле;
4. По мере сужения анализируемой площади (от периферии к центральной части геосинеклизы) интенсивность проявления положительных структурных форм возрастает как в гравитационном, так и в магнитном поле. При этом степень проявления отрицательных структурных форм в магнитном поле практически не меняется, а в гравитационном – меняется незначительно;
5. Максимальным контрастом проявления в локальных аномалиях геопотенциальных полей во всех случаях характеризуются «унаследованные» структуры;

Последний вывод может говорить о существовании прямой связи между интенсивностью аномалий и продолжительностью, стабильностью, унаследованностью процесса структурообразования. Для установления наличия такой связи и исследования ее характера для территории, ограниченной изогипсой -1500 м было выполнено следующее сопоставление.

Положительные структуры по опорному горизонту «Т₁», на основании определения этапов и скорости их роста в мезо-кайнозой, были разделены на 3 основных типа: структуры древнего заложения, унаследованного развития и новообразованные. По полученным контурам были сделаны выборки локальных аномалий с различными окнами преобразований и построены графики по типу выше описанных.

Полученные графики подтверждают наличие связи между интенсивностью аномалий и продолжительностью процесса структурообразования. Проявляется она в том, что структуры древнего заложения, рост которых в мезо-кайнозой был минимален, происходил с затуханием или полностью отсутствовал, в аномалиях магнитного поля практически не проявляются, а в поле силы тяжести проявляются небольшими отрицательными аномалиями относительной амплитудой до -2,5 – -3%. Структуры унаследованного развития отображаются минимумами силы тяжести до -4% и магнитными минимумами до -2,3%.

Контрастнее всего в геопотенциальных полях проявлены новообразованные (неотектонические) структуры, причем в гравитационном поле этот контраст существенно ярче: до -7% против -2,7% в магнитном поле. Данный факт говорит о самой тесной связи генезиса неотектонических структур с тектоникой и вещественным составом фундамента.

Литература

1. Ростовцев Н.Н. и др. Геолого-поисковые работы на нефть и газ в Западно-Сибирской низменности // Геология нефти и газа, 1964 г., № 9
2. Нестеров И.И. (отв. исполнитель) «Переинтерпретация, переработка и унифицированная стратификация опорных отражающих горизонтов региональных сейсмических профилей Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции с целью построения единых нефтегеологических моделей продуктивных комплексов, как основы уточнения оценки перспектив нефтегазоносности», 2007 г
3. <http://www.coscad3d.com/>

УДК 553.98:551.763.1:550.3(571.16)

**НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ ШЕЛЬФОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НЕОКОМА
НЮРОЛЬСКОЙ МЕГАВПАДИНЫ (ПО РЕЗУЛЬТАТАМ
ПАЛЕОТЕМПЕРАТУРНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ)**

Е.Н. Осипова

osipovaen@list.ru

Национальный исследовательский Томский политехнический университет, Россия

Built schematic maps of the distribution of the total thickness of the Neocomian sediments shelf and density resources primary-accumulated in offshore tank of the Bazhenov oils of the Nyurolskaya megabasin.

Введение

На территории исследования (рис.1А) разрабатываемые залежи углеводородов (УВ) относятся, в основном, к верхнеюрскому нефтегазоносному комплексу (НГК), из нижнемелового НГК углеводороды добываются на трех месторождениях (рис. 1): Мыльджинском газоконденсатном (условный номер 3), Южно-Мыльджинском (условный номер 2) и Южно-Черемшанском (условный номер 1).

Распространение баженовской (повсеместно) и тогурской (зонально) нефтематеринских толщ дают основание для поисков новых залежей в отложениях осадочного чехла и фундамента.

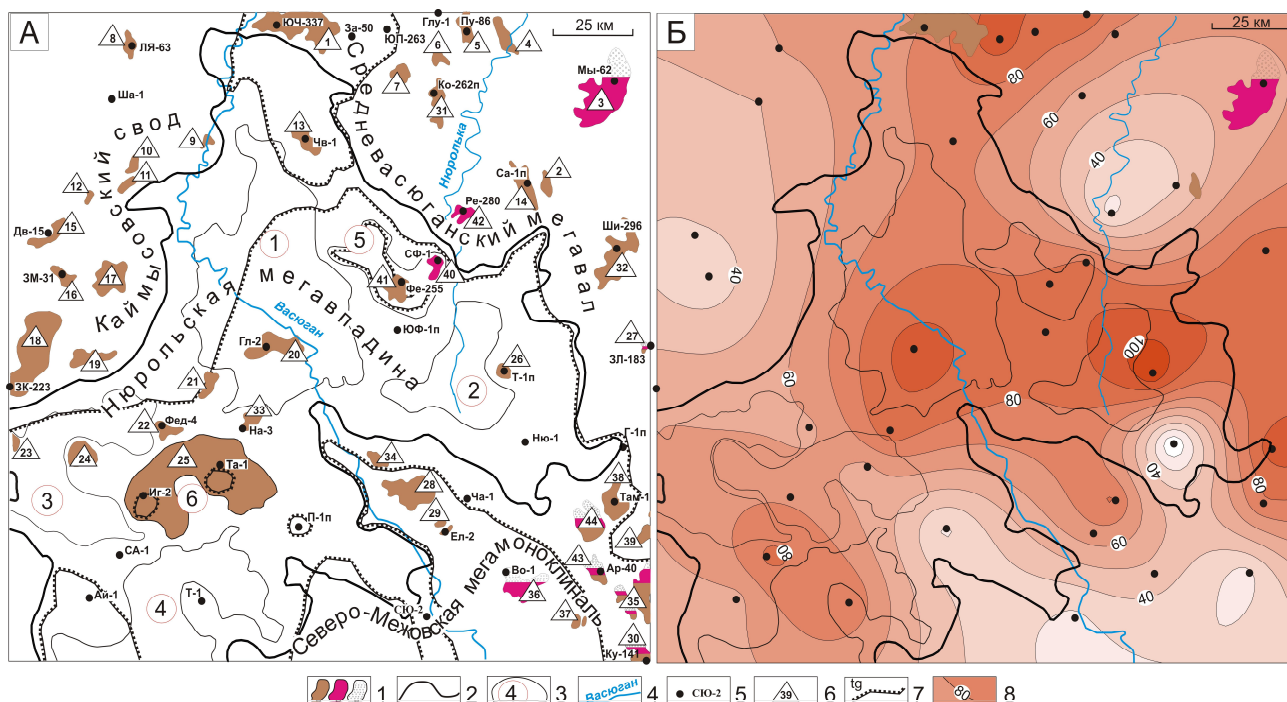


Рис. 1. Схема нефтегазоносности на основе [1] (А) и схематическая карта распределения относительной плотности генерированных баженовских нефтей (Б) Ньюрольской мегавпадины. 1 – месторождения: а – нефтяное, б – конденсатное, в – газовое; 2 – граница Ньюрольской мегавпадины; 3 – структура III порядка и ее номер; 4 – речная сеть; 5 – исследуемая скважина и ее условный индекс; 6 – условный номер месторождения; 7 – граница зоны распространения тогурской свиты; 8 – изолинии значений относительной плотности генерированных нефтей. Структуры: 1 – Кулан-Игайская впадина, 2 – Тамрадская впадина, 3 – Осевой прогиб, 4 – Тамянский прогиб; 5 – Фестивальный вал, 6 – Игольско-Таловое куполовидное поднятие

Неокомский разрез, представленный куломзинской (*km, b+v*), тарской (*tr, v*) и киялинской (*kl, h+br*) свитами берриас-барремского возраста, сложен чередованием

глинистых и песчано-алевролитовых пачек, отнесенных Ю.Н. Карогодиным к прогрессивно-регрессивным циклитам. Региональным флюидоупором для залежей УВ в берриас-барремских резервуарах является кошайская пачка алымской свиты (датируемая аптским веком), сложенная темно-серыми аргиллитами, картируемая отражающим сеймогоризонтом III.

По палеогеоморфологическим признакам в каждом циклите выделяются территории (с востока на запад) суши, прибрежно-морские, мелководно-морские (ундаформа), бровки шельфа, склона шельфа (клиноформа) и подножия склона (фондоформа).

В нефтегазоперспективном отношении предпочтение отдается морскому неокому (пласты Б), где выделяются три группы резервуаров: клиноформный – ачимовский (Б₁₆₋₂₀), зоны бровки шельфа (Б₁₃₋₁₅) и ундаформный – шельфовый (Б₈₋₁₂) [2]. Клиноформный комплекс характеризуется косослоистой сейсмофацией, шельфовый – переменнo-амплитудной субпараллельной [1].

В настоящей работе рассматриваются шельфовые отложения неокома, основным источником формирования залежей УВ которых является рассеянное органическое вещество (РОВ) отложений баженовской свиты (bg, J_{3tt}). Мелководно-морские шельфы, сложенные субгоризонтальными сериями песчаных и песчано-алевритовых пластов, формируют преимущественно структурные ловушки.

Актуальной задачей становится определение распространения неокомских коллекторов и оценка аккумуляции в них генерированных баженовских нефтей.

Методика исследований

В работе [3] определена относительная плотность генерированных баженовских нефтей путем восстановления термической истории баженовских отложений на 20-ть ключевых моментов геологического времени с помощью палеотемпературного моделирования [4]. Для оценки распределения относительной величины плотности ресурсов генерированных баженовских нефтей рассчитан условный интегральный показатель R по формуле:

$$R = \sum_{i=1}^{20} (U_i t_i \cdot 10^{-2}),$$

где U_i – расчетная температура очага генерации нефти, °С; t_i – время действия очага, млн. лет; количество временных интервалов $i=1, \dots, 20$ определено числом свит по этапам их формирования.

Путем интерполяции значений R построена схематическая **карта распределения относительной плотности генерированных баженовских нефтей** Нюрольской мегавпадины (рис. 1Б).

На основе научной работы коллектива авторов [Брылина и др., 2001] по изучению строения нижнемеловых отложений в пределах Томской области, нами определено развитие неокомских отложений шельфа для Нюрольской мегавпадины и положительных структур её обрамления. Исследуемая территория включает в себя 4 субмеридионально вытянутых циклита (из 10 выделенных в Томской области), «черепицеобразно накладывающихся друг на друга» [5]. Ундаформная часть появляется в Вахском циклите, занимая восточную часть территории, который перекрывается трансгрессивной пачкой глин более молодых отложений Столбового циклита, перекрытого Лонтынь-Яхским циклитом. Учитывая площадь распространения и толщину ундаформной части каждого циклита в пределах исследуемой территории, построена схематическая карта суммарных толщин (рис. 2А).

Оценивая распределение относительной плотности генерированных баженовских нефтей и суммарную толщину шельфовых отложений неокома, построили результирующую **карту распределения относительной плотности ресурсов первично-аккумулятивных баженовских нефтей шельфового резервуара неокома** Нюрольской мегавпадины (рис. 2Б).

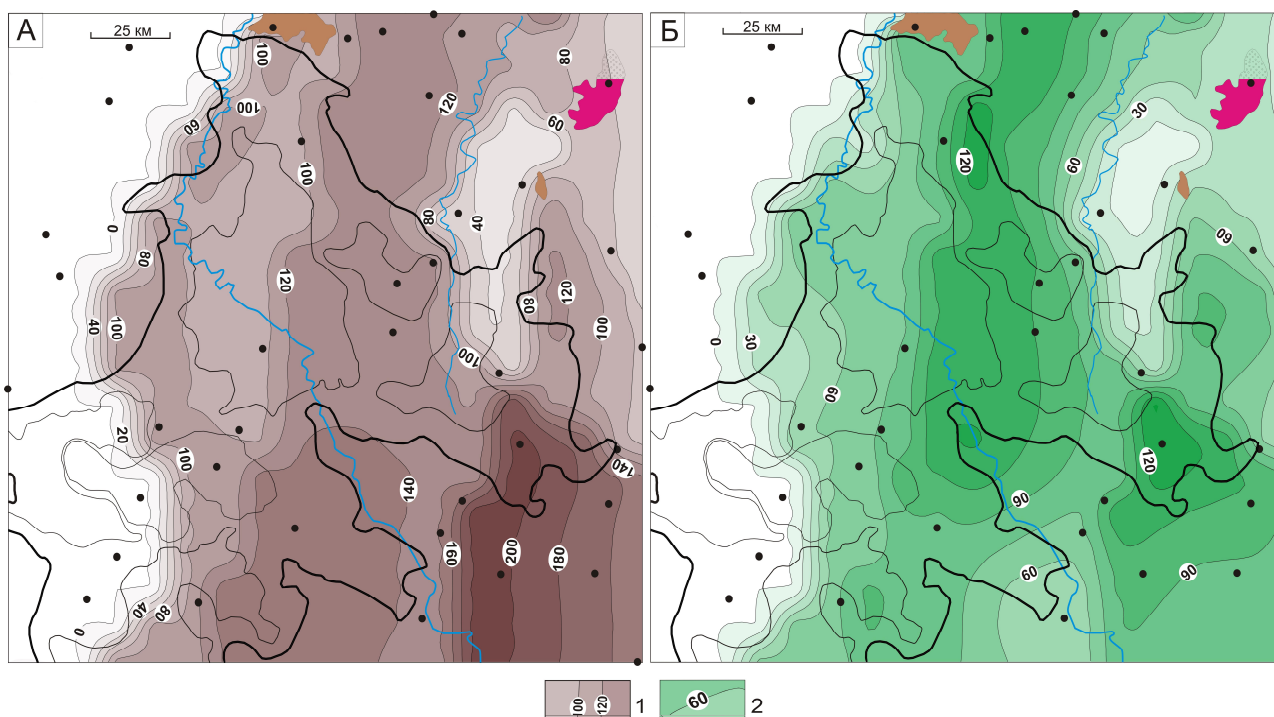


Рис. 2. Схематические карты распределения суммарных толщин осадков неокомского шельфа (А) и плотности ресурсов первично-аккумуляированных в шельфовом резервуаре неокома баженовских нефтей (Б) Нюрольской мегавпадины; 1 – суммарные толщины, м, 2 – изолинии значений относительной плотности ресурсов (усл.ед.). Показаны месторождения УВ с залежами в нижнемеловом НГК. Остальные условные обозначения те же, что на рис. 1

Результаты

Анализируя полученную схему распределения относительной плотности ресурсов первично-аккумуляированных баженовских нефтей шельфового резервуара неокома Нюрольской мегавпадины можно выделить наиболее перспективные участки: Фестивальный вал, юго-восточная часть Кулан-Игайской впадины, восточная оконечность депрессии и рекомендовать их для первоочередного изучения поисково-разведочными работами.

Литература

1. Конторович В.А. Тектоника и нефтегазоносность мезозойско-кайнозойских отложений юго-восточных районов Западной Сибири. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2002. – 253 с.
2. Даненберг Е.Е., Белозёров В.Б., Брылина Н.А. Геологическое строение и нефтегазоносность верхнеюрско-нижнемеловых отложений юго-востока Западно-Сибирской плиты (Томская область). - Томск: Изд-во ТПУ, 2006. – 291 с.
3. Осипова Е.Н. Плотность ресурсов баженовских нефтей Нюрольской мегавпадины (по результатам палеотемпературного моделирования) // Глубинное строение, геодинамика, тепловое поле Земли, интерпретация геофизических полей. Седьмые научные чтения памяти Ю.П. Булашевича. Материалы конференции. – Екатеринбург: УрО РАН, 2013. – С. 214-216.
4. Исаев В.И. Интерпретация данных гравиметрии и геотермии при прогнозировании и поисках нефти и газа. – Томск: Изд-во ТПУ, 2010. – 172 с.
5. Брылина Н.А., Камынина Л.И., Москаленко В.А., Шатилова Т.Н. Нижнемеловые отложения Томской области (Геологическое районирование) // Материалы региональной конференции геологов Сибири, Дальнего Востока и северо-востока России. Том 1. – Томск: «ГалаПресс», 2000. – С. 231-233.

УДК 550.830

**ИНТЕГРАЛЬНОЕ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ
ОБОЛОНСКОЙ АСТРОБЛЕМЫ В СВЕТЕ ПЕРСПЕКТИВ ЕЕ
НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ**

А.П. Петровский^{1,2}, Ю.В. Анищенко¹, Т.А. Федченко^{1,2}, Н.С. Ганженко^{1,2}

ntk.deproil.ltd@gmail.com

¹Национальный университет нефти и газа, ²Научно-техническая компания «ДЕПРОИЛ ЛТД», г. Ивано-Франковск, Украина

Wide set of geophysical surveys was provided within Obolon area and joint geophysical data interpretation was held using Technology of Integral Geological and Geophysical Data Interpretation for Oil and Gas Exploration and Production. As a result the deep subsurface structure of the area was studied in detail. Areas of enhanced reservoirs were mapped in basement and sedimentary rocks which were used together with geochemical survey to locate probable hydrocarbon deposits.

Практически полное исчерпание традиционных ловушек нефти и газа в основных нефтегазоносных районах Украины – Днепровско-Донецкой впадине и Карпатском регионе – обуславливает интерес к поискам нетрадиционных резервуаров углеводородов, в том числе таких как газ сланцевых пород, газ центральнобассейнового типа, газ угольных пластов, а также залежей углеводородов, связанных с импактными образованиями. Последние, называемые астроблемами, представляют собой кольцевые структуры, образовавшиеся в результате метеоритной бомбардировки земной поверхности. Перспективность астроблем в нефтегазовом отношении на сегодняшний день является доказанным фактом. В частности, в [1] приводятся данные о 50 % успешности опосредованного поиска импактных структур, расположенных в пределах нефтегазоносных регионов Северной Америки. Продуктивность астроблем доказана и в других частях мира. Среди семи известных астроблем Украины наибольший интерес с точки зрения нефтегазоносности представляет Оболонская астроблема, расположенная в южной прибортовой зоне Днепровско-Донецкой впадины. В исследованиях значительного количества специалистов по нефтегазовой геологии Украины она рассматривается как высокоперспективная [2].

На данной территории на протяжении многих лет проводились геологические, геофизические и геохимические исследования. Наличие значительного объема разнообразной геолого-геофизической информации составило базу для поиска нетрадиционных нефтегазоперспективных объектов в пределах Оболонской астроблемы на основе детального изучения ее глубинного строения с использованием «Технологии интегральной интерпретации комплекса геолого-геофизических данных при поисках и разведке нефтяных и газовых месторождений» [3].

Учитывая нетрадиционный тип ожидаемых углеводородных резервуаров, с целью изучения особенностей геологического строения, а также прогноза областей развития потенциальных ловушек углеводородов был проведен расширенный комплекс геофизических исследований, включающий 3D сейморазведочные работы, детальные гравиметрические и магнитометрические работы, геохимические, эманационные и термометрические измерения. В результате совместной инверсии всего комплекса геофизических данных была создана 3D интегральная геолого-геофизическая модель Оболонской астроблемы в категории плотности пород.

Анализ особенностей поведения геоплотностных свойств пород, расположенных на различных стратиграфических уровнях, позволил уточнить как существующие представления о глубинном строении Оболонской астроблемы, включая образования фундамента, так и выполнить прогнозирование пространственного размещения участков и интервалов геологического разреза, которые характеризуются улучшением коллекторских свойств и повышенной вероятностью нефтегазонасыщения.

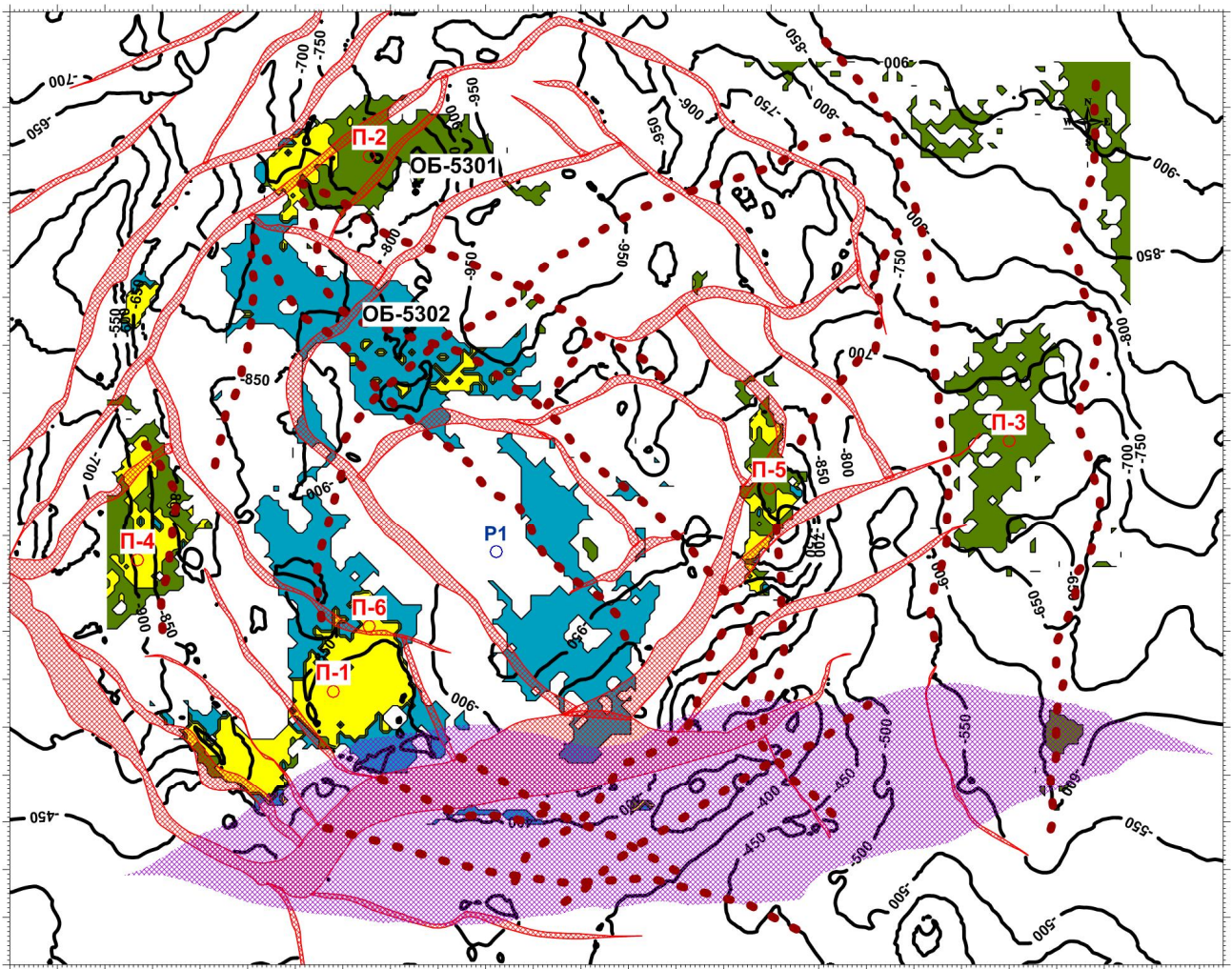
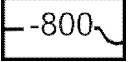


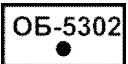





Рисунок 1 – Расположение нефтегазоперспективных объектов в пределах Оболонской площади

-  -800 - изогипсы поверхности фундамента
-  - тектонические нарушения в пределах фундамента по данным 3D сейсморазведки
-  - прогнозная зона наиболее интенсивных тектонических деформаций
-  ОБ-5302 - глубокие скважины, пробуренные в пределах Оболонской астроблемы
-  P-1 - положение скважины, рекомендуется по результатам 3D сейсморазведки
-  П-1 - положение скважин (номер скважины в порядке очередности), рекомендуется по результатам комплексной интерпретации геолого-геофизических и геохимических данных
-  - гравитационные линеаменты

Контурные участки, перспективные в нефтегазовом отношении, в порядке их очередности:

Первоочередные	Высокоперспективные	Перспективные
-----------------------	----------------------------	----------------------

41-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского, 2014 г.

С целью ранжирования закартированных объектов с точки зрения очередности их опосредованного глубокого бурением дополнительно были использованы результаты магнитометрической, геохимической, эманиционной и термометрической съемок, которые рассматривались в качестве индикаторов благоприятных условий для углеводородонасыщения закартированных резервуаров.

Для каждого из полей указанных параметров был проведен корреляционно-статистический анализ и разделение на классы с использованием технологии COSCAD [4].

Окончательное отнесение участка территории – класса к нефтегазоперспективным выполнялась с учетом размера участка, наличия благоприятных структурных условий, приуроченности к стабильным тектоническим зонам, степени наследования пространственного размещения прогнозных зон в различных стратиграфических комплексах.

Результаты комплексного анализа (рис. 1) показали, что в пределах территории Оболонской астроблемы прослеживаются пять участков концентрации объектов с улучшенными коллекторскими свойствами, приуроченных к образованиям верхней части фундамента, коптогенного комплекса и к байосским отложениям. Наиболее перспективный участок расположен в юго-западной части Оболонского кратера, где расположена проектная скважина П-1 (рис. 1).

Выводы. Проведенные комплексные геолого-геофизические исследования с их последующей интерпретацией на основе «Технологии интегральной интерпретации комплекса геолого-геофизических данных при поисках и разведке нефтяных и газовых месторождений» позволили уточнить глубинное строение Оболонской площади и выделить в образованиях фундамента и в осадочном комплексе участки развития пород с улучшенными коллекторскими свойствами, а также обосновать, с использованием региональных геохимических исследований, наиболее вероятное положение ловушек углеводородов.

Литература

1. Richard R. Donofrio. North American impact structures hold giant field potential // Oil & Gas Journal – May 11, 1998 – P. 69–83/
2. К перспективе поиска нефти и газа в астроблемах Украины. Краюшкин В.А., Гуров Е.П.; Геол. журнал. – 1989. – № 1 – с. 17-27.
3. Петровский А. П. Математическая модель интегральной интерпретации комплекса геолого–геофизических данных / А. П. Петровский // Геофизический журнал. – 2005. – № 5, Т. 27. – С. 900–904
4. Петров А.В, Трусов А.А. Компьютерная технология статистического и спектрально-корреляционного анализа трёхмерной геоинформации // Геофизика. – 2000, №4, с. 29-33.

УДК 550 (831.23 + 838 + 837,8)

ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ В ГРАВИМАГНИТНЫХ ПОЛЯХ СОЛЯНО-ШТОКОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ

П.И. Пигулевский¹, Л.П. Никиташи², Д.В. Дубров¹

pigulev@ua.fm, leonidnikitash@ukr.net

1 - Институт геофизики НАН Украины, 2 - АК «Концерн Надра», Киев, Украина

Введение. В 1960-1980 годы прошлого века, благодаря трудам Б.А. Андреева, В.М. Березкина, К.Е. Веселова, А.К. Маловичко, Е.А. Мудрецовой, Л.Д. Немцова и многих других сформировалось направление высокоточных исследований в гравиразведке и магниторазведке. Если до них возможности гравимагнитных методов ограничивались тектоническим районированием территорий, картированием больших по размеру структур и солевых куполов, созданием геофизической основы для геологического картирования, то высокоточные гравимагнитные исследования стали претендовать на решения геологических задач, которые связаны с выделением и интерпретацией аномалий незначительной интенсивности. Успешное решение этих задач дало возможность значительно повысить геологическую эффективность гравимагнитных методов при поисках и разведке месторождений полезных ископаемых в разных регионах. Гравимагнитные методы получили широкое использование при поисках и разведке нефтегазоперспективных структур, для оценки перспектив нефтегазоносности территорий, морфологии соляных штоков, картирования тектонических нарушений в осадочном чехле и кристаллическом фундаменте и др.

Высокоточные гравимагнитные исследования в Украине для повышения эффективности геологоразведочных работ при поисках нефти и газа в Днепровско-Донецкой впадине (ДДВ) активно используются последнее десятилетие. Основной упор при этом делается на выявление месторождений углеводородов (УВ) в кристаллическом фундаменте, под соляно-штоковыми образованиями, в зонах концентрации малоразмерных и малоамплитудных антиклинальных и рифогенных объектах и т.п. Накопленный опыт проведения поисковых работ показывает, что для снижения их стоимости необходимо создавать интегрированную систему эффективных и недорогих сейсмических методов исследований, а детальную площадную сейсморазведку выполнять, главным образом, на этапе подготовки объектов к поисково-разведочному бурению. Необходимость комплексирования сейсморазведки с другими геофизическими методами обусловлено также и невозможностью получения одним методом достаточного набора данных об изучаемом геологическом разрезе и параметрах нефтегазоперспективного объекта [1,2,3,4].

Особенности проявления соляных штоков. Соляные купола ДДВ представляют собой тектонические поднятия, отличающиеся от классических антиклинальных поднятий наличием в них соляного ядра. В процессе подъема соляного штока происходит растворение его верхней части, которое нередко приводит к накоплению над ним своеобразной крыши состоящей из трудно растворимых минералов сопровождающих соль (гипс, ангидрит) или из кусков и даже крупных глыб различных плотных пород, захваченных солью при ее движении вверх. Они всегда расположены преимущественно группами и характеризуются столбообразным строением с крутыми и почти отвесными склонами, иногда даже расширяющимися вверх. Высота таких соляных штоков измеряется километрами и может достигать 6-10 км. Такие соляные формы обычно в поперечном сечении представляют собой изометричные или близкие к ним, структуры диаметром от 1 до 8-10 км.

Соль является слабым диамагнитным веществом. Поэтому большие массы соли должны были бы вызывать отрицательные магнитные аномалии. Однако, суммарное влияние соли и покрывающих слабо парамагнитных терригенных пород не позволяют получить достаточно определенную картину об их строении в магнитном поле. В отдельных случаях при своем подъеме соляное ядро захватывает глыбы пород, обладающих значительной магнитной восприимчивостью, которые в ДДВ часто представлены диабазами. Поднятые солью к

дневной поверхности из девонских отложений они создают аномалии магнитного поля интенсивностью в несколько сотен нанотесл, которые уверенно картируются детальными съемками. Следует отметить, что в некоторых куполах ДДВ поверх соли наблюдаются такие значительные покрывки из плотных пород, что ее гравитационный эффект превышает влияние соли, и тогда купола отражаются максимумами силы тяжести.

Анализ физических свойств каменной соли показывает, что для нее характерна слабо изменяющаяся низкая плотность, равная $2,0-2,2 \text{ г/см}^3$. В большинстве случаев в ДДВ соляные штоки домезозойского возраста прорывают вмещающие их породы с более высокой плотностью, формируя таким образом тела с дефицитом масс, которые проявляются интенсивными минимумами гравитационного поля. Такие особенности большинства соляных штоков хорошо проявляются в различных трансформациях поля силы тяжести.

Результаты обобщения исследований потенциальными методами показывает, что в пределах ДДВ выделяется три типа соленосных диапиров, которые имеют характерные особенности проявления в гравимагнитных полях (рис. 1). Наиболее распространенные характеризуются интенсивными минимумами силы тяжести и фактически не отражаются в магнитном поле (рис. 1а).

Значительно реже встречаются штоки отражающиеся минимумами силы тяжести, которым в плане отвечают максимумы магнитного поля (рис. 1б). Эксклюзивную природу имеют штоки, которые картируются положительными гравимагнитными аномалиями (рис. 1в). Данный факт, возможно, объяснить наличием в кепроках штоков обломков девонских эффузивов значительной мощности, для которых характерна высокая избыточная плотность по сравнению с вмещающими отложениями.

Такое разнообразие проявления штоков в гравитационном поле обусловлено, прежде всего, их сложной морфологией. Она, главным образом, является определяющим фактором при прогнозировании нефтегазоносных структур в приштоковых зонах. В них, не всегда эффективна сейсморазведка, которая не может с достаточной точностью определить положение солевого экрана для оптимального заложения поисковых скважин. Исходя из опыта работ в ДДВ наиболее корректное решение этой задачи можно получить при использовании 2D и 3D геоплотностного моделирования среды по гравитационному полю [1,2,3,4]. Надежность и достоверность полученных при этом моделей зависит от качества и количества исходных, в первую очередь, сейсмических, геологических данных и степени изученности плотностного разреза.

Выводы. Обобщение изложенных результатов показывает возможность с высокой эффективностью использовать гравимагнитные методы при поисках нефтегазоносных структур в соленосных диапирах. Оценка их нефтегазоносности предполагает проведение детальных высокоточных гравимагнитных исследований в комплексе с сейсморазведкой. Сопоставление результатов обобщения потенциальных полей с волновым полем, позволяет количественно оценить их геологическую эффективность. Определенные трудности для количественной оценки их эффективности вносит неравномерность изучения этими методами поисковых площадей, использование разных методов и методик как при полевых исследованиях, так и при интерпретации полученных материалов.

Следует отметить, что при учете в полной мере результатов интерпретации потенциальных полей можно повысить продуктивность поисково-разведочного бурения. А так как стоимость геофизических исследований гравимагнитными методами существенно меньше затрат на бурение глубоких скважин, то эффективность этих работ не вызывает сомнений.

На многих участках ДДВ при подготовке нефтегазоперспективных объектов к бурению достаточно выполнить переинтерпретацию первичных гравимагнитных материалов, возможно с ограниченным объемом уточняющих полевых исследований, чтобы получить существенную дополнительную геологическую информацию о строении поискового объекта и оценить его потенциальную продуктивность по геофизическим признакам.

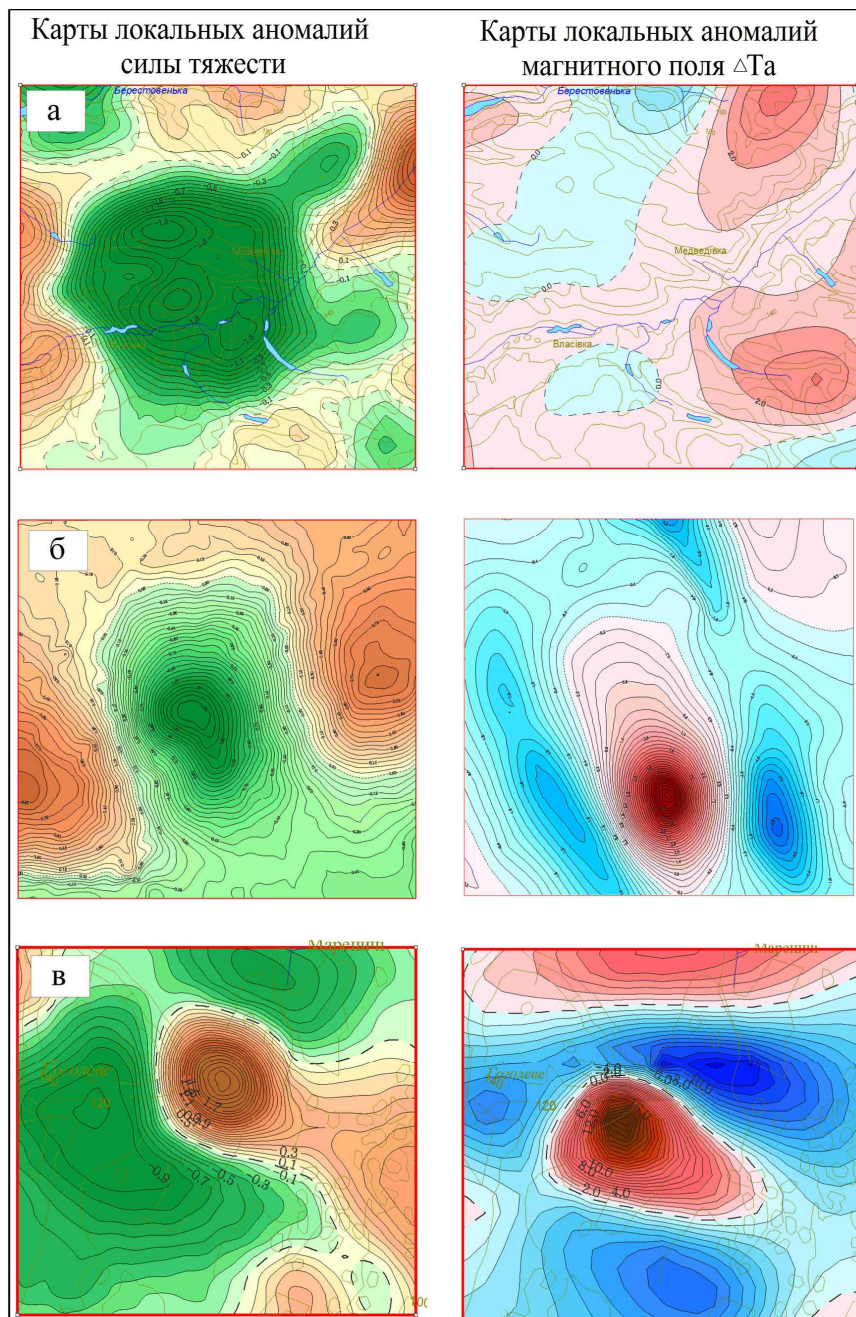


Рис. 1. Отражение солянокупольных структур в гравимагнитных полях:
 а – Крестищенский шток; б – Руновщинский шток; в – Лейковский шток

Перечень литературы.

1. Кобрунов А.И., Петровский А.П., Аминов Л.З., Моисеев С.В., Шилова С.В. Методика и технологии эволюционного комплексного анализа геолого-геофизической информации // Актуальные научно-технические проблемы развития геолого-геофизических и поисковых работ на нефть и газ в Республике Коми : монография. Книга – 3. – Ухта: КРО РАЕН, 2002. – 167с.
2. Гошовський С.В., Омельченко В.В., Пігулевський П.Г., Шемет В.Г. Роль потенціальних полів при дослідженнях на нафту та газ в Дніпровсько-Донецької западині // Сборник научных трудов по геоинформатике. 2005. – №12. – С.57-62.
3. Нікіташ Л.П., Пігулевський П.Г. Особливості прояву штокових утворень Дніпровсько-Донецької западини у гравімагнітних полях // Нетрадиційні джерела вуглеводнів в Україні: пошуки, розвідка, перспективи // Матеріали міжнародної наукової конференції. Київ, 2013. – С.85-87.

УДК 551.24

**УТОЧНЕНИЕ РЕЛЬЕФА ПОВЕРХНОСТИ МОХО В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ
КЫРГЫЗСКОГО ТЯНЬ-ШАНЯ ПО ГРАВИТАЦИОННЫМ ДАННЫМ**

В.Н. Погребной, В.В. Гребенникова

grvalentina@mail.ru

Институт сейсмологии, Национальная Академия Наук КР, Бишкек, Кыргызстан

Abstract

A map of the Moho izoglubin eastern part of the Kyrgyz Tien Shan scale 1:1 000 000, based on data interpretation of gravity (Δg) a field in the Bouguer reduction. It is shown that the surface of the eastern part of the Moho Kyrgyz Tien Shan tectonic forms a deep trough type extensive syncline, bounded on all sides of ledges, which geographically confined pockets of strong earthquakes occurred.

Известно, что распределение сейсмичности в сейсмоактивных регионах, в том числе и на территории Кыргызстана, в значительной степени зависит от особенностей глубинного геолого-геофизического строения среды. Особое внимание обращается на выявление рельефа поверхности Мохо, являющейся границей между корой и верхней мантией, структура и процессы которой, по мнению многих ученых, определяют геодинамику и сейсмичность вышележащей консолидированной земной коры. Опубликовано к настоящему времени несколько карт-схем рельефа границ Мохо территории Кыргызстана, составленных различными авторами на основе изучения скоростных разрезов [1-3]. Однако рельеф поверхности Мохо, особенно Восточной части Кыргызского Тянь-Шаня, представлен в этих работах схематично. Изоглубины поверхности Мохо отличающиеся между собой по численным значениям, нанесены на карты в виде параллельных, вытянутых в северо-восточном направлении изолиний без достаточной детализации.

Поэтому нами предпринята попытка построить более детальную карту изоглубин поверхности Мохо, используя корреляционную связь между аномальным гравитационным (Δg) a полем в редукции Буге и глубинами залегания поверхности Мохо. Этот способ основан на достоверно установленном факте близости литосферы к состоянию гидростатического (изостатического) равновесия [4,5]. Однако, при этом выяснилось, что наблюдаются многочисленные нарушения изостатического равновесия земной коры, особенно в районах повышенной тектонической активности. Для выявления таких участков были произведены многочисленные исследования по поискам корреляционных зависимостей между аномалиями Буге и глубинами залегания поверхности Мохо, а также между высотами современного рельефа и глубиной поверхности Мохо. И такие зависимости были найдены. Так, многочисленные гравиметрические съемки, проведенные во многих странах, и увеличение числа профилей глубинного сейсмического зондирования позволяют выявить корреляционные связи между гравитационными аномалиями в редукции Буге и мощностью земной коры [1, 6]. Осредненный нами график выявленной зависимости приведен на рис. 1.

Из рис. 1 видно, что зависимость между аномалиями Буге и мощностью земной коры близка к линейной. Используя расчетную корреляционную зависимость (рис. 1) и карту аномального гравитационного поля Восточной части Кыргызского Тянь-Шаня в масштабе 1:000 000, мы построили карту изоглубин поверхности Мохо для территории с координатами $\varphi=40,0^{\circ}-43,50^{\circ}$ N, $\lambda=75,0^{\circ}-81,0^{\circ}$ E в масштабе 1: 1 000 000 (рис. 2). Карта (рис. 2) показывает, что земная кора Восточной части Кыргызского Тянь-Шаня образует глубокий тектонический прогиб типа обширной синеклизы (глубина от краев до центральной части ~ 20 км, максимальная глубина -67 км) неправильной формы, ограниченной со всех сторон пологими уступами. Уклоны уступов в разных частях синеклизы меняются от 12 град./км до 1.5 град./км. Внутренняя часть синеклизы осложнена незначительными куполовидными поднятиями.

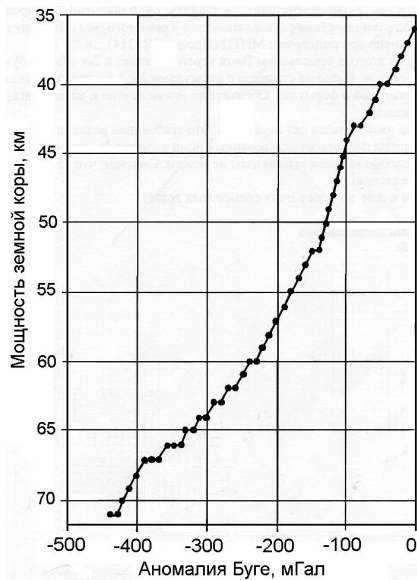


Рис. 1. Зависимость аномалий силы тяжести в редукции Буге от мощности земной коры (глубина залегания поверхности Мохо). Построена путем осреднения данных, приведенных в работах [1, 6].

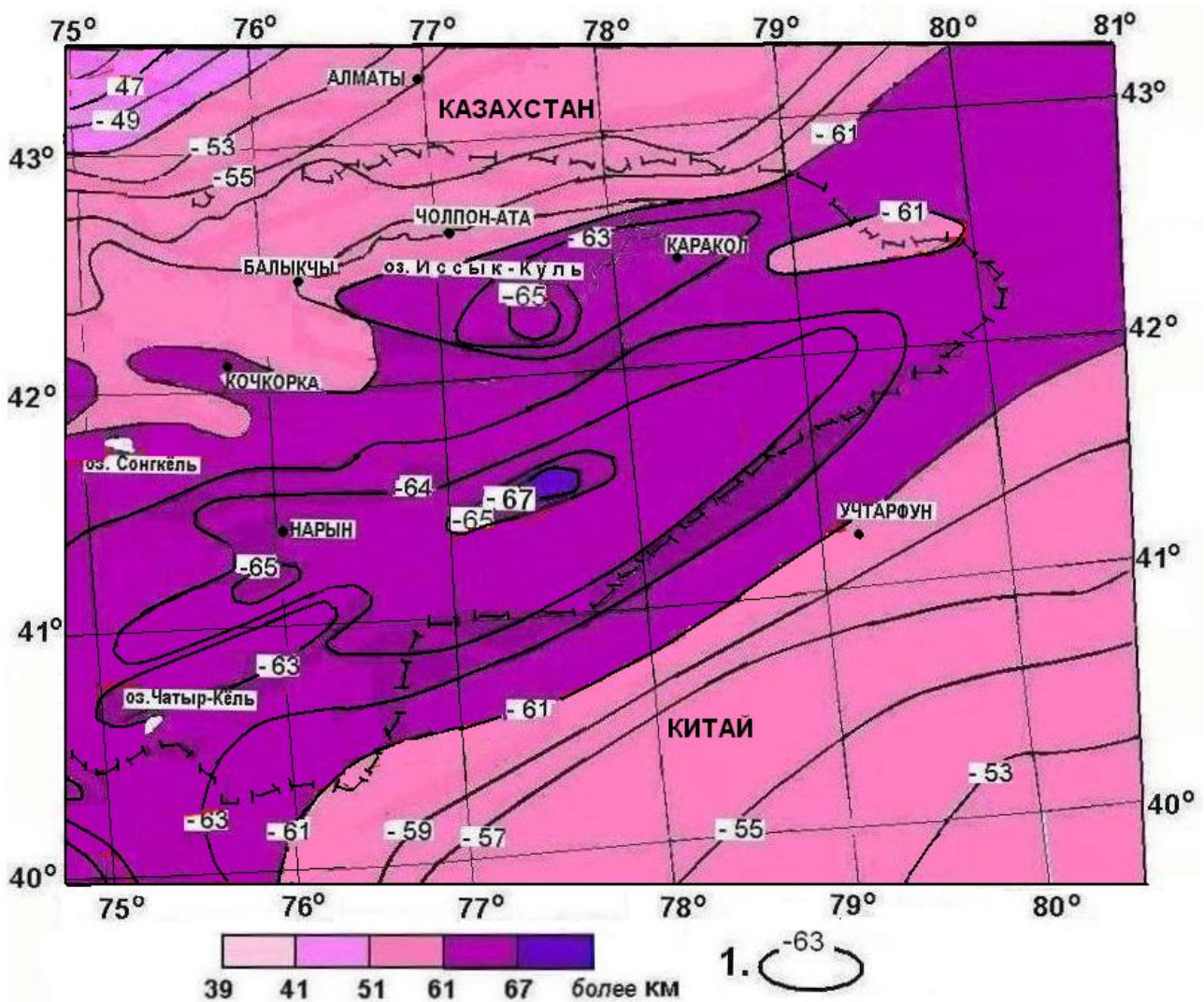


Рис. 2. Карта изоглубин поверхности Мохо Восточной части Кыргызского Тянь-Шаня и сопредельных стран (построена в соответствии с величинами аномального гравитационного поля в редукции Буге): 1 – изоглубины поверхности Мохо в км.

41-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского, 2014 г.

Таким образом, построенная нами карта изоглубин поверхности Мохо отличается от предыдущих карт значительно большей детальностью. Показано, на основе вновь выявленных особенностей аномального гравитационного поля, что оно значительно изменяется не только в меридиональном, но и в широтном направлении. Предполагается, что поверхность Мохо углубляется в центре Тянь-Шаньского орогена не только в меридиональном, но и в субширотном направлении, образуя на площади, примерно ограниченной координатами $41,33^{\circ}$ - $42,67^{\circ}$ N, $76,00^{\circ}$ - $80,00^{\circ}$ E, тектонический прогиб типа обширной синеклизы, ограниченной со всех сторон уступами, к которым территориально приурочены очаги произошедших сильных землетрясений.

Литература

1. Беляевский Н.А. Строение земной коры континетов по геолого-геофизическим данным. М.: Недра. 1981. 432 с.
2. Бутовская Е. М., Атабаев Х.А., Атабаева М.Н. и др. Глубинное строение земной коры некоторых районов Средней Азии по данным сейсмологической съемки. В кн. Земная кора и верхняя мантия Средней Азии / под ред. Бутовской Е.М. М.: Наука. 1977. С. 37-54.
3. Сабитова Т.М. Строение земной коры Киргизского Тянь-Шаня по сейсмологическим данным. Фрунзе: Илим. 1989. 174 с.
4. Артемьев М.Е. Изостазия территории СССР. М.: Наука. 1975. 216 с.
5. Изостазия / под ред. Артемьева М.Е. М.: Изд-во АН СССР. 1957. 164 с.
6. Федынский В.В. Разведочная геофизика. М. 1967. 672 с.

УДК 550.3:552.08:552.4

**ВЗАИМОСВЯЗИ ФИЗИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ В ПОРОДАХ
ПОЛИМЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ СЕВЕРА УРАЛА**

Т.А. Пономарева, А.М. Пыстин

TARonomareva@inbox.ru, pustin@geokomisc.ru

Институт геологии Коми научного центра

Уральского отделения Российской Академии наук, Сыктывкар, Россия

Physical properties of polymetamorphic rocks in the north of the Urals have been studied and analyzed. Certain regularities of distribution of density and magnetic susceptibility of rocks in the sections of similar polymetamorphic assemblages have been revealed. In the result of petrophysical investigations, aimed to find additional diagnostic characters in the polymetamorphic rocks in the north of the Urals, three different types of petrophysical sections have been revealed – strongly, medium and weakly differentiated. These types of sections differ from each other vertically and laterally by the petrophysical properties of rocks.

Полиметаморфические комплексы Урала и северной половины Урала, в частности, различаются по вещественному составу, структурам и особенностям метаморфизма пород. На севере Урала выделяются гнейсо-мигматитовые, эклогитсодержащие (эклогит-гнейсовые и эклогит-сланцевые) и гранулит-метабазитовые комплексы. Все они относятся к образованиям нижнедокембрийского структурного этажа и интерпретируются как тектонически перемещенные фрагменты древнего кристаллического основания приуральской части Восточно-Европейского кратона, вовлеченные в структуру уралитид [7, 8].

Гнейсо-мигматитовые комплексы характеризуются преобладанием в разрезе гнейсов и кристаллических сланцев субаркозового состава при подчиненном значении амфиболитов, амфиболсодержащих сланцев, а также мраморов и кварцитов. Им свойственен брахиформный стиль складчатости и умереннобарический тип метаморфизма пород, ранние этапы которого достигали условий амфиболитовой и, возможно, гранулитовой фаций.

На Приполярном Урале к таким образованиям относится *няртинский комплекс*, слагающий ядро Хобеинской антиклинали в северной части Ляпинского антиклинория, в пределах Кожимского поперечного поднятия.

Плотность пород нижней амфиболито-гнейсовой толщи имеет следующие значения: 2.68–3.26 г/см³ при σ_{cp} равной 2.92 г/см³ у амфиболитов; 2.64–3.15 г/см³ при σ_{cp} равной 2.87 г/см³ у гнейсовидных амфиболовых; 2.67–2.90 г/см³ при σ_{cp} равной 2.82 г/см³ у амфибол-слюдистых кристаллических сланцев. Плотность пород верхней плагиогнейсово-сланцевой толщи: 2.62–2.68 г/см³ при σ_{cp} равной 2.64 г/см³ у двуслюдяных гнейсов; 2.62–2.81 г/см³ при σ_{cp} равной 2.69 г/см³ у гранатсодержащих биотитовых гнейсов; 2.61–2.79 г/см² у кварцитов и слюдисто-кварцевых сланцев при средней плотности 2.7 г/см³.

Породы нижней толщи няртинского комплекса характеризуется более высокими значениями плотности 2.82-2.92 г/см³ по сравнению с верхней, где этот показатель варьирует в пределах 2.64-2.79 г/см³. Магнитная восприимчивость в однотипных породах в целом не меняется по разрезу. Но, учитывая, что высокомагнитные существенно кварцевые породы приурочены к верхней части наблюдаемого разреза, среднее значение α выше в породах верхней толщи.

На Полярном Урале в пределах Собского поперечного поднятия выделяется *харбейский гнейсо-мигматитовый комплекс*. Он расположен в южной части Харбейского антиклинория и слагает одноименный тектонический блок.

Средние плотности по разрезу харбейского комплекса в нижней его части (лаптаюганская свита) составляют 2.97 г/см³, а верхней (ханмейхойская свита) – 2.83 г/см³. Общему понижению плотности верхней части разреза способствует присутствие в разрезе тел гранитогнейсов со σ_{cp} равной 2.61 г/см³.

Магнитные свойства пород харбейского комплекса увеличиваются вверх по разрезу с 24×10^{-6} СГС в нижней его части, до 140×10^{-6} СГС в верхней. Повышенные значения магнитной восприимчивости имеют амфиболиты, отобранные из зон рассланцевания и диафтореза.

Эклогитсодержащие комплексы кроме собственно эклогитов и продуктов их метаморфического преобразования (апозеклогитовых амфиболитов, гранат-глаукофановых и глаукофановых сланцев) содержат в своем составе гнейсы и (или) кристаллические сланцы, а также другие породы. На севере Урала известно два эклогитсодержащих комплекса: неркаюский эклогит-сланцевый и марункеуский эклогит-гнейсовый.

Неркаюский эклогит-сланцевый комплекс, расположен на восточном склоне Приполярного Урала в междуречье Хальмерью и Балбанью.

Породы комплекса характеризуются самыми высокими значениями плотности: 3.32 г/см^3 у эклогитов, равная 2.99 г/см^3 у эпидот-гранатовых амфиболитов, 2.94 г/см^3 отмечается у амфиболовых, эпидот-глаукофановых и альбит-эпидот-хлорит-актинолитовых сланцев; $\sigma_{\text{ср}}$; $\sigma_{\text{ср}}$ равная; $\sigma_{\text{ср}}$ равная 2.73 г/см^3 у мезократовых и лейкократовых кристаллических сланцев; $\sigma_{\text{ср}}$ равная 2.72 г/см^3 у хлорит-мусковит-альбит-кварцевых сланцев.

Магнитные свойства пород неркаюского комплексов имеют очень широкий спектр магнитной восприимчивости. У эклогитов, амфиболитов и гранат-глаукофановых сланцев магнитная восприимчивость варьирует в пределах от 107 до 450×10^{-6} СГС. У кристаллических сланцев магнитная восприимчивость равна 107×10^{-6} СГС. Самыми высокими магнитными свойствами отличаются диафториты основного и кислого составов. У актинолит-хлорит-альбит-эпидотовых сланцев по амфиболитам и эклогитам $\alpha_{\text{ср}}$ равна 796×10^{-6} СГС, а у хлорит-мусковит-альбитовых сланцев по гнейсам – 320×10^{-6} СГС.

Марункеуский комплекс расположен к северу от харбейского комплекса и отделен от него Лонготьюганской зоной разломов. В разрезе нижняя часть марункеуского комплекса характеризуется преимущественным распространением в ее составе эклогитов и, в значительно меньшей степени, амфиболитов, гнейсов и мигматитов. Верхняя часть разреза представлена перемежающимися пачками равномернозернистых очковых амфиболитов, иногда с гранатом, биотитом и плагиогнейсов биотитовых, роговообманково-биотитовых, редко двуслюдяных гранатсодержащих. Отмечаются тела эклогитов. По латерали этот комплекс также неоднороден. Северо-западный его блок является более “амфиболитовым”, а юго-восточный – “эклогитовым” [4]. Петрофизические характеристики пород комплекса следующие: $\sigma_{\text{ср}} - 3.14 \text{ г/см}^3$ и $\alpha_{\text{ср}} - 2476 \times 10^{-6}$ СГС у эклогитов; $\sigma_{\text{ср}} - 3.03 \text{ г/см}^3$ и $\alpha_{\text{ср}} - 43 \times 10^{-6}$ СГС у амфиболитов; $\sigma_{\text{ср}} - 2.79 \text{ г/см}^3$ у гнейсов; $\sigma_{\text{ср}} - 2.65 \text{ г/см}^3$ у амфиболитовых гнейсов и $\alpha - 3 \times 10^{-6}$ СГС; $\sigma_{\text{ср}} - 2.85 \text{ г/см}^3$ и $\alpha - 5 \times 10^{-6}$ СГС у мигматитов; $\sigma_{\text{ср}} - 2.7 \text{ г/см}^3$ и $\alpha - 16 \times 10^{-6}$ СГС у кварцитов.

Гранулит-метабазитовые комплексы характеризуются существенно базитовым составом разрезов, линейной (северо-западной) ориентировкой ранних структур и высокотемпературным (гранулитовым) метаморфизмом пород.

В *хордююский комплекс* одним из авторов этой публикации [7] объединены выходы высокотемпературных метабазитов, слагающих два соединенных между собой массива: на хр. Хордююс (Северохордююский массив) и в истоках р. Хулга (Южнохордююский массив).

Более крупный из них Южнохордююский массив в восточной части представлен апогаббровыми клинопироксенитовыми и двупироксенитовыми кристаллическими сланцами. В центральной части преобладают амфиболиты по гранулитам основного состава. В небольшом количестве отмечаются эклогиты. Западная часть массива сложена гранат-глаукофановыми, эпидот-глаукофановыми и эпидот-альбит-хлорит-актинолитовыми сланцами, являющихся продуктами диафтореза перечисленных выше высокотемпературных пород.

Средние плотности комплекса варьируют в пределах от 2.99 г/см^3 у амфиболитов до 2.87 г/см^3 у сланцевых пород. Породы характеризуются небольшими вариациями значений магнитной восприимчивости. Среднее значение этого параметра у пироксеновых

кристаллостанцев 50×10^{-6} СГС. Более низкое значение магнитной восприимчивости ($26\text{--}31 \times 10^{-6}$ СГС) имеют продукты диафтореза высокотемпературных пород.

Малыкский комплекс, расположен на восточном склоне Полярного Урала в бассейне р. Щучья. По описанию А.П. Казака [6] этот комплекс представлен гнейсо-габбро-амфиболитами, являющимися продуктами метаморфических преобразований габбро-норитов или габбро-гнейсов, которые в свою очередь являются ультравысокотемпературными метаморфическими породами (гранулитами основного состава). Пользуясь терминологией метаморфических пород (которыми и являются описываемые образования) малыкский комплекс сложен в основном двупироксеновыми кристаллосланцами и их амфиболизированными разностями. На западе у контакта с гипербазитами массива Сыум-Кеу кристаллосланцы замещены гранатовыми и цоизитовыми амфиболитами.

Породы малыкского комплекса характеризуются высокими значениями плотности от 3.12 г/см^3 у амфиболизированных метагранулитов до 2.97 г/см^3 у двупироксеновых кристаллических сланцев. Магнитная восприимчивость у двупироксеновых кристаллосланцев в малыкском комплексе существенно выше, чем в хордьюском и варьирует пределах $2535 \times 10^{-6}\text{--}3825 \times 10^{-6}$ ед. СГС.

Выводы

На основании анализа степени дифференциации физических свойств пород в полиметаморфических комплексах выделяется три различных петрофизических типа разрезов: сильно-, средне- и слабодифференцированных.

Сильнодифференцированный петрофизический разрез, характерен для высокобарических метаморфических комплексов (марункеуского на Полярном Урале и неркаюского на Приполярном Урале). Значения плотности и магнитной восприимчивости пород имеют прямую пропорциональную зависимость. Плотность и магнитная восприимчивость в этих комплексах снижаются вверх по разрезу, что связано с увеличением доли кислых пород.

Среднедифференцированный петрофизический разрез образуют гнейсо-мигматитовые комплексы (няртинский на Приполярном Урале и харбейский на Полярном Урале). Плотность в гнейсо-мигматитовых комплексах, как и в высокобарических образованиях, снижается вверх по разрезу в соответствии с увеличением доли кислых разностей, а также более интенсивным проявлением в них процессов гранитизации. Значения плотности и магнитной восприимчивости пород обнаруживают слабую обратную пропорциональную зависимость, что связано, в основном, с уменьшением плотности metabазитов (при одновременном увеличении их магнитной восприимчивости) при низкотемпературном диафторезе.

Слабодифференцированный петрофизический разрез свойственен гранулит-метабазитовым комплексам (хордьюскому и малыкскому на Полярном Урале). Средние значения плотности пород – $2.94\text{--}3.12 \text{ г/см}^3$. Отсутствие плотностной дифференциации по латерали и по разрезу позволяет при интерпретации гравитационных полей рассматривать малыкский и хордьюский гранулит-метабазитовые комплексы как монолитные блоки. Магнитная восприимчивость пород в этих комплексах не зависит от плотности. Она может варьировать в широких пределах, что связано с разным (иногда высоким, до 7.0 об. %) содержанием титаномагнетита.

Учет установленных различий в петрофизических характеристиках пород, слагающих полиметаморфические комплексы севера Урала, а также выявленные особенности закономерного изменения этих параметров при полиметаморфизме, являются важной основой для повышения достоверности результатов интерпретации геофизических полей при изучении глубинного строения территории.

Список литературы

1. Ананьева Е.М., Горонович Е.Б. и др. Методические рекомендации по интерпретации геофизических данных при крупномасштабном геологическом картировании. Свердловск: Уралгеология, 1983. 301 с.
2. Ананьева Е. М., Винничук Н.Н.и др. О плотности пород востока Урала и фундамента Западно-Сибирской платформы. Екатеринбург: УрО РАН, 2008. 114 с.
3. Запорожцева И.В., Пыстин А.М. строение дофанерозойской литосферы европейского северо-востока России. СПб.:Наука, 1994. 112 с.
4. Ленных В.И. Доуралиды зоны сочленения Восточно-Европейской платформы. Метаморфизм и тектоника западных зон Урала. Свердловск, 1984. С. 21–42.
5. Льюрова (Пономарева) Т. А. Глубинное строение Полярного Урала: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Сыктывкар, 1997. 16с.
6. Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна) / Н. Л. Добрецов, Ю. Е. Молдованцев, А. П. Казак и др. М.: Наука, 1977. 218 с.
7. Пыстин А. М. Полиметаморфические комплексы западного склона Урала. СПб.:Наука, 1994. 112 с.
8. Пыстина Ю.И., Пыстин А.М. Цирконовая летопись уральского докембрия. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 168 с.
9. Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург, 1993.

УДК 553.81.550.08 (571.56)

**ПРИМЕНЕНИЕ МНОГОМОДУЛЬНЫХ ПАКЕТОВ ОБРАБОТКИ
ГРАВИМАГНИТНЫХ ДАННЫХ ПРИ ПРОГНОЗИРОВАНИИ НОВЫХ
КИМБЕРЛИТОВЫХ ПОЛЕЙ В СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЯКУТСКОЙ
АЛМАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ (РАЙОН УДЖИНСКОГО ГОРСТА)**

П.А. Попков

PPitA@Rambler.ru

ОАО «Алмаза Анабара», г. Якутск

Application of various algorithms of complex (multidimensional) interpretation of geophysical fields, includes wide application gradients characteristics gravitational and magnetic, etc. different scales fields at the analysis of a complex of small forms of deformations and global shift zones. Their role in formation and spatial placing mineral deposits is applicable for the Siberian platform. Result of studying of a structural frame of area Udzhinsky gorst and Anabarsky arch raisings was revealing of Udzhinsky groupe the new kimberlits fields.

Перспективы этой территории на выявление новых кимберлитовых полей, определяются уникальной геодинамической обстановкой, где связь кимберлитов и их алмазоносность, увязаны с глубинными меридиональными разломами. Отмечено определяющее значение субмеридиональных разломов в развитии Сибирского кратона, их связь с кимберлитами [2, 7, 8]. Существуют различные схемы разрывных нарушений Сибирской платформы, включая дешифрирование сверхмелкомасштабных телевизионных космических снимков, где картируются зоны разломов глубокого заложения в виде крупных одиночных трансрегиональных и региональных линиментов. В рельефе кровли консолидированной коры такие зоны разломов сопровождаются протяженными уступами с выходами на поверхность в районе Анабарского (Щит) и Оленекского сводовых поднятий, и Якутского выступа, не выходящего на поверхность в пределах ЯАП. Связь кимберлитов и субмеридиональных разломов увязана с западным дрейфом континентов, где такая геодинамическая обстановка выделена в самостоятельную, - *дрейфогенного дробления литосферы*, и опосредованно не связана с процессами спрединга, субдукции, коллизий [10], с успехом применяется при решении поисковых задач по выявлению месторождений алмазов коренного и россыпного генезиса [2, 6, 7] в пределах Анабарского Алмазоносного Района.

Применяемый комплекс геолого-геофизических методов ориентирован на широкий круг решения задач [1, 2, 6] с применением многомерной комплексной интерпретации при поисках МПИ. В северной части ЯАП внедрена и применяется около 1.5 десятков лет, по разветвленной технологии с использованием разнообразных возможностей современных пакетов обработки и анализа данных [2], ориентирована на определение внутренней структуры кимберлитовых тел [7], кимберлитовых полей [1], алмазоносных районов [6], всей ЯАП и Сибирской платформы [6]. Существующие алгоритмы обработки геоданных в рамках разработанной технологии систематизированы, характеризуются присутствием функционала компьютерных технологий «Коскад-3Dt» [5], (аналоги модулей программ MultAlt [3]), GelioMI [1], «Пангея» [2] и ряд др., с локальным количественным прогнозированием, состоят из двух основных блоков, - блока качественной интерпретации многомерных данных и блока геологической интерпретации.

Значительный объем наших фактографических данных с 2000 по 2010 г. г., по фондовой литературе, материалам научных конференций [6], семинарам [2, 7] и выставкам (ВДНХ) по проблемам прогнозирования и поискам месторождений алмазов на закрытых территориях, так же подчеркивают ведущую роль меридиональных разломов для кимберлитовых полей ЯАП востока Сибирской платформы. Саяно-Таймырская группа разломов (в т. ч. и Якутско-Жиганская) с учетом районирования мелкомасштабных магнитных карт Сибирской платформы [4], является составной частью соседвиговых эшелонированных дислокаций, которые формируют левостороннюю сдвиговую структуру

(«эшелон») на большей западной части Якутии [6, 9]. Восточные фланги «эшелона» сопровождаются развитием продольных горст подобных структур, которые контролируют не только положение кимберлитовых полей, но и ряда других месторождений (Рис.1), включая и новую Уджинскую группу полей (Рис.2), которая выделена на основе анализа структурных и др. поисковых признаков, с привлечением ранее проведенных геоданных. Таким образом, алгоритмы комплексной (многомерной) интерпретации геофизических полей, включают широкое применение градиентных характеристик гравимагнитных и др. разномасштабных полей (Рис.2) при анализе малых форм деформаций и глобальных сдвиговых зон [2, 6, 9]. Роль их в формировании и пространственном размещении МПИ применима для Сибирской платформы, Земли [9]. Анализ геометрии среды, ее градиентных характеристик, приводит к прямому формированию фрактальной структуры материи.

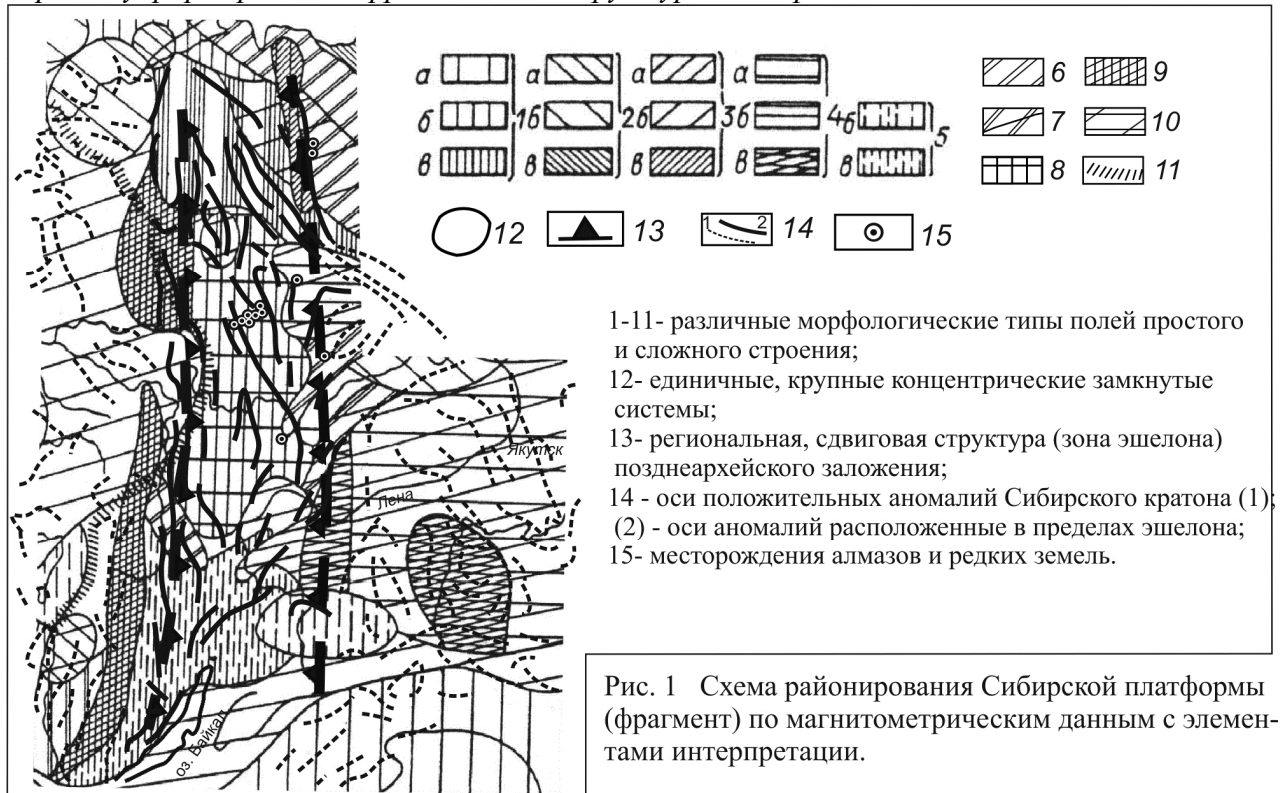


Рис. 1 Схема районирования Сибирской платформы (фрагмент) по магнитометрическим данным с элементами интерпретации.



Рис. 2 Пространственные данные поля силы тяжести: статистическое зондирование (а-дисперсия); градиентное (б-полный градиент) с кимберлитовыми полями Уджинской группы.

41-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского, 2014 г.

Анабарский Алмазоносный район территориально расположен в Саяно-Таймырской группе разломов, где в пределах восточного склона Анабарского сводового поднятия (Щит) расположена Куонамская группа кимберлитовых полей, на восточном фланге расположен Уджинский горст с карбонатитами крупного массива Томтор, а так же массивов Богдо и др. невоскрытых вулканоплутонов. Существует значительное количество выявленных кимберлитовых и конвергентных им пород, включая ряд незаверенных аномалий АМС-10, 25, за пределами карбонатитовых массивов на территории в сотни километров, с прогнозируемыми кимберлитовыми полями различной конфигурации, по различным авторам, без глубокого анализа основных признаков и предпосылок. Разломы Молодо-Попигайской системы (Рис. 2) являются диагональными, как по отношению к меридиональным, так и к ТФЗ, СВ-структурам, т.е. в наибольшей степени подвержены раскрытию структур глубинного заложения, **являются кимберлитовмещающими структурами, формирующие кимберлитовые поля Уджинской группы.**

Литература

1. Грайвер А.В., Давыденко А.Ю. Попков П.А., Слепцов С.В. Особенности технологии прогнозирования и поисков алмазов по геолого-геофизическим данным с использованием программно-интерпретационного обеспечения GelioSMI (на примере Анабарского алмазоносного района) // Материалы 38-й сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского.- Пермь: ГИ УРО РАН. - 2011. – с. 88-91.
2. Иванов П.О., Попков П.А., Слепцов С.В. Многомерная интерпретация геолого-геофизических данных при поисках россыпных месторождений алмазов в северной части Якутской Алмазоносной провинции // Материалы 38-й сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского. - Пермь: ГИ УРО РАН. - 2011. – с. 114-117.
3. Калинин Д.Ф. Информационно-статистический прогноз полезных ископаемых // Министерство природных ресурсов и экологии РФ, ФГУНПП «Геологоразведка». - СПб. - 2011.- с.164.
4. Литвинова Т.П., Шмиярова Н.П., Ермошко Л.В. Карта аномального магнитного поля СССР и соседних территорий, 1:10000000. Л.: Картфабрика Аэрогеология, 1978.
5. Петров А.В., Трусов А.А. Компьютерная технология статистического и спектрально-корреляционного анализа трехмерной геоинформации // Геофизика. – 2000. - № 4. - с. 29-33.
6. Попков П.А., Слепцов С.В. Элементы прогнозирования и поисков погребенных месторождений алмазов с применением современных средств обработки геолого-геофизических данных в условиях северной части Якутской Алмазоносной Провинции. Проблемы прогнозирования и поисков месторождений алмазов на закрытых территориях // Материалы конференции, посвященной 40-летию ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА». – Якутск: ЯНЦ СО РАН.- 2008. - с. 387-396.
7. Попков П.А., Слепцов С.В. Технология многомерной интерпретации при геофизических поисках объектов россыпного и коренного генезиса алмазов на восточном фланге Анабарского щита. // Материалы 40-й сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского.- Москва: ИФЗ РАН. - 2013. – с. 274-278.
8. Розен О.М, Манаков А.В., Зинчук Н.Н. Сибирский кратон: формирование, алмазоносность. АК «АЛРОСА», (ЯНИГП) ЦНИГРИ РАН Геологический институт. М.: Научный мир, 2006.- 212 с.
9. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации и методика их изучения. Дальневосточный Научный центр. Институт тектоники и геофизики земли. Издательство «Наука». Москва, 1980, 144
10. В.С. Шкодзинский. Генезис кимберлитов и алмаза. РАН ИГАБМ Сибирское отделение РАН, Академия наук Саха (Якутия). Якутск: ОАО «Медиа-холдинг Якутия». 2008. 352с.

УДК 555.24:550.837:550.372

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ КУРАЙСКОЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ВПАДИНЫ ГОРНОГО АЛТАЯ (ПО ДАННЫМ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ)

Е.В. Поспеева, Л.В. Витте, В.В. Попанов, М.А. Сахарова

pospeevaev@ipgg.sbras.ru

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт нефтегазовой геологии и геофизики имени А.А. Трофимука СОРАН, г. Новосибирск, Россия

New data about distribution of the depth electrical conductivity of the study area are obtained as a result of perennial magnetotelluric studies carried out within the Kurai basins and their mountain frame. The analysis of these data indicates a complex fault-block structure of basin and ridges surrounding them. The above data on the structure and characteristics of young processes studied territory are of interest from different points of view, and especially from the viewpoint of seismicity.

Применение современных магнитотеллурических исследований (МТЗ) для изучения структур Горного Алтая представляется целесообразным, учитывая исключительно сложную структуру объекта исследования, а также характера новейших процессов деформирующих ее. МТЗ позволяют существенно дополнить и расширить имеющиеся представления о глубинной структуре земной коры, ее составе и деформации глубинными разломами новейшей эпохи. Настоящие исследования проведены в пределах Курайской тектонической впадины Горного Алтая. Особое внимание было уделено изучению глубинных разломов, в первую очередь кайнозойского этапа, в ходе которого консолидированная область хотя и не испытала складчатости, но была разбита на серию вытянутых в северо-западном направлении глыб, подвергавшихся горизонтальным перемещениям с различными вертикальными составляющими амплитуды. В пределах глыб, отставших от воздымания, накапливались терригенные континентальные отложения.

Курайская впадина представляет собой крупную межгорную депрессию рампового типа. С юга и северо-востока она ограничена Северо-Чуйским и Курайским хребтами, с северо-запада ее замыкают Эстулинский, Айгулакский и Кубадринский горные массивы. В западной части впадины палеозойский фундамент выходит на поверхность, а восточная ее часть представляет собой бассейн кайнозойской седиментации, в котором по данным проведенных исследований выделяются четыре геоэлектрических горизонта. Первый, приуроченный к аллювиальным отложениям четвертичной системы, выдержан по значениям УЭС, составляющим в среднем 15-20 Ом.м и значительно изменяется по мощности - от 150 м до полного выклинивания в северо-восточном направлении. Второй горизонт мощностью 250-300 м и сопротивлением 50-70 Ом.м представлен четвертичными породами бекенской и туерыкской фаций ортолыкской свиты. Третий - наиболее проводящий горизонт приурочен к палеогеновым отложениям кошагачской свиты. Мощность и сопротивление горизонта составляют 350 м и 10-20 Ом.м соответственно. Четвертый горизонт с сопротивлением 80 Ом.м соответствует нижнекембрийским отложениям манжерокской подсвиты. В северо-восточной части впадины фиксируется выход на поверхность массива девонских пород, надвинутого на осадки впадины в результате давления со стороны Курайского хребта. Отложения аксайской свиты среднего девона, представляют собой мощный комплекс (до 560 м) преимущественно вулканогенных образований. Далее, в разрезе прослеживаются породы второго геоэлектрического горизонта, залегающие на породах верхнекаймской подсвиты, среднего кембрия. Надвиг Курайского хребта на Курайскую и Чуйскую впадины был обнаружен еще в 30-е годы прошлого века [1, 2]. В северо-западном обрамлении Курайской впадины на поверхность выходит крупный массив, сложенный кристаллическими породами, устойчивыми к денудации. С запада он ограничен новейшими глубинными разломами с большими амплитудами перемещения, которые образуют также и естественную западную границу впадины. Рассматриваемый массив представляет собой выход на поверхность палеозойского фундамента Курайской впадины, своеобразно изогнутого и отделенного с

41-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского, 2014 г.

севера и юга от хребтов относительно небольшими прогибами. В геоэлектрическом разрезе в верхней части земной коры он выражен образованиями с достаточно высокими значениями удельного электрического сопротивления (более 1500 Ом.м), отвечающими кристаллическим породам (рис.1).

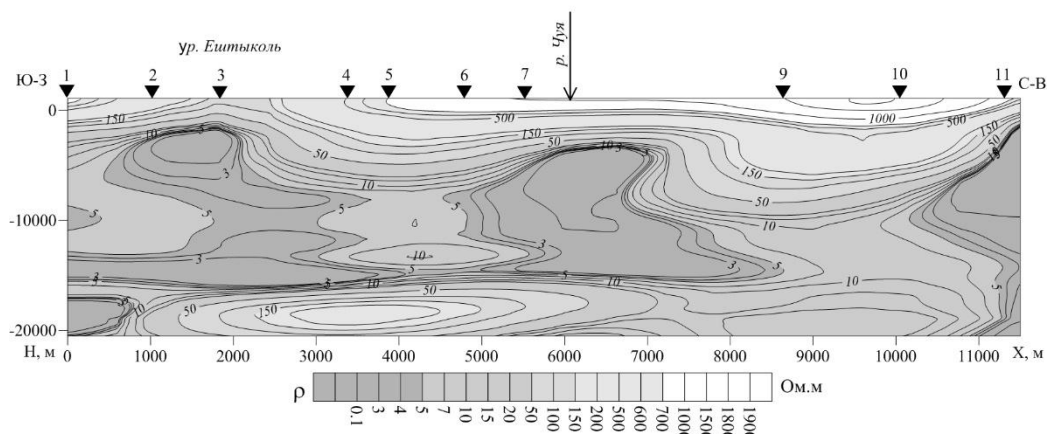


Рисунок 1: Геоэлектрический разрез западной части Курайской впадины.

Формирование наиболее крупных зон кайнозойских деформаций на границах хребтов и впадин происходит за счет поэтапного вовлечения в поднятия периферических частей впадин по вновь образующимся разломам. С одной или с двух сторон на впадины по разломам надвигаются хребты. Анализ особенностей геоэлектрических разрезов по профилям, секущим Курайскую впадину и ее горное обрамление подтверждает высказанное Н.А. Флоренсовым положение о решающей роли горизонтальных перемещений в образовании горного рельефа Алтая [3]. Выделенные им «байкальский» и «гобийский» типы горообразования были противопоставлены по принципу доминирования. При «байкальском» типе горообразование расширение межгорных впадин идет за счет окружающих гор на фоне растяжения; при «гобийском» типе, напротив - расширение горных сооружений происходит за счет вовлечения в поднятие периферии межгорных и предгорных впадин на фоне сжатия. Анализ схем распределения удельного электрического сопротивления, выполненный на различных глубинных срезах позволяет отнести горные сооружения изученной территории к «гобийскому» типу (рис.2).

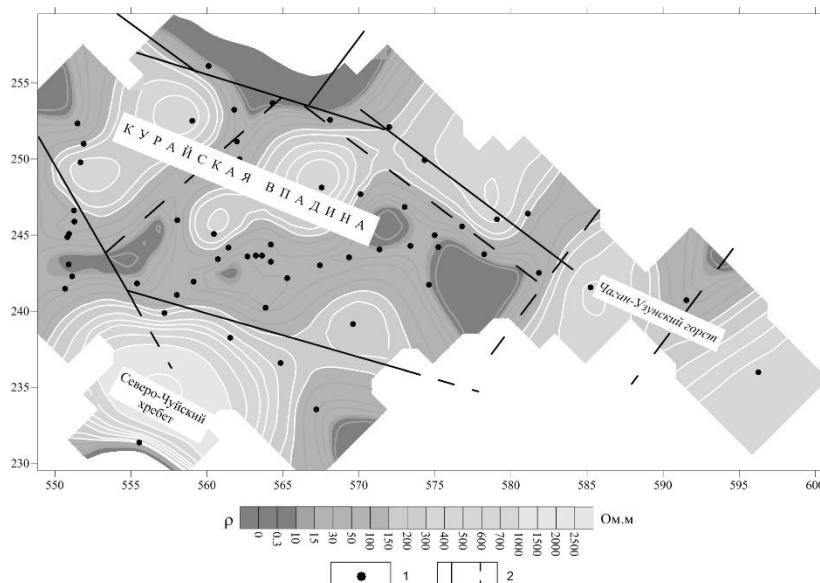


Рис. 2: Распределение удельного электрического сопротивления на глубине 10 км: 1 - точки МТЗ, 2 – разломы.

Судя по сильной сейсмической активности территории, начавшейся в олигоцене и резко активизировавшейся в конце неогена, процесс формирования (роста) горных сооружений продолжается в настоящее время. Эти особенности новейшей тектоники Русского Алтая, а также сильной сейсмичности территории, позволяют объяснить наличие в пределах земной коры обширных зон низких значений удельного сопротивления, связанные с подъемом флюидных потоков по глубинным разломам.

В разрезе верхней части земной коры фиксируется латеральная зона повышенной проводимости, связанная с ее исключительно интенсивной раздробленностью и привнесом глубинного эндогенного флюида. Неоднородность осложнена серией субвертикальных проводящих зон, связанных с зонами новейших разломов, которые в период своего активного существования служат флюидопроводниками (рис.3). Геологические процессы, определяющие геодинамические параметры, связаны с деформациями земной коры (осадочного чехла и фундамента), а также с разгрузками современных глубинных флюидных систем в наиболее проницаемых участках разломов.

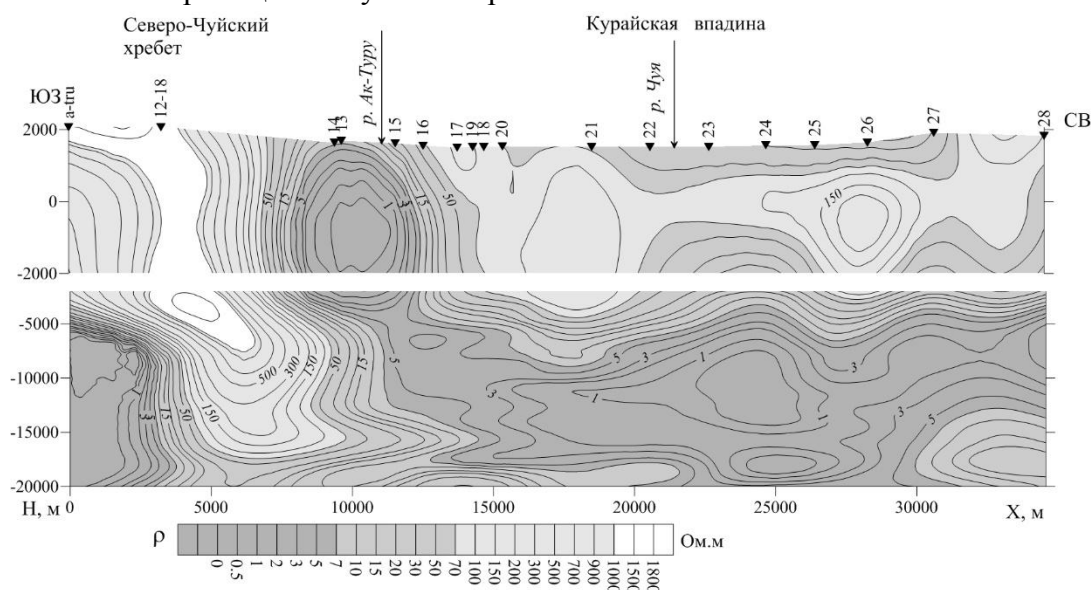


Рис. 3: Геоэлектрический разрез центральной части Курайской впадины.

Заключение

Приведенные выше данные о строении и особенностях молодых процессов изученной территории представляют интерес с различных точек зрения и прежде всего с точки зрения сейсмичности.

Литература

1. Аксарин А.В. О четвертичных отложениях Чуйской степи в Юго-Восточном Алтае //Вест. ЗСГТ. - 1938. - № 4. - С. 41-69.
2. Мухин А.С., Кузнецов В.А. Четвертичные надвиги в Юго-Восточном Алтае //Вест. ЗСГУ. -1939. - 1. - С. 49-52.
3. Флоренсов Н.А. Очерки структурной геоморфологии. М., Наука, 1978, 238 с.
4. Буслов М.М., Зыкин В.С., Новиков И.С., Дельво Д. Структурные и геодинамические особенности формирования Чуйской межгорной впадины в кайнозое //Геология и геофизика. - 1999. - Т. 40, № 12. - С. 1720-1736
5. Бутвиловский В.В. Механизм формирования новейших предгорных и внутренних впадин и палеотектонической интерпретации выполняющих их фаций (на примере Алтая) //Геодинамика, структура и металлогения складчатых сооружений юга Сибири: Тез. докл. - Новосибирск, 1991. - С. 248-250.
6. Новиков И.С. Роль тектоники в эволюции рельефа Горного Алтая //Геоморфология. - 1998. -№ 1. - С. 82-91.
7. Новиков И.С. Морфотектоника Алтая. Новосибирск, -2004. - 311 с.

УДК553.411.068.5:550.8(571.65)

**ПЕРСПЕКТИВНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ ПОИСКА И РАЗВЕДКИ ЗОЛОТЫХ
РОССЫПЕЙ НА ВОСТОКЕ РОССИИ**

В.К. Прейс¹, И.М. Хасанов²

Vikpreis@mail.ru, Hasanov@neisri.ru

Северо-Восточный государственный университет (СВГУ) г. Магадан, Россия¹

Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН г. Магадан, Россия²

Аннотация. In this publication, factors are given that constraining the increase in gold production, gold-promising area are systematized, offered new ways of increasing the efficiency of mining activities aimed at prospecting and exploration of placer deposits. We propose the complex of geophysical investigations to solve problems arising from prospecting gold deposits of various morphogenetic types, which, depending on the tasks may include georadar sensing, electric profiling, elektrozonirovanie and magnetometric measurements.

Анализ развития россыпной золотодобычи в Магаданской области показывает, что все последние годы количество золота, добываемого из россыпей, держится на уровне 60 – 65% от общей добычи. Растет россыпная золотодобыча в Иркутской области, в Якутии и других регионах. Поэтому, говорить о практически полном исчерпании этого ресурса, видимо, преждевременно. Для повышения уровня россыпной золотодобычи есть несколько путей. Основной из них – расширение сырьевой базы, и возможности этого еще весьма значительны.

В старых приисковых районах возможно выявление новых пластовых россыпей в долинах низких порядков, на склонах и водоразделах, во впадинах; необходима переоценка выявленных месторождений в долинах высоких порядков; следует более полно осваивать потери, вызванные дефектами разведки и разработки. В новых районах возможно обнаружение пластовых россыпей и не только погребенных. Все это требует оптимизации методики, технологии, техники геолого-разведочных работ (ГРР), законодательной базы.

Среди факторов, сдерживающих увеличение объемов добычи, – отсутствие поискового задела за пределами основных районов золотодобычи. Сейчас недропользователями на аукционе часто приобретаются лицензии либо на недоразведанные месторождения, либо на объекты с прогнозными ресурсами, и они сами выполняют геологоразведочные работы в пределах лицензии. Крупные предприятия способны это делать своим разведочным подразделением, но уже средним это не всегда по силам. Для поисков новых россыпей в освоенных районах, тем более – в новых – надо создавать специализированные горно-геологические предприятия.

Значительное повышение уровня золотодобычи может быть достигнуто при условии увеличения прогнозных ресурсов и запасов россыпного золота в новых месторождениях и правильной оценки количества и, главное, качества техногенных ресурсов. Для этого во всех случаях необходим учет больших генетических различий видов аллювиальных россыпей и часто очень большой сложности россыпных месторождений, состоящих из россыпей разных видов. В соответствии с этим необходимо изменить как методику ГРР на перспективных на россыпи площадях, методы и направления оценки техногенных россыпей.

В Магаданской области немало золоторудных районов и узлов, где россыпная золотоносность слабо изучена. Проведено лишь шлиховое опробование при геологических съемках масштаба 1:200000, в лучшем случае 1:50000. Такие участки есть в пределах Приколымского антиклинория, Омолонского массива, Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Золотое оруденение там представлено в основном золотосеребряной и золото-сульфидно-кварцевой формациями с преимущественно мелким, весьма мелким и тонким золотом, которые, по мнению многих исследователей, имеют низкий россыпеобразующий потенциал. Но именно такое золото характерно для многих россыпей Амурской области, Якутии, Южной Америки. Да и в пределах отмеченных выше районов известны подобные россыпи с запасами золота в сотни килограмм (руч. Пепенвеем, Надежда – на Чукотке,

41-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского, 2014 г.

Куранах – в Якутии, Нанмандыканский узел – в Магаданской области).

Перспективные золотоносные площади (узлы) мы разделяем на три группы:

1) ранее выявлены единичные мелкие промышленные россыпи и россыпные проявления;

2) известны россыпные проявления и многочисленные рудопроявления золота, но россыпи не установлены;

3) потенциальные узлы, где известно большое количество золоторудных проявлений, но россыпная золотоносность не выявлена.

При анализе фондовых материалов нами выделено на территории области около 30 таких площадей. Поисковые работы на них должны выполняться за счет средств федерального бюджета. Общим недостатком большинства этих районов является их трудная доступность.

Прогнозные ресурсы золота в незатронутых отработкой пластовых россыпях мы оцениваем по категории P_2 : в Яно-Колымской провинции – 500 т, на Северо-Востоке России в целом – до 3 000 т.

Отсутствие в золоторудных районах выявленных россыпных проявлений или их малая распространенность может быть вызвано низким качеством шлихового опробования из-за неблагоприятных условий отбора проб, неадекватной методикой проведения и интерпретации его данных. Оно не является прямым, а лишь косвенным методом обнаружения пластовых россыпей. Некоторые их виды не связаны со шлиховыми потоками, другие слабо связаны или (наиболее древние) могут быть вообще не связаны и со шлиховыми ореолами. Рекомендуемая сейчас обобщенная для всех аллювиальных россыпей методика их более детальных поисков с помощью шурфов или буровых скважин оказывается неэффективной для россыпей ряда видов, особенно – в больших долинах. Необходима новая методика, которая должна быть дифференцированной для каждого вида. Только при этом условии, возможно ее дальнейшее совершенствование и получение надежных результатов. То же относится к оценке и разведке россыпей.

Одним из путей совершенствования ГРП на россыпи является более широкое применение геофизических исследований, роль которых в настоящее время явно недостаточна. Наиболее ценные данные геофизика может дать при проектировании и выполнении поисковых работ. Ниже приведен пример ее применения на конкретных россыпях.

Основными задачами геофизических исследований при поисках россыпных месторождений золота должны быть:

- определение морфологии границы рыхлых отложений и коренных пород, которая во многих случаях соответствует нижней границе пласта;

- определение мощности рыхлых четвертичных отложений, что дает основание для расчета объемов буровых или горных работ;

- расчленение рыхлых четвертичных отложений, выделение пластов глин или глинистых слоев, которые могут быть «ложными плотиками» висячих пластов;

- выделение обводненных зон дробления в плотике россыпи;

- определение сквозных, надмерзлотных, межмерзлотных, подмерзлотных таликовых зон;

- выделение в плане и разрезе участков многолетнемерзлых пород.

Для решения вышеперечисленных задач выполнен комплекс полевых геофизических исследований в пределах россыпных месторождений центрально-колымских районов, включающий в себя георадарное зондирование, электропрофилеирование, электротондирование и магнитометрические измерения [1].

В процессе работ установлено, что наиболее эффективным видом электроразведочных работ при решении задач связанных с оценкой мощности рыхлых отложений и определения морфологии рельефа жесткого основания является георадарное зондирование.

Принцип георадиолокационного зондирования основан на излучении импульсов электромагнитных волн и приеме сигналов, отраженных от границ раздела слоев среды, имеющих различные электрофизические свойства. В основе георадиолокации лежит различие горных пород по диэлектрической проницаемости и проводимости. Изменения электрических параметров и приводит к частичному отражению зондирующего сигнала, при этом в зависимости от величин диэлектрической проницаемости и проводимости часть энергии сигнала отражается, фиксируя положение границы, а часть проникает глубже и отражается от нижележащих границ. В результате применения метода достаточно уверенно выделяется граница «рыхлые отложения-коренные породы». При площадном варианте исследований становится возможным плановое определение особенностей строения перекрытой поверхности коренных пород (рельеф плотика): палеорусел, ложков и т.д., существенным образом влияющих на формирование россыпи.

Электропрофилированием решаются задачи выделения в плане участков распространения многолетнемерзлых пород (ММП) сквозных таликовых и обводненных зон. Электронзондированием в модификации электротомографии устанавливаются параметры распространения ММП, а также разноранговых (сквозных, надмерзлотных, межмерзлотных, подмерзлотных) таликовых зон в разрезе.

Магнитометрические исследования с использованием высокоточных магнитометров-градиентометров позволяют по парамагнитным (ильменит) и ферромагнитным (магнетит, пирротин) минералам выявить участки концентраций тяжелой фракции и, соответственно, золота в рыхлых отложениях потенциально золотоносных долин. При относительно небольших мощностях рыхлых отложений в результате можно оценить геометрические параметры ожидаемой россыпи.

Магнитометрическая съемка выполнялась с помощью пешеходного оверхаузеровского магнитометра ММПОС-2. Работы выполнялись в варианте градиентной съемки с использованием двух датчиков на высотах 170 и 300 см от дневной поверхности. Таким образом, в результате было получено три параметра: аномальное магнитное поле на высотах 170 и 300 см, и его вертикальный градиент. На графиках сопоставления результатов магниторазведочных работ с данными бурения и георадарного зондирования видно, что повышенные содержания золота в россыпи уверенно коррелируются с локальными положительными аномалиями магнитного поля, характеризуется высокой дифференциацией градиента аномального магнитного поля и приурочено к локальным понижениям в рельефе поверхности коренных пород (рис. 1).

Но кроме методических и чисто геологических проблем есть не менее важные.

Обеспечение ГРП техникой и персоналом оставляет пока желать лучшего. Обычно для разведки используются 1 – 2 станка ударно-канатного бурения (УКБ). Но подготовка специалистов разведочного УКБ более 30 лет нигде не ведется, и квалификация большинства имеющих очень низкая. На этих работах заняты люди, которые специализировались на бурении скважин под сваи для целей строительства. Ко многим объективным недостаткам УКБ, таким образом, добавляется еще и субъективный человеческий фактор. Да и геологов-россыпников тоже остались единицы.

Предприятия не пытаются заменить УКБ более современными методами бурения, хотя отечественная промышленность выпускает универсальные станки с возможностью изменения способа бурения (колонковое, пневмоударное или ударно-канатное) заменой бурового инструмента в процессе проходки. Зарубежные фирмы производят качественное оборудование для виброударного бурения с производительностью, в разы превышающей УКБ. Недропользователям надо постепенно обновлять парк бурового оборудования. В каком-то из городов Сибирского или Дальневосточного федеральных округов весьма желательно организовать учебно-курсовой центр для подготовки бурильщиков. Услуги такого центра будут наверняка востребованы, и он вполне может существовать на основе самоокупаемости.

41-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского, 2014 г.

Все названные выше проблемы касаются в той или иной степени любого региона россыпной золотодобычи, и реализация приведенных прогнозов и выполнение изложенных рекомендаций поможет не только сохранить добычу золота из россыпей на нынешнем уровне, но и увеличить ее и продлить на десятки лет.

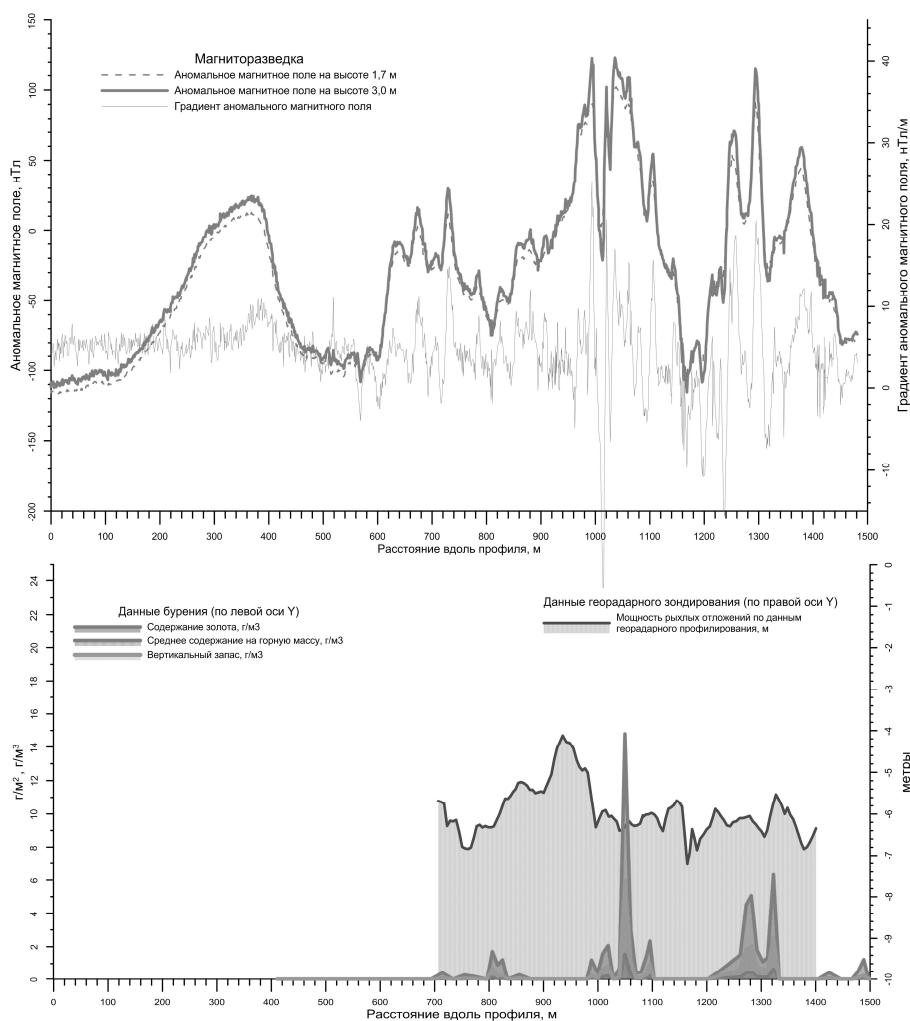


Рис.1. Сопоставление результатов магниторазведочных работ с данными бурения и георадарного зондирования (участок Эфка, среднее течение реки Дебин).

Работы велись в рамках интеграционного проекта № 12-П-СО-08-025 на период 2012-2014 гг. «Создание и сравнительный анализ геолого-геофизических моделей золоторудных провинций, узлов, полей и месторождений Востока России», при поддержке средств Госконтракта № 01201365820 а также в рамках договора о сотрудничестве между СВКНИИ ДВО РАН и ИГФ УрО РАН.

Список литературы

1. Хасанов И.М. Геофизический комплекс при поисках россыпных месторождений золота реки Дебин / И.М. Хасанов, Л.А. Муравьев // Глубинное строение. Геодинамика. Тепловое поле Земли. Интерпретация геофизических полей. Седьмые научные чтения памяти Ю.П. Булашевича. Материалы. – Екатеринбург: ИГФ УрО РАН, 2013. – С. 310-311.

УДК 550.8

**РЕШЕНИЕ ЗАДАЧ БЕЗОПАСНОЙ ЭКСПЛУАТАЦИИ РУДНИКОВ
ВЕРХНЕКАМСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАЛИЙНЫХ СОЛЕЙ МЕТОДАМИ
НАЗЕМНО-ПОДЗЕМНОЙ ГРАВИМЕТРИИ**

Г.В. Простолупов^{1,2}, Г.П. Щербинина¹

gravik2@rambler.ru

¹*Горный институт Уральского отделения РАН, Пермь, Россия,*

²*Пермский государственный национальный исследовательский университет, Пермь, Россия*

A number of failures on a mines of the Verkhnekamsky potassium deposit, which include the flooding of the mines, led to a fresh look at the problem of geophysical safety of a Deposit development. The method of ground-underground gravimetry for the detection of weak points of the protective layer over the mines are developed, examples of its application are presented. It is shown that the modern methods of processing and interpretation of ground-underground gravity data significantly increase the information value of geophysical research and allow to successfully identify zones of increased danger of the development of productive layers.

На одном из крупнейших рудников Верхнекамского месторождения калийных солей (ВКМКС) в 1986 г. произошел катастрофический провал, сопровождающийся затоплением выработанного пространства. После этого на рудниках месторождения значительно активизировались работы по изучению состояния водозащитной толщи (ВЗТ) геофизическими методами, включающими и гравиметрию. Перед возглавлявшим в то время лабораторию геопотенциальных полей Горного института УрО РАН В.М. Новоселицким и группой исследователей встала проблема решения оригинальной задачи – интерпретации гравитационного поля, измеренного одновременно на поверхности земли и в шахте, с целью локализации источников, находящихся между двумя уровнями наблюдений и связанных с ослабленными трещиноватыми породами ВЗТ. В результате был создан метод, названный наземно-подземной гравиметрией (НПГ).

Первые исследования на ВКМКС показали, что методы обработки и интерпретации гравитационного поля, измеренного на поверхности земли и в шахте, позволяют уверенно локализовывать неоднородности геологического строения ВЗТ. Однако разделение в пространстве таких плотностных неоднородностей – сложная проблема. Один из путей ее преодоления – совместный функциональный анализ наблюдений, проведенных на разных гипсометрических уровнях, и решение обратных задач в данной идеологии. Другие подходы – решение этой задачи методом векторной гравиметрии и создание физико-геологических моделей, одновременно удовлетворяющих наблюдаемым полям: наземному и подземному.

Решения классической задачи поисков источников и их разделения по данным наблюдений поля на расположенных одна под другой выработках, когда плотностные неоднородности находятся достаточно близко (первые десятки метров) и при этом могут располагаться выше, ниже, сбоку, между профилями или включать в себя профили наблюдений, подробно рассмотренное на примерах рудников Криворожского железорудного бассейна, Абаканского железорудного месторождения и др. в 1950-1970 гг [1], здесь не подходят.

Учитывая высокую чувствительность горизонтальных градиентов поля Δg к плотностным неоднородностям была обоснована идея векторной обработки площадных гравиметрических съемок - как наземных, так и подземных – технология VECTOR. Трансформация поля на основе векторного сканирования с процедурой последующего интегрирования (восстановления) поля из градиентов позволяет осуществить разделение источников аномалий, как в плане, так и по вертикали, с привязкой каждого источника к эффективной глубине. Результаты обработки потенциальных полей представляются в виде двумерных (карт) и трехмерных (диаграмм-кубов) трансформант поля [2].

Специально для создания физико-геологических моделей, одновременно удовлетворяющих полям, измеренным на поверхности земли и под землей, в 90-е годы прошлого века в Горном институте УрО РАН разработана теория решения прямой задачи гравиметрии, основанная на принципе ограниченных контактов.

Приведем несколько примеров успешного решения горных задач методом НПГ.

На **Первом Березниковском руднике** съемки проводились в связи с появлением линейно-ориентированной серии провалов на почве глубиной до 5 м протяженностью около 1 км. На горизонтальных сечениях 3D-диаграмм вдоль линии провалов зафиксированы отрицательные затяжки поля, сходящиеся на нет по мере углубления. На вертикальных сечениях также заметны эти отрицательные аномалии на фоне обширной положительной аномалии, связанной с ложбиной по кровле соли, заполненной более плотными терригенными породами (рис.1, 2а). На срезе диаграммы подземного поля эта же аномалия также хорошо отражается (рис.2б). В подземном поле каких-либо аномалий, связанных с линией разрывов на почве не обнаружено. Выводы по этому участку: признаки соответствия аномального поля линии провалов на почве обнаружены от поверхности до глубины 90 м и не достигают зоны ВЗТ.

Наблюдаемое на уровне горных выработок поле – есть результат суперпозиции полей как от нижезалегающей так и от вышезалегающей толщ. Поэтому при «наземно-подземной» интерпретации прежде берутся в расчет аномалии, обнаруженные одновременно на двух уровнях съемки. Рассмотрение карт, полученных в результате обработки подземных

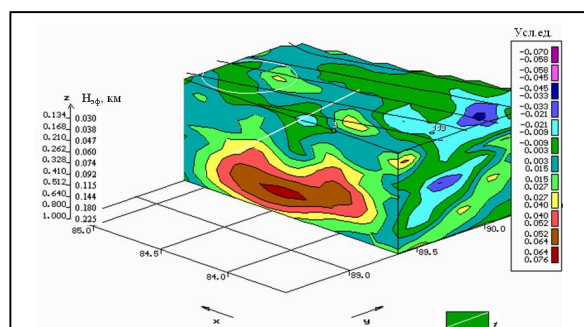


Рис.1. Сечение 3D-диаграммы поперек линии разрывов на почве: 1- линия разрывов

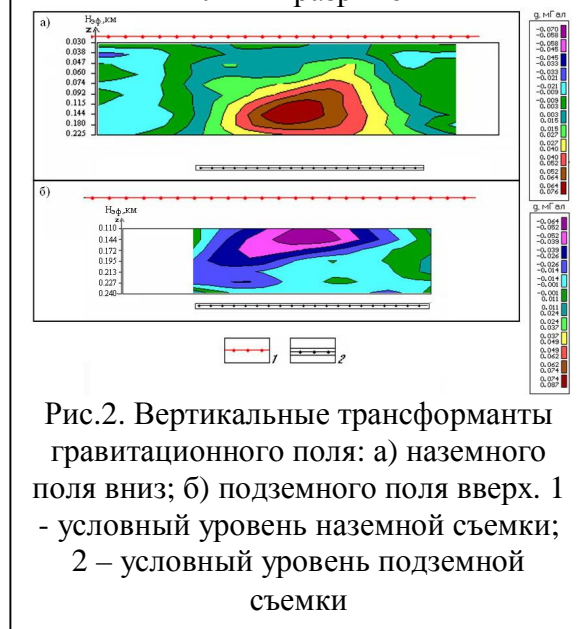


Рис.2. Вертикальные трансформанты гравитационного поля: а) наземного поля вниз; б) подземного поля вверх. 1 - условный уровень наземной съемки; 2 – условный уровень подземной съемки

гравиметрических данных, не ведет к однозначной трактовке местоположения аномалий относительно уровня наблюдений (выработок), так как на подземное поле в равной степени влияют как нижезалегающие, так и вышезалегающие объекты. В геологическом разрезе ВКМКС задача разделения поля несколько облегчается за счет того, что ниже уровня подземных наблюдений находится литологически однородная среда, представляющая собой мономинеральную породу, на 90-98% сложенную галитом, с незначительными примесями ангидритов, глин, и карбонатов. Таким образом, в предположении, что ниже уровня шахтных наблюдений в подстилающей каменной соли строение значительно более однородное, чем в толще выше уровня наблюдений, можно принять, что большинство источников аномалий, фиксируемых на подземном уровне съемки обусловлены строением более тонко и сложно устроенных толщ ВЗТ.

На **Втором Березниковском руднике** в районе пруда усложнились шахтные условия отработки пластов. Была проведена детальная гравиметрическая съемка: площадная на поверхности (16 км²) и профильная (длиной 2.8 км) в шахте. Наличие разуплотнения в ВЗТ хорошо фиксируется на физико-геологической модели, удовлетворяющей одновременно и наземному и подземному наблюдаемым полям. Разуплотнение пород относительно южной части данного геологического разреза составляет 4 - 6 %. Сопоставление серии разностных трансформант поля позволили детально локализовать аномалию в пространстве. Из анализа

геологических данных можно сделать предположение, что под прудом, толща, залегающая на кровле соли, промыта водными потоками, т.к. по данным гравиметрии породы здесь обладают пониженной плотностью. Результат съемки – обнаружение разуплотненной зоны над продуктивной толщей солей в ВЗТ. Прогнозирование подобных зон ведет за собой работы по первоочередной закладке горных выработок и корректировке планов отработки.

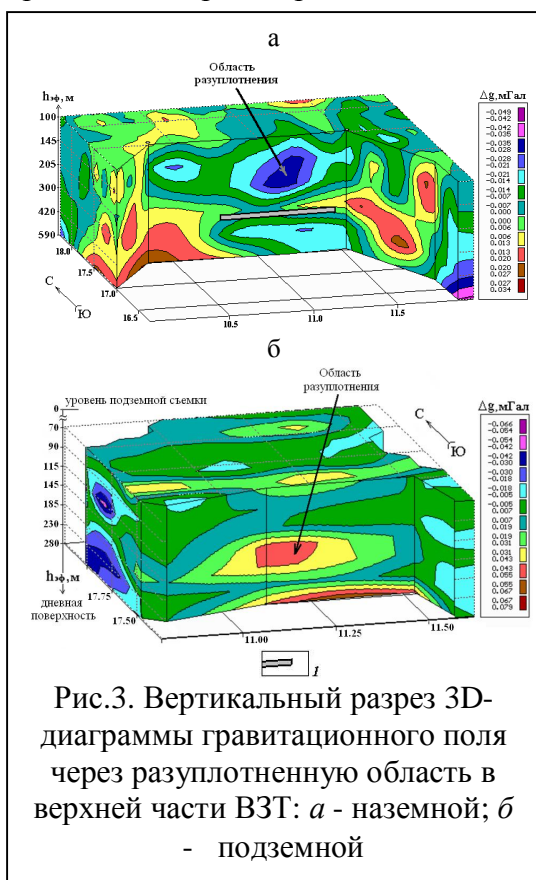


Рис.3. Вертикальный разрез 3D-диаграммы гравитационного поля через разуплотненную область в верхней части ВЗТ: а - наземной; б - подземной

На Четвертом Березниковском руднике выполнена площадная съемка в масштабе 1:10000 на поверхности земли (4 км²) и в горных выработках на семи профилях (1 км²). При проведении очистных работ проявились негативные явления, осложнения, что и явилось причиной постановки детальной НПП.

На картах поля Δg в редукции Буге, измеренного на земной поверхности и в шахте, заметно совпадение наземной отрицательной аномалии и обширной положительной аномалии подземного поля. Соответствие наземных и подземных аномалий с противоположными знаками указывает на то, что источник этих аномалий общий и расположен между двумя уровнями наблюдений. Для локализации источника проведено векторное сканирование наземного и подземного полей, в результате чего построены разностные и трехмерные трансформанты. Обнаружено, что аномалия локализуется в интервале эффективных глубин от 140 до 220 м, что проиллюстрировано на вертикальных разрезах трехмерных диаграмм наземного (рис.3а) и подземного полей (рис.3б). Эпицентр аномалии попадает на верхнюю часть ВЗТ [3].

Примеры наземно-подземной гравиметрии на наш взгляд свидетельствует об высокой эффективности ее использования при изучении геологического строения ВКМКС. Изменения плотности в породном массиве, происходящие под влиянием горных работ, отчетливо фиксируются в гравитационном поле.

Наземно-подземная гравиметрическая съемка на сегодняшний момент выполнена почти на всех рудниках месторождения, правда площадь съемок непосредственно в шахтах несопоставима с площадью участков выработанного пространства, составляя от последних не более 5%. В целом это говорит о еще недостаточном использовании мощного средства изучения геологического строения месторождения и еще не раскрытом потенциале данного метода в обеспечении безаварийной работы рудников.

Литература

1. Бурьян Н.Р., Юньков А.А., Анищенко Н.М. и др. Подземная гравиразведка. Л.: Недра. 1979. 159 с.
2. Бычков С.Г., Простолупов Г.В., Щербинина Г.П. Гравиметрический мониторинг территории разработки Верхнекамского месторождения калийных солей / Горный журнал. 2013. №6. С. 22-25.
3. Щербинина Г.П., Простолупов Г.В., Бычков С.Г. Гравиметрические исследования при решении горно-геологических задач на Верхнекамском месторождении калийных солей/ Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. СО РАН. - 2011. - №5. С. 29-36.

УДК 550.8.013

**АППРОКСИМАЦИЯ ПОТЕНЦИАЛЬНЫМИ ГАРМОНИЧЕСКИМИ ФУНКЦИЯМИ:
ПРИКЛАДНЫЕ АСПЕКТЫ, ОСТАТОЧНЫЕ ИНТЕГРАЛЫ
И ГЕОМЕТРИЯ ЭКВИВАЛЕНТНЫХ МОДЕЛЕЙ**

А.В. Пугин

leks-p@mail.ru

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки

Горный институт Уральского отделения Российской академии наук, Пермь, Россия

The problem of the remainder integral is considered. This question comes from differences between the theoretical and the practical problem definition on the approximation of geopotential fields by harmonic potential functions.

Теоретические основы истокообразной аппроксимации разработаны в 1967 году В.И.Ароновым [1], как закономерное продолжение его более ранних работ начала 1960-хх, в которых предлагался метод решения некоторых задач гравиметрии и теории фигуры Земли. В своих исследованиях В.И.Аронов опирался на доказательства, приводимые М.А.Алексидзе для систем рациональных гармонических функций [2], который в свою очередь получил их, исследуя граничную задачу Молоденского [3].

Выполняя исследования в теории фигуры Земли и представляя возмущающий гравитационный потенциал T реальной Земли в виде суммы двух частей T и δT , М.С.Молоденский сформулировал следующую постановку: «Нельзя ли (путем проб или путем разработки общих методов аналитического продолжения) подобрать такие значения аномалий на сфере, чтобы всюду на поверхности реальной Земли S остаточные аномалии δg стали равны нулю? Иначе говоря, нельзя ли на поверхности сферы построить такую систему аномалий, которая определила бы совместно с полем нормальной Земли внешнее гравитационное поле, совпадающее на поверхности S (следовательно, и вне S) с гравитационным полем реальной Земли?»

В качестве носителя аномальных масс, генерирующих внешнее гравитационное поле, рассматривается весь объем Земли. В.И.Аронов, ориентируясь на практические задачи отнюдь не планетарного масштаба, тем не менее оставил постановку практически без изменений. Замкнутая поверхность S по-прежнему охватывает аномальные массы, и гармоническая функция U , описывающая геопотенциальное поле, должна быть задана всюду на S . Очевидно, что теоретические доказательства метода могут быть получены только в такой идеальной постановке.

В практике поисковых гравиметрических работ такая постановка недостижима. Мы не можем в принципе провести такую поверхность S , охватив все аномальные массы, и тем самым однозначно определить геопотенциальное поле на S ниже поверхности наблюдений. На практике имеем геопотенциальное поле, наблюдаемое на ограниченной площади в узлах неравномерной сети на криволинейной и, зачастую, не гладкой поверхности. В принципе В.И.Ароновым [1] разбираются многие вопросы, связанные с практической реализацией метода аппроксимаций потенциальными гармоническими функциями, а те, которые не рассматриваются, по меньшей мере, обозначаются.

Идеализации теоретических постановок неоднократно рассматривались В.Н.Страховым, в их числе и бесконечные пределы области интегрирования. В решении практических задач эта проблема оказывает ощутимое влияние, но, видимо, в силу того, что универсальное решение ее отсутствует, о ней просто умалчивают. По сути, это проблема вычисления остаточных интегралов, которая описывается Д.С.Миковым [5]. Можно рассчитать величину остаточного интеграла на основе теоретических моделей, но в практике это выполнить невозможно, поскольку неизвестно само распределение аномальных масс, ответственных за поле. Рассматривает остаточные интегралы в различных задачах и Е.Г.Булах [6].

Опираясь на более чем десятилетний опыт использования истокообразных аппроксимаций в решениях задач прикладной геофизики, следует отметить, что модели с разным распределением элементарных источников могут приводить к разным результатам при построении трансформант поля. В большой степени это явление обусловлено именно проблемой остаточных интегралов. Искажения проявляются в случае, когда в поле присутствует интенсивная низко- и среднечастотная составляющая.

Процедура устранения фона из наблюдаемых данных для решения этой проблемы не всегда удобна. Во-первых, фон определяется чисто эмпирически (извечный вопрос, что считать аномалией, а что фоном). Реалии практики заставляют твердо усвоить, что любой фон должен быть геологически обоснован. Во-вторых, если при измерениях в условиях резкорасчлененного горного рельефа принимать гладкую функцию за фон и исключать ее из наблюдаемых данных, то сразу встает вопрос – а что мы в этом случае исключаем?

Не вполне соотносится эта проблема и с учетом влияния сторонних источников, которые расположены в плане за границей изучаемой площади, но вносят существенный вклад в аномальное поле в ее пределах. В отсутствие сторонних аномалообразующих тел при наличии значительных масс близи границы изнутри участка, либо при наличии их на предельно доступной для изучения глубине проблема остаточных интегралов остается, и оказывает влияние как в нижнем, так и в среднем диапазоне пространственных частот. Повторим: в теоретической постановке все модели будут неизменно приводить к одному результату.

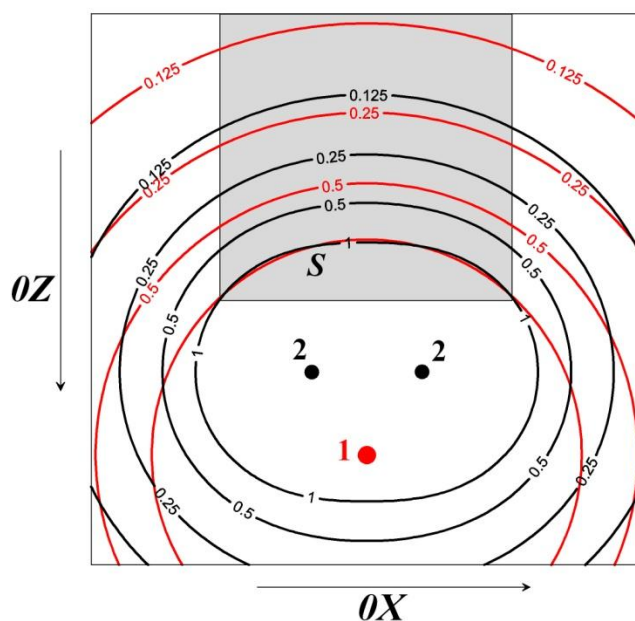


Рис. 1. Иллюстрация к проблеме остаточных интегралов

Интересной будет наглядная демонстрация проблемы на модельных данных, которая показана на рисунке 1. Гравитационное поле шара 1 (красного цвета), расположенного на некоторой глубине, приближается полем аппроксимационной конструкции шаров 2 (черного цвета), залегающих на одном уровне чуть выше номера один. Поверхность наблюдений S в области фоновой заливки совпадает с одной из изоаномал поля шара 1 с отметкой в 1 мГал. По расстоянию между изоаномалами одной величины можно увидеть, насколько точной была аппроксимация на S . При этом поле за пределами области совершенно не включается в решение задачи, поскольку предполагается неизвестным.

Визуально оценивая расхождение изоаномал от обеих конструкций всюду вне тонированной области, можно оценить, насколько весомо влияние неучтенного интеграла. Рисунок изоаномал в пределах фоновой заливки показывает, что будет происходить в этом

41-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского, 2014 г.

случае с полем при аналитическом продолжении в верхнее полупространство непосредственно над площадью исследований.

Различные конструкции эквивалентных источников с размещением их в один или несколько слоев, адаптированные или не адаптированные к особенностям поля в плане, будут давать разные величины остаточных интегралов по отношению к реальному распределению аномальных масс в геологической среде. Будут различаться в большей или меньшей степени трансформанты поля, полученные от этих конструкций.

Ситуация, когда трансформанты от разных конструкций кардинально отличаются по морфологии (за исключением краевых частей участка) достаточно редко встречается, в основном, когда проблема остаточных интегралов пересекается с интенсивным влиянием сторонних источников.

Но в интерпретационной томографии, когда трансформанты, полученные аналитическим продолжением поля или его производных в верхнее полупространство, объединяются в кубы данных, разница в вертикальном градиенте при использовании различных конструкций может приводить к резко отличающимся томографическим образам.

Универсальное решение проблемы остаточных интегралов в настоящий момент вряд ли может быть предложено. В каждой конкретной ситуации на задачу налагаются разумные ограничения, например, на предельную высоту для пересчетов в верхнее полупространство. Можно также предложить при построении различных аппроксимационных конструкций (в один слой и в несколько уровней с расположением нижних источников на предельно допустимой глубине) оценивать величины расхождения полей при аналитическом продолжении в верхнее полупространство, и по ним судить о возможной величине неучтенного интеграла. На основании опыта автор склоняется к преимуществу многоуровневых моделей источников над одноуровневыми в условиях интенсивного поля и горного рельефа поверхности наблюдений. В условиях равнинного рельефа и небольшой амплитуды аномалий оправданно применение более простой одноуровневой конструкции.

Работа выполнена при поддержке программы фундаментальных исследований УрО РАН, проект № 12-Т-5-1012.

Литература:

1. Аронов В.И. Методы построения карт геолого-геофизических признаков и геометризация залежей нефти и газа на ЭВМ. – М.: Недра, 1990. - 301 с.
2. Алексидзе М.А. Приближенные методы решения прямых и обратных задач гравиметрии. – М.: Наука, 1987. 336 с.
3. Молоденский М.С. Основные вопросы геодезической гравиметрии. // Тр. ЦНИИГАиК. – 1945. – Вып. 42.
4. Молоденский М.С. Внешнее гравитационное поле и фигура физической поверхности Земли. // Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз. – 1948. - № 3.
5. Миков Д.С. Интегральные методы интерпретации гравитационных и магнитных аномалий. – Томск: Изд-во ТГУ, 1975. – 94 с.
6. Булах Е.Г. Прямые и обратные задачи гравиметрии и магнитометрии. – Киев: Наукова Думка, 2010. – 463 с.

УДК 550.8.013

**СТОХАСТИЧЕСКИЙ АЛГОРИТМ ИСТОКООБРАЗНОЙ АППРОКСИМАЦИИ:
ПРОВЕРКА ГИПОТЕЗЫ О “СЛУЧАЙНОМ ВБРАСЫВАНИИ” ИСТОЧНИКА**

А.В. Пугин, А.В. Мичурин, Н.В. Веселкова

leks-p@mail.ru

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки

Горный институт Уральского отделения Российской академии наук, Пермь, Россия

We will present at the conference the results of hypothesis checking about the construction of the analytical approximation of the geopotential fields by the random throw of the point mass in 3D grid equivalent model. The algorithm needed for that is described below.

Аппроксимации потенциальными гармоническими функциями представляют собой удобный инструмент для решения широкого круга прикладных задач. Теоретические положения метода сформулированы В.И.Ароновым (1967) (также независимо норвежцем Бьерхаммаром (1968)). Метод основан на приближении измеренных значений любых параметров в произвольно заданных точках пространства системой потенциальных гармонических функций [1]. В практике аппроксимации геопотенциальных полей метод приобретает прямую физическую трактовку: аппроксимирующие функции представляют собой поля элементарных (эквивалентных) источников, относящиеся к одному с измеренными полями классу функций, опирающиеся на одни и те же физические законы.

За годы, прошедшие с момента выхода в свет метода, геофизиками созданы десятки вычислительных схем, реализующих построение моделей эквивалентных источников с различной геометрией. Каждая из них не являлась панацеей, но помогала в разрешении прикладной задачи конкретного типа. Здесь вполне уместным представляется процитировать В.И.Аронова [1]: «Подчеркнем еще раз, что можно по-разному выбирать линейные комбинации гармонических функций, приближающих заданную функцию на рельефе. Может быть построено бесконечное множество аппроксимирующих конструкций, которые различаются лишь некоторыми конкретными характеристиками – формой поверхности S' , расстоянием между S и S' и т.п. Однако с точки зрения практической реализации они могут различаться очень сильно – степенью устойчивости систем уравнений, точностью получаемых решений и экономичностью. С физической точки зрения методы в принципе эквивалентны».

Ранее авторами были предложены несколько алгоритмов, отличных от классической схемы, описанной в работе В.И.Аронова [1]. Под классической авторы понимают простейшую модификацию метода, которая может быть успешно использована при квазиравномерной сети точек задания потенциального поля. Элементарные источники в этом случае располагаются под точками всюду ниже поверхности рельефа на заданную величину $Z_0 \sim \Delta x$. В этом случае все без исключения частотные компоненты поля приближаются моделью одного простого слоя эквивалентных источников.

Второй тип алгоритмов опирается на принципы, использованные В.И.Ароновым и В.О.Михайловым в 1976 году при конструировании вычислительной схемы с разноглубинным расположением источников в модели на совокупности субгоризонтальных слоев [1]. Идея раздельного приближения региональной (системной) и локальной компонент поля разноглубинными источниками возникла из практических потребностей в регуляризации задачи аппроксимации в узлах крайне неравномерной сети, что в классической постановке приводило к большим погрешностям при интерполяции поля между точками его задания, к возможности появления ложных экстремумов.

Алгоритмы, использующие метод квадродерева и вейвлеты Хаара, относятся ко второму типу [2]. Оба алгоритма ориентированы на решение задач аппроксимации большой размерности. Их создание послужило достижению сразу нескольких целей. Во-первых, они позволяли существенно экономить вычислительное время, во-вторых, уменьшали количество источников в модели при сохранении точности аппроксимации, что было весьма удобно при хранении аналитических моделей поля в среде геоинформационных систем.

К этому же типу относится и алгоритм адаптивной аппроксимации, но принципиально отличающийся от остальных тем, что построение эквивалентной модели реализуется не в рамках решения систем линейных алгебраических уравнений, а в одно уравнение с применением метода одномерной минимизации функционала [3]. Таким образом снималась проблема решения пере- или недоопределенных СЛАУ при задании поля в узлах крайне неравномерной сети. На наш взгляд, потенциал этого метода далеко не исчерпан.

К последнему методу мы и обратимся, как к основе для описания нового алгоритма. Алгоритм адаптивной аппроксимации основан на выборе оптимального положения источника в трехмерном сеточном носителе. Пусть поле u задано в N точках на поверхности $z = z(x_i, y_i)$, $i = 1, 2, 3, \dots, N$. В нижнем полупространстве формируется конечное множество возможных положений элементарных источников в эквивалентной модели. Как вариант, носитель источников представляет собой совокупность параллельных слоев с различной глубиной залегания $S = \{S_k\}$, $k = 1, 2, 3, \dots, K$. На каждом из уровней S сетка возможных положений может быть сформирована путем проецирования точек задания исходного поля.

Алгоритм начинает работу с нижних этажей S и имеет два цикла: внешний и внутренний. Пусть ${}_n u$ - истокообразное приближение поля u , достигнутое на n -ой итерации. Первоначально ${}_n u = 0$, и аппроксимационная конструкция не содержит элементарных источников. Первоначально на вход подается наблюдаемое поле u . Впоследствии входными данными на итерации n будет являться разность наблюдаемого поля u и его аппроксимации аппроксимации ${}_{(n-1)}u$ на итерации $(n-1)$.

Внутренний цикл n -ой итерации заключается в нахождении значения m_j для каждого j -го положения источника на уровне S_k , доставляющего минимум функционалу невязки

наблюдаемого и модельного полей $\Phi_j = \pm \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N ((u_i - {}_{(n-1)}u) - m_j G_{ji})^2}{N}}$, где G_j – истокообразная функция, то есть поле источника при $m_j = 1$. Среди элементов $\{m_j\}$ выбирается единственный, на котором достигается минимальное из всех рассчитанных на данной итерации значений Φ_j .

На внешнем n -ом итерационном цикле элемент m_j включается в конструкцию источников, а его поле аддитивно включается в модель приближения ${}_n u = {}_{(n-1)}u + m_j G_j$, и вычитается из входных значений. Выбранное значение функционала ${}_n \Phi_j$ тождественно полному значению невязки наблюдаемого и суммарного модельного полей на данной итерации. Построение модели прекращается по достижении ${}_n \Phi \leq \varepsilon$, где ε - заданная погрешность аппроксимации.

Интересно, что количество источников в модели, полученной таким способом, может быть существенно меньшим, чем даже в методах квадродерева или с вейвлетами Хаара, но вот экономией времени на этапе аппроксимации приходится пожертвовать. Полный перебор всех возможных решений требует значительных временных затрат, а применение различных технических приемов, вроде разряжения сети на нижних от поверхности уровнях S и тому подобного, все равно не позволяет соперничать с быстрыми алгоритмами. Многое здесь определяется и морфологией поля, распределением в его составе высокочастотных компонент.

Алгоритм адаптивной аппроксимации позволил привести в систему понимание следующего факта: если задать в нижнем полупространстве трехмерный сеточный носитель, подобно описанному выше, и полностью заполнить этот носитель массами исходя из наилучшего приближения поля на каждой итерации в метрике L^2 , то аппроксимация будет выполнена с некоторой предельно возможной для данной модели точностью, независимо от того, в каком порядке мы будем заполнять узлы носителя источниками. Здесь следует оговориться, что алгоритму разрешено повторно изменять значение аномальной массы m_j в

узле, если того требует изменение целевого функционала. Допустим также, что мы не преследуем задачу уменьшения числа источников в эквивалентной модели, хотя, несомненно, будем рады, если такое произойдет. Будет ли их расположение оптимальным на каждом итерационном шаге или в целом для нас не играет принципиальной роли.

Чего же мы хотим достичь в результате? Найти некий баланс малых затрат вычислительного времени при достаточно умеренном количестве источников. Требуемая проверки гипотеза проста: сможем ли мы, отталкиваясь от любого начального приближения, последовательно вбрасывать случайным образом источники в трехмерный носитель, и определяя их аномальную массу m_j в течение относительно короткого времени, построить аналитическую модель наблюдаемого поля с требуемой точностью аппроксимации?

Ключевым моментом нового алгоритма является стохастическое моделирование методом Монте-Карло. Итак, пусть поле $u = u(x_i, y_i, z_i)$ задано в точках на рельефе поверхности $z = z(x_i, y_i)$, $i = 1, 2, 3, \dots, N$. В нижнем полупространстве формируется трехмерный сеточный носитель, состоящий из возможных положений источников. Псевдослучайным образом формируется последовательность натуральных чисел $(j_n)_{n=1}^K$, определяющая порядок «случайного вбрасывания» точечной массы в узлы сеточного носителя, где $K = N * M$, M – размерность сеточного носителя по глубине.

На каждой k -ой итерации в соответствии с заданной последовательностью для элемент с положением j в одно уравнение определяется «аномальная масса» m_j ,

доставляющая минимум целевому функционалу $\Phi_j = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N ((u_i - (k-1)u) - m_j G_{ji})^2}{N}}$, аналогично

алгоритму с одномерной оптимизацией. Далее, эффект j -го источника с массой m_j вычитается из исходного поля, и разность передается на вход следующей итерации. Функционал Φ_j на каждой итерации является одновременно и функционалом полной среднеквадратической невязки между суммарным полем от всех источников эквивалентной конструкции и полем, подлежащим аппроксимации.

В таком случае вовсе необязательно соблюдать условие монотонной сходимости процесса аппроксимации по невязке полей. Важен лишь выход функционала в целом на априори заданный уровень ε , который является критерием остановки процесса. Поскольку алгоритму разрешено повторно изменять ранее найденное значение аномальной массы в узле носителя, авторы намерены проверить его работоспособность и в метрике C , то есть определять коэффициенты m_j исходя не из лучшей аппроксимации в L^2 на множестве всех точек задания поля, а добиваясь совпадения полей в некоторой окрестности (окне) проекции источника на поверхность наблюдений, либо вообще исходя из значения поля в одной единственной точке непосредственно над источником: $m_j = u_i / G_{ji}$, $j = i$.

В настоящий момент алгоритм реализован программно и проходит апробацию на модельных и практических данных. Результаты проверки будут доложены на семинаре. Работа выполнена при поддержке программы фундаментальных исследований УрО РАН, проект № 12-Т-5-1012.

Литература:

1. Аронов В.И. Методы построения карт геолого-геофизических признаков и геометризация залежей нефти и газа на ЭВМ. – М.: Недра, 1990. - 301 с.
2. Долгаль А.С., Пугин А.В. Алгоритмы аппроксимации геопотенциальных полей, базирующиеся на фрактальном подходе // Вестник КРАУНЦ. Серия наук о Земле. 2006. №1. Выпуск №7. – С. 95-101.
3. Пугин А.В., Шархимуллин А.Ф., Балк П.И., Долгаль А.С. Адаптивная истокообразная аппроксимация геопотенциальных полей на основе одномерной оптимизации. // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. Мат-лы 37-й сессии Международного семинара им. Д.Г.Успенского. – М.: ИФЗ РАН, 2010. - С. 330-334.

УДК 550.341.5

**ДЛИННОВОЛНОВЫЕ ВАРИАЦИИ РАДОНА КАК ОТРАЖЕНИЕ ДИНАМИКИ
ДИЛАТИРУЮЩЕГО ВКЛЮЧЕНИЯ В ЗОНЕ ПЕРЕСЕЧЕНИЯ РАЗЛОМОВ САН-
АНДРЕАС И КАЛАВЕРАС**

В.А. Пьянков

V_Pyankov@mail.ru

Институт геофизики им. Ю.П.Б. улашевича УрО РАН, Екатеринбург, Россия

Abstracts. We report the result of analyses of radon surveys near intersection of two large faults (San-Andreas and Calaveras, Southern California). Other things being equal, radon exhalation anomalies do not depend on earthquake magnitude.

Поиски связи между аномальными вариациями физических полей и сейсмической активностью основаны на предположении о том, что протекающие в земной коре тектонические процессы могут изменять структурное состояние массива горных пород и трансформироваться в физическое поле. Изменения физических параметров блоков земной коры, связанные с процессами структуризации горных пород на всех иерархических уровнях, могут вызывать локальное искажение нормальной картины поля геофизических вариаций, возникающих на поверхности Земли. Для вариаций геофизических полей, сопровождающих или предвещающих то или иное тектоническое событие, характерна определенная пространственно-временная структура, по которой пытаются определить параметры предполагаемого землетрясения. Все процессы структурных изменений твердого тела представляют собой способ сохранения целостности объекта путем диссипации энергии деформаций. Магнитуда ожидаемого события может находиться в обратной зависимости от продолжительности и амплитуды предвещающих его вариаций геофизического поля. Как процессы диссипации энергии тектонических напряжений, так и закономерности взаимосвязи магнитуды землетрясения и морфологии его предвестников могут найти свое объяснение в особенностях динамики дилатирующего включения.

Нами исследованы пространственно-временные особенности вариаций эксхалации радона, наблюдаемых Чи-Ю Кином по 12 скважинам в районе разлома Сан-Андреас (США, Калифорния) в период с 1975 по 1980 год [1]. В этот период времени произошло 17 сейсмических событий с магнитудой около 5. Для анализа выбраны данные эксхалации радона, полученные при недельной экспозиции трековых детекторов (рис.1).

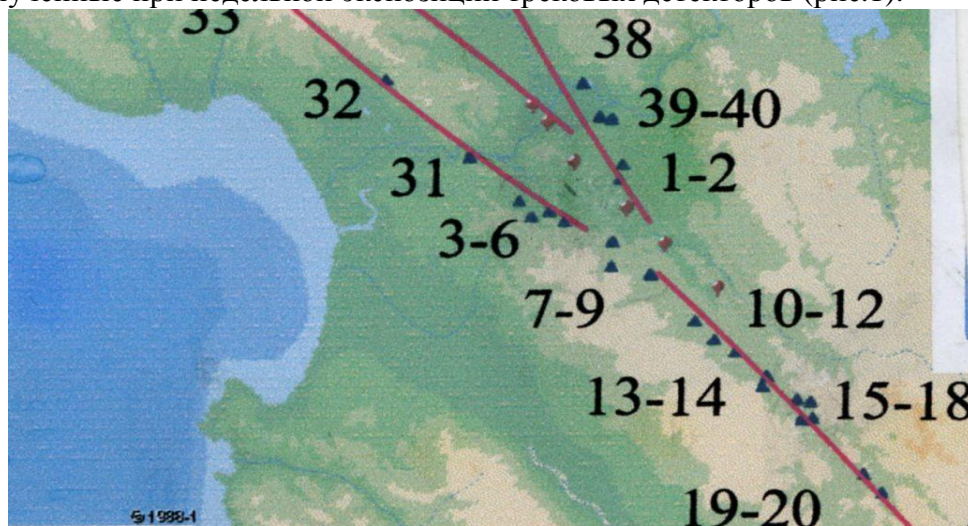


Рис.1. Схема расположения наблюдательных скважин

В результате исследования пространственно-временной картины эксхалации радона в зоне пересечения разломов Сан-Андреас и Калаверас удалось в режиме «реального» времени получить достаточно уверенный прогноз времени и места ожидаемых землетрясений. В результате анализа как суммарного, так и аномального значений концентрации радона сделаны первоначальные выводы о том, что ни амплитуда, ни

длительность «предвестника» не позволяют судить о магнитуде ожидаемого события. Отмечено, что время «предвестника» прогрессивно уменьшается с 8 недель для событий 1976 года до 1 недели в 1980 году. Причина отмеченных закономерностей заложена в природе изучаемого явления. Как следует из предполагаемой динамики дилатирующего включения, развитие депрессионной воронки должно вызывать увеличение концентрации радона как из-за конвективных явлений, в том числе и из-за осушения поровых каналов горной породы, так и из-за явлений инжекции. При осушении каналов скорость конвекции увеличивается в сотни раз даже для слабопроницаемых глин [2].

Из анализа временных рядов эксхалляции радона для скважин зоны пересечения разломов Сан-Андреас и Калаверас за период 1976 – 1980 гг. следует, что в земной коре изучаемого региона происходило восстановление поля радона, искаженного влиянием депрессионной воронки (рис.2).

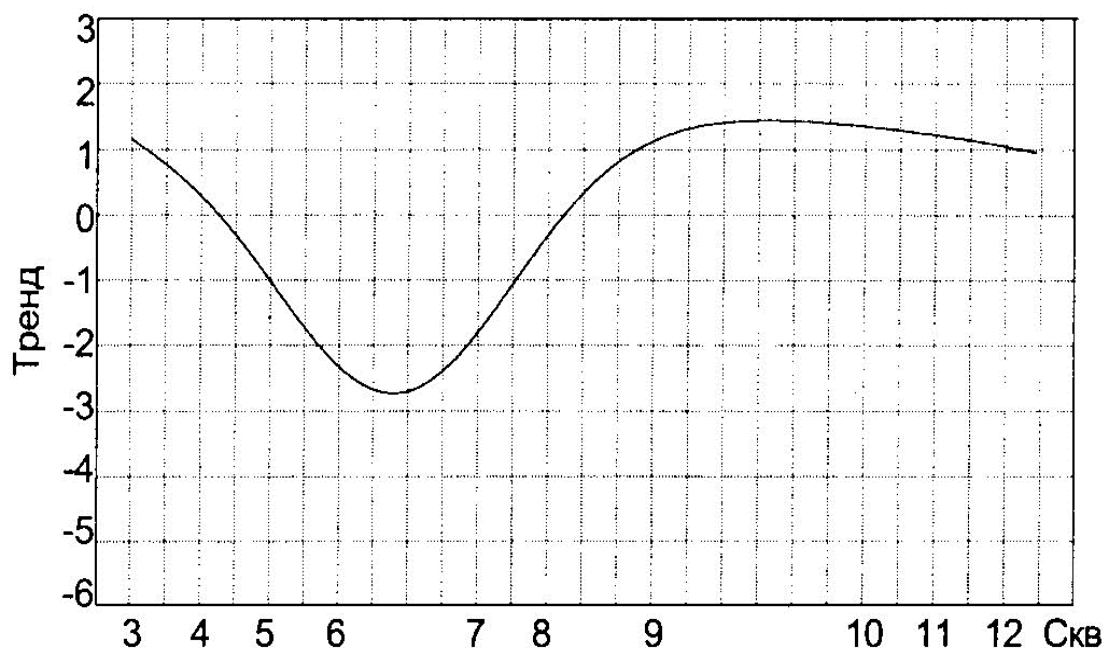


Рис.2. Восстановление поля радона в процессе стабилизации депрессионной воронки

Период восстановления пространственно-временной картины поля радона составляет по наблюдаемым данным 3 года, что с учетом процесса распада радиогенного газа позволяет оценить эффективную проницаемость массива в 10^{-14} м². Таким образом, из анализа данных наблюдений следует, что наиболее эффективный прогноз землетрясений возможен на начальном этапе восстановления депрессионной воронки, т.е. при достаточно сухих порах и, следовательно, высоких скоростях конвекции газа. Развитие депрессионной воронки должно сопровождаться инжекцией. Кроме того, в зоне каждого последующего землетрясения, по-видимому, развивается своя депрессионная воронка. Изучаемое явление экспериментально исследовано при откачках в скважинах с сопутствующим измерением концентрации природных газов. Показано, что при К+1 откачке скорости притока газов резко возрастают.

Итак, в результате исследований выделены длиннопериодные вариации эксхалляции радона, что позволяет сделать заключение о том, что зоне пресечения разломов Сан-Андреас и Калаверас, по-видимому, наблюдается развитие дилатирующего включения. Аналогичное включение обнаружено в результате анализа магнитовариационных данных на Южном Урале также в зоне пересечения разломов.

Литература

1. King Chi-Yu., 1980, Episodic radon changes in subsurface soil gas along active fault and possible relation to earthquakes. J. Geoph. Res., 85, 6, 3065-3078.
2. Faulkner D.R., 2000, Comparisons of water and argon permeability in natural clay-bearing fault gouge under high pressure: J. Geoph. Res., 105, 57, 6415-16426.

УДК 534.21

ПРОЯВЛЕНИЕ ВОЛН ПЛАСТИЧЕСКОЙ ДЕФОРМАЦИИ В СТРУКТУРНЫХ ИЗМЕНЕНИЯХ ГОРНЫХ ПОРОД

В.А. Пьянков

V_Pyankov@mail.ru

Институт геофизики им. Ю.П.Б. Улашевича УрО РАН, Екатеринбург, Россия

Abstract. Features of macroscale localization of plastic flow are considered in relation to the stage character of work hardening. It is shown that macroscale localization of plastic flow at the stages of work hardening can be described as an autowave process of self-organization.

Упорядочение деформируемых доменов под действием внешнего механического поля качественно аналогично упорядочению магнитных доменов в магнитном поле. Поэтому будем рассматривать изменение магнитных свойств на фоне более детально изученных деформационных процессов. В физической мезомеханике развивается релаксационный многоуровневый подход. Пластическая деформация и разрушение нагруженных твердых тел связаны с потерей их сдвиговой устойчивости на различных структурно-масштабных уровнях. Пластические сдвиги развиваются как локальное структурное превращение в деформируемом материале в зонах сдвиговых напряжений различного масштаба. Методология многоуровневого подхода предполагает единую природу всех типов деформационных дефектов, которые должны описываться в рамках термодинамики сильнонеравновесных состояний. При достаточных степенях деформации, когда плотность дефектов кристаллического строения резко возрастает и сдвиговая устойчивость нагруженного материала значительно снижается, развиваются механизмы деформации мезомасштабного уровня: некристаллографическое распространение мезополос локализованного пластического течения, повороты зерен горных пород и структурных элементов как целого, макрофрагментация материала, эффекты его экструзии. Чтобы перейти к дальнейшим рассуждениям, определим пластическую деформацию как процесс изменения формы. Кроме того, деформации подвергается не весь объект, а деформация локализуется в полосы, посредством которых происходит диссипация энергии напряжений. Эти процессы могут быть описаны при помощи нелинейных волн - солитонов формы или солитонов гофрировки [1], возникающих на интерфейсе двух блоков материалов с различными физическими свойствами. По смыслу эти волны представляют ту пластическую деформацию, которая участвует в процессе деформирования как пластический отклик на внешнее воздействие. Суть этих физических процессов состоит в том, чтобы сохранить целостность деформируемого объекта. Структурные изменения, сопровождающие этот пластическое деформирование, описываются в работе [2]:

$$\frac{1}{c^2} \frac{\partial^2 J_\alpha^\mu}{\partial t^2} - \frac{\partial^2 J_\alpha^\mu}{\partial x_\nu^2} = \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial \ln u_\alpha(x,t)}{\partial x_\mu} - \frac{1}{E} \frac{\partial \ln u_\beta}{\partial x_\nu} C_{\alpha\beta}^{\mu\nu} - \frac{1}{E} P_\nu^\beta C_{\alpha\beta}^{\mu\nu} \right) \quad (1)$$

$$\frac{1}{c^2} \frac{\partial^2 \alpha_\alpha^\mu}{\partial t^2} - \frac{\partial^2 \alpha_\alpha^\mu}{\partial x_\nu^2} = \epsilon_{\mu\lambda\sigma} \left(\frac{\partial^2 \ln u_\beta(x,t)}{\partial x_x \partial x_\nu} C_{\alpha\beta}^{\sigma\nu} - \frac{\partial P_\nu^\beta}{\partial x_x} C_{\alpha\beta}^{\sigma\nu} \right) \frac{1}{E} \quad (2)$$

При условии совместности для источников

$$\frac{\partial L_u}{\partial t} + \epsilon_{\mu lm} \frac{\partial I_m}{\partial x_l} = 0,$$

где I – правая часть (1), L – правая часть (2), $u(x,t)$ – квазиупругие смещения, при которых может быть учтено наличие исходной плотности дислокаций.

По смыслу эти волны представляют ту пластическую деформацию, которая участвует в процессе деформирования как пластический отклик на внешнее воздействие. Ротор от нее и производная по времени порождает текущие значения плотности дефектов α и потока J . Эти величины есть напряженности механического поля и могут наблюдаться в процессе пластической деформации в динамике *in situ*. Уравнения (1) и (2) также содержат пластическую деформацию, присутствующую в материале до нагружения. В (1) с ней связан

поток дефектов «леса» $\frac{\partial P_v^\beta}{\partial t} \frac{C_{\alpha\beta}^{\mu\nu}}{E}$, сонаправленный со скоростью пластической деформации,

в (2) – это плотность дефектов «леса» $\in_{\mu\chi\delta} \frac{\partial P_v^\beta}{\partial x_\alpha} \frac{C_{\alpha\beta}^{\mu\nu}}{E}$, препятствующих возникновению

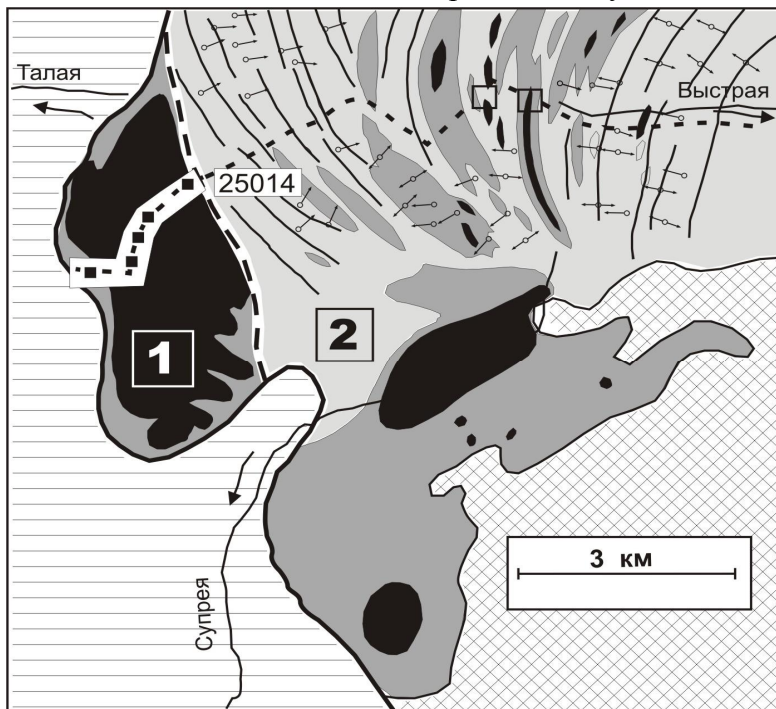
(рождению) новых дефектов α_β^μ . Следовательно, наличие указанного слагаемого в правой части (1) способствует пластификации материала, тогда как соответствующее слагаемое в (2) приводит к его упрочению. Из (1), (2) следует, что источником потока дефектов является

скорость деформации $\frac{\partial}{\partial t} (E_\mu^\alpha E - E_v^\beta C_{\alpha\beta}^{\mu\nu}) \frac{1}{E}$. В скобках представлена разность внутренних напряжений сжатия (растяжения) и сдвига. Источником плотности дефектов является

завихренность $\in_{\mu\chi\sigma} \frac{\partial}{\partial x_x} (E_v^\beta - P_v^\beta) \frac{C_{\alpha\beta}^{\sigma\mu}}{E}$ сдвиговой деформации, вызванной

релаксированными сдвиговыми напряжениями.

С наибольшей долей вероятности волны пластической деформации могут возникать в зонах деформирования пластов горных пород с контрастными физико-механическими свойствами. Наибольший интерес для изучения следов волн пластической деформации



представляет собой участок так называемого «горячего шва» - зоны механического контакта дунит-пироксенитовой пачки горных пород с габбро в районе массива Денежкин Камень (рис.1).

Рис.1. Схема геологического строения массива Денежкин Камень

Предполагается, что породы деформированы в твердопластичном состоянии. Что же должно происходить в системе дунит-пироксенит-габбро в процессе деформации, и каким образом реликты деформационных процессов могут проявляться в физических свойствах горных пород и, следовательно, в физических полях? Из мезомеханических парадигм следует, что деформируемые блоки земной коры являются открытой сильнонеравновесной системой. Самоорганизация этой системы в заданных граничных условиях нагружения обуславливает формирование диссипативных структур, эволюция которых определяет характер пластического течения. Экструзия основного материала образует стационарную волну.

Процессы экструзии находят свое отражение в прогрессивном уменьшении в направлении «горячего шва» размеров зерен матрицы габбро (рис.2). Западнее «горячего шва» наблюдается зона расслоения. Зона расслоения, представляющая собой чередующиеся участки локализации пластической деформации, при исследовании образцов проявляется в распределении виртуальных палеомагнитных полюсов на поверхности единичной сферы.

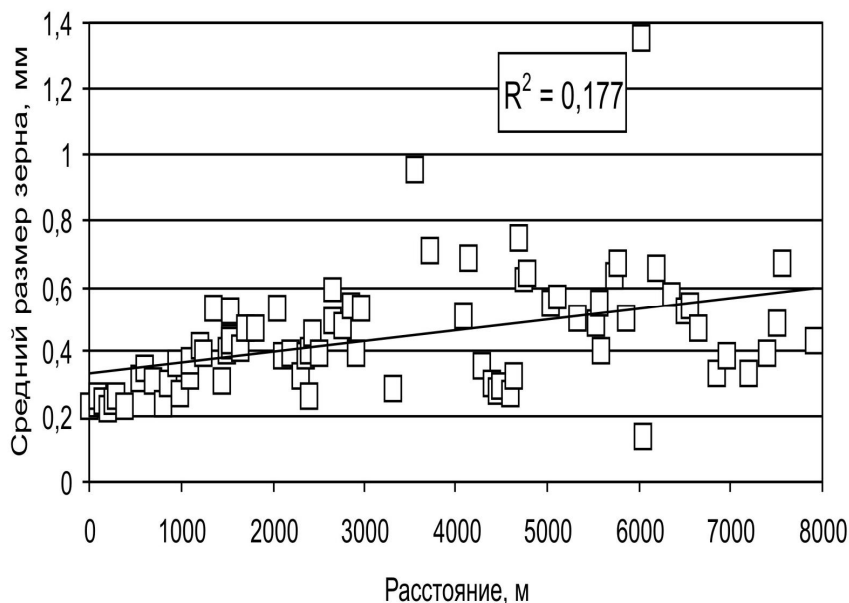


Рис.2. Пространственное распределение размеров зерен матрицы

Известно, что направления деформационной намагниченности в общем случае не дают кучных распределений, но «размазаны» вдоль дуги

большого круга, ориентировка которого в пределах ошибки совпадает с ориентировкой поверхности деформации (поверхности рассланцевания, параллельного кливажа и т.д.). В нашем случае направление деформационной намагниченности совпадает с направлением деформации сдвига.

Таким образом, материалы исследования структурно чувствительных магнитных характеристик горных пород подтверждают волновую природу пластической деформации зоны «горячего шва» и дополняют основную концепцию комплексной геофизической модели строения и развития массива Денежкин Камень - составного элемента североуральского сегмента Платионосного пояса.

Работа выполнена при частичной поддержке гранта 12-И-5-2067 Уральского Отделения РАН.

Литература

1. Киселев В.В., Долгих Д.В. Солитоны поперечной гофрировки в трехслойной нелинейно-упругой среде. Физическая мезомеханика. 2004. Т.7. Ч.1 С. 173-177.
2. Егорушкин В.Е. Динамика пластической деформации. Волны локализованной пластической деформации в твердых телах. Известия ВУЗов, Физика.1992, Т.35. №4.С. 19-41.

41-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского, 2014 г.
РЕШЕНИЕ ПРЯМОЙ ЗАДАЧИ ГЕОТЕРМИИ ДЛЯ ТРЕХМЕРНОЙ
НЕОДНОРОДНОЙ СРЕДЫ В УСЛОВИЯХ СЕДИМЕНТАЦИИ
Ю.В. Пятаков
pyatakovjv@mail.ru
 Воронежский государственный университет инженерных технологий

Известно, что процессы генерации углеводородов в материнских породах зависят от их термической эволюции. В этой связи важное значение принимают методы моделирования тепловых полей осадочных бассейнов, позволяющие выполнять численную оценку изменения геотемпературы, степени катагенеза рассеянного органического вещества и, как следствие, степени реализации генерационного потенциала нефтематеринских свит в процессе седиментации и их погружения в бассейне.

Общая схема методики исследования основывается на методах геоплотностного моделирования, палеотектонических реконструкциях и палеотемпературного моделирования ОБ [1].

Геоплотностное моделирование, осуществляемое на основе алгоритмов решения прямых и обратных задач гравиметрии [2-5], создает структурно-вещественную основу (рис. 1а) для последующих палеотектонических реконструкций. В качестве типового аппроксимирующего элемента при решении прямых задач гравиметрии используется вертикальная треугольная призма (рис. 1б) с произвольными верхним и нижним основаниями и заданными параметрами плотности [4,5].

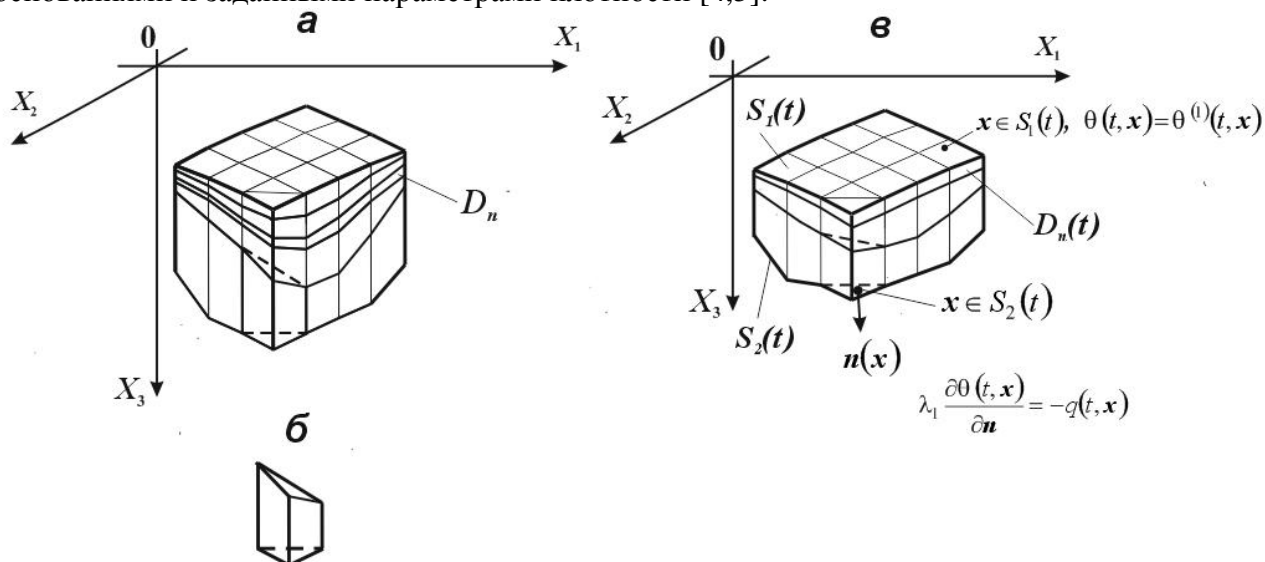


Рис. 1. К решению прямой задачи геотермии:

- а) структурная параметризация осадочного разреза по результатам геоплотностного моделирования,*
 - б) типовой аппроксимирующий элемент;*
 - в) палеорекострукция осадочного разреза на момент времени t .*
- Пояснения в тексте*

Для палеорекострукции на момент времени t начала накопления каждой, обособленной в современном разрезе, стратиграфической единицы используется «метод выравнивая профилей», приведенный в работе [1].

Постановка прямой задачи геотермии

В качестве математической модели в задаче палеотемпературного моделирования осадочного разреза будем рассматривать систему уравнений теплопроводности для областей $D_n(t)$ с подвижными границами $\partial D_n(t)$:

$$(\lambda_n / a_n) \cdot (\partial \theta / \partial t + \mathbf{u} \nabla \theta) = \lambda_n \nabla^2 \theta + f_n, \quad \mathbf{x} \in D_n(t), \quad n=1, 2, \dots, N, \quad t \in [0, T], \quad (1)$$

где $\theta = \theta(t, \mathbf{x})$ - значение температуры в точке \mathbf{x} в момент времени t ; $f_n = f_n(t, \mathbf{x})$ - значение плотности внутренних источников тепла в n -м слое; a_n и λ_n - соответственно, коэффициенты температуропроводности и теплопроводности; $\mathbf{u} = \mathbf{u}(t, \mathbf{x})$ - скорость перемещения среды (определяется в соответствие с алгоритмом палеорекострукции ОБ); $D_n(t)$ - пространственное расположение n -й стратиграфической единицы (осадочного слоя) в момент времени t (см. рис. 1в). Нумерация слоев на рис. 1а и рис. 1в осуществляется снизу вверх. T – промежуток времени от начала формирования осадочного разреза до его современного состояния, N - количество слоев.

Граничные условия определим следующим образом. Пусть $S_1(t)$ - положение верхней границы осадочной толщи в момент времени t (см. рис. 1в). Будем считать заданным на $S_1(t)$ значение температуры, определяемое в соответствии со значениями векового хода температур земной поверхности [5]:

$$\theta(t, \mathbf{x}) = \theta^{(1)}(t, \mathbf{x}), \quad \mathbf{x} \in S_1(t). \quad (2)$$

На поверхности $S_2(t) = \partial D(t) \setminus S_1(t)$ полагаем заданным значение теплового потока $q(t, \mathbf{x})$:

$$\lambda_1 \cdot \partial \theta(t, \mathbf{x}) / \partial \mathbf{n} = -q(t, \mathbf{x}), \quad \mathbf{x} \in S_2(t); \quad (3)$$

где $\partial D(t)$ - положение границы области $D(t) = \bigcup_{n=1}^N D_n(t)$ в момент времени t ; $\mathbf{n} = \mathbf{n}(\mathbf{x})$ - вектор внешней (по отношению к $D(t)$) нормали к поверхности $S_2(t)$ (см. рис. 1в).

На поверхности контактов смежных слоев $D_n(t)$ и $D_{n+1}(t)$ считаем заданными условия непрерывности значений температуры и теплового потока:

$$\lim_{\mathbf{x}' \rightarrow \mathbf{x}} \theta(t, \mathbf{x}') = \lim_{\mathbf{x}'' \rightarrow \mathbf{x}} \theta(t, \mathbf{x}''), \quad (4)$$

$$\lambda_n \cdot \lim_{\mathbf{x}' \rightarrow \mathbf{x}} \partial \theta(t, \mathbf{x}') / \partial \mathbf{n}' + \lambda_{n+1} \cdot \lim_{\mathbf{x}'' \rightarrow \mathbf{x}} \partial \theta(t, \mathbf{x}'') / \partial \mathbf{n}'' = 0, \quad (5)$$

где $\mathbf{x}' \in D_n(t)$, $\mathbf{x}'' \in D_{n+1}(t)$; $\mathbf{n}' = \mathbf{n}'(\mathbf{x})$ и $\mathbf{n}'' = \mathbf{n}''(\mathbf{x})$ - соответственно, значения векторов внешних нормалей к $\partial D_n(t)$ и $\partial D_{n+1}(t)$ в точке $\mathbf{x} \in S_n^{\text{конн}}(t)$; $S_n^{\text{конн}}(t) = \partial D_n(t) \cap \partial D_{n+1}(t)$, $n=1, 2, \dots, N-1$. Под решением прямой задачи будем понимать решение задачи нахождения функции $\theta(t, \mathbf{x})$, удовлетворяющей соотношениям (1)-(5).

Решение прямой задачи геотермии

Поверхности $S_1(t)$, $S_2(t)$, $S_n^{\text{конн}}(t)$ являются кусочно-гладкими, следовательно, для них почти всюду существует вектор нормали $\mathbf{n}(\mathbf{x})$, направление которого определим следующим образом: для поверхностей $S_1(t)$ и $S_2(t)$ направление вектора $\mathbf{n}(\mathbf{x})$ в соответствующих точках \mathbf{x} совпадает с направлением внешней нормали к $\partial D(t)$, а для поверхностей $S_n^{\text{конн}}(t)$, направление $\mathbf{n}(\mathbf{x})$ совпадает с направлением вектора внешней нормали к $\partial D_{n+1}(t)$.

Тогда для функции $\theta(t, \mathbf{x})$, удовлетворяющей системе уравнений (1)-(5) будет иметь место следующее интегральное соотношение:

$$\theta(t, \mathbf{x}) - \int_0^t \int_{D_i(\tau)} [\mathbf{u}(\tau, \xi) \nabla_{\xi} G(a_i, t - \tau, \mathbf{x}(\tau) - \xi)] \theta(\tau, \xi) d_{\xi} V d\tau = F(t, \mathbf{x}), \quad \mathbf{x} \in D(t), \quad t \in [0, T], \quad (6)$$

где

$$F(t, \mathbf{x}) = F_1(t, \mathbf{x}) + F_2(t, \mathbf{x}) + F_3(t, \mathbf{x}) + F_4(t, \mathbf{x}),$$

$$F_1(t, \mathbf{x}) = \sum_{i=1}^N a_i / \lambda_n \int_0^t \int_{D_i(\tau)} f_i(\tau, \xi) G(a_i, t - \tau, \mathbf{x}(\tau) - \xi) d_{\xi} V d\tau, \quad \mathbf{x} \in D_n(t), \quad (7)$$

$$F_2(t, \mathbf{x}) = - \int_0^t \int_{\partial D(\tau)} \mathbf{u}(\tau, \xi) \mathbf{n}(\xi) G(a_2, t - \tau, \mathbf{x}(\tau) - \xi) \theta(\tau, \xi) d_{\xi} S d\tau, \quad \mathbf{x} \in D(t) \quad (8)$$

$$F_3(t, \mathbf{x}) = a_2 \int_{0, S_2(\tau)}^t G(a_2, t - \tau, \mathbf{x}(\tau) - \xi) q(\tau, \xi) / \lambda_n d_\xi S d\tau + a_1 \int_{0, S_1(\tau)}^t G(a_1, t - \tau, \mathbf{x}(\tau) - \xi) q^{(1)}(\tau, \xi) / \lambda_n d_\xi S d\tau +$$

$$+ \sum_{i=1}^{N-1} \int_{0, S_i^{конм}}^t [a_{i+1} G(a_{i+1}, t - \tau, \mathbf{x}(\tau) - \xi) - a_i G(a_i, t - \tau, \mathbf{x}(\tau) - \xi)] q_i(\tau, \xi) / \lambda_n d_\xi S d\tau, \quad \mathbf{x} \in D_n(t), \quad (9)$$

$$F_4(t, \mathbf{x}) = \int_{0, S_1}^t [a_1 \lambda_1 / \lambda_n \partial G(a_1, t - \tau, \mathbf{x}(\tau) - \xi) / \partial \mathbf{n}(\xi) \cdot \theta^{(1)}(\tau, \xi)] d_\xi S d\tau + \int_{0, S_2}^t [a_2 \lambda_2 / \lambda_n \partial G(a_2, t - \tau, \mathbf{x}(\tau) - \xi) / \partial \mathbf{n}(\xi) \cdot \theta^{(2)}(\tau, \xi)] d_\xi S d\tau +$$

$$+ \sum_{i=1}^{N-1} \int_{0, S_i^{конм}}^t [a_i \lambda_i \partial G(a_i, t - \tau, \mathbf{x}(\tau) - \xi) / \partial \mathbf{n}(\xi) - a_{i+1} \lambda_{i+1} \partial G(a_{i+1}, t - \tau, \mathbf{x}(\tau) - \xi) / \partial \mathbf{n}(\xi)] \theta_i(\tau, \xi) / \lambda_n d_\xi S d\tau, \quad \mathbf{x} \in D_n(t). \quad (10)$$

В соотношениях (7)–(10) $q_i(\tau, \xi) = -\lambda_i \partial \theta(\tau, \xi) / \partial \mathbf{n}$ - величина теплового потока через элемент $d_\xi S$ поверхности $S_i^{конм}$ ($\xi \in S_i^{конм}$) в момент времени τ ; соответственно, $q^{(1)}(\tau, \xi)$ - величина теплового потока через элемент поверхности $S_1(t)$; $\theta^{(1)}(\tau, \xi)$, $\theta^{(2)}(\tau, \xi)$ - значение температуры в момент времени τ в точках ξ поверхностей $S_1(t)$ и $S_2(t)$, соответственно; $\theta_i(\tau, \xi)$ - значение температуры в точках поверхностей контактов $S_i^{конм}$; $\mathbf{x}(\tau)$ в правой части соотношений (7)–(9) – координаты точки \mathbf{x} в момент времени τ ($\tau < t$), значение $\mathbf{x}(\tau)$ определяется в соответствии с алгоритмом палеорекострукции ОБ; $G(a, t, x)$ - функция температурного влияния мгновенного источника тепла.

Подстановка выражения (6) в граничные условия (2)–(5) приводит к системе интегральных уравнений Вольтерра для определения значений $\theta(t, \mathbf{x})$, $q_i(t, \mathbf{x})$, $q^{(1)}(t, \mathbf{x})$.

ЛИТЕРАТУРА

1. Исаев В.И., Старостенко В.И. Оценка нефтегазоматеринского потенциала осадочных бассейнов Дальневосточного региона по данным гравиметрии и геотермии // Геофизический журнал. – 2004. – Т. 26. – № 2. – С.46–61.
2. Старостенко В.И. Устойчивые численные методы в задачах гравиметрии. – Киев: Наукова думка, 1978. – 227 с.
3. Старостенко В.И., Пятаков Ю.В., Исаев В.И. Решение обратной задачи гравиметрии для контактов осадочных пород // «Геофизический журнал» - 1993.- Т.15. - № 1. - С. 62-71
4. Пятаков Ю.В., Исаев В.И. Методы решения прямых задач гравиметрии // Известия Томского политехнического университета. – 2012. – Т. 320. – № 1. – С. 105–110.
5. Пятаков Ю.В., Исаев В.И. Использование методов теории потенциала при решении прямых задач геофизики для трехмерных сложнопостроенных сред // Геофизический журнал. – 2013. – Т. 35. – № 2. – С. 78–97.

УДК 551.24.035

3-D МОДЕЛИРОВАНИЕ МЕТОДОМ КОНЕЧНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОГО СОСТОЯНИЯ ЛИТОСФЕРЫ РАЗЛОМА САН-АНДРЕАС

Т.В. Ромانيук¹(*t.romanyuk@mail.ru*), **А.Н. Власов**²(*bah1955@yandex.ru*), **Д.Б. Волков-Богородский**²(*v-b1957@yandex.ru*), **А.В. Михайлова**¹(*An.V.Mikhaylova@mail.ru*)

1 – *Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта Российской академии наук, Москва, Россия*

2 – *Институт прикладной механики Российской академии наук, Москва, Россия*

Abstract Results of 3-D modeling by finite-element method of the stress-strain state (SSS) of the lithosphere of the San-Andreas fault system region are presented. Elastic and elastic-plastic (Mises and Drukker-Prager criteria) rheologies were tested, the reliable details of SSS were revealed. An optimal in sense of the level of tangential stresses τ_{max} model of the lithosphere was constructed. In the latter, middle/lower continental crust and lithospheric mantle are approximated by elastic-plastic media with Drukker-Prager criteria. Calculated τ_{max} are corresponding to real levels of deviatoric stresses within the lithosphere when model is loaded by weigh and movements of asthenosphere and Pacific plate.

Удалось собрать и обобщить большой объем данных по кайнозойской геодинамической эволюции западной окраины Северной Америки и современной структуре коры и верхней мантии региона разломной зоны Сан-Андреас [3,4]. На их основе построена 3-D тектонофизическая модель, аппроксимирующая кору и верхнюю мантию этого региона в виде набора конечных элементов (гексаэдры, а также их вырожденные формы). Архитектура модели - слоисто-блоковая. Два нижних слоя аппроксимируют астеносферу и надастеносферную мантию, 3 слоя - литосферную мантию, 5 слоев - кору и океан. Каждый слой разбит на (20×25) конечных элементов. Разломы Сан-Андреас и Гарлок моделировались слоем толщиной 1 км. Верхняя граница континентальной части модели соответствует реальному рельефу. Слоистая модель усложнялась за счет введения 3D аномальных тел, что позволило учесть водный слой, крупнейшие осадочные бассейны Лос-Анжелес, Вентура и Великой Долины и крупнейшие аномальные структуры коры - батолит Сьерра-Невады и офиолит Великой Долины. Граничные условия всегда одинаковы: верхняя поверхность - свободная, на ребрах – свободное скольжение вдоль ребер, на боковых гранях и дне - свободное скольжение вдоль поверхностей. Упругими блоками полагались верхняя консолидированная континентальная кора Северо-Американской плиты (включая батолит Сьерры-Невады на почти всю его мощность) и океаническая литосфера Тихоокеанской плиты, в остальных блоках опробовались критерии пластического течения Мизеса и Друккера-Прагера, а также различные значения их параметров.

Реологические параметры среды в первую очередь зависят от состава пород, температуры и флюидного режима. Все эти факторы для глубинных слоев известны очень приблизительно. Поэтому сначала задавался исходный базовый набор значений модулей Юнга и коэффициентов Пуассона, плотностей, параметров критериев пластичности; далее в процессе моделирования некоторые параметры варьировались.

Лабораторные измерения модуля Юнга образцов пород непосредственно около разлома Сан-Андреас дали величины около 60000 МПа для образцов из Салинианского блока, 40000 МПа – из блока Великой Долины, а на стрэндах разлома менее 10000 МПа [8]. Существующие методики оценки модуля Юнга для больших природных массивов пород с размерами в десятки километров и более показывают, что они на один-два порядка ниже, получаемых в лабораторных испытаниях на маленьких образцах [1,6]. Все реальные материалы при любом масштабе исследований имеют элементы нарушений (дефекты) в своём структурном строении. Это дислокации и мельчайшие поверхности ослабления типа спайности и отдельности в кристаллах, поры и микротрещины в образцах скальных пород. Все эти нарушения приводят к уменьшению прочности и увеличению деформируемости материалов. При определенных условиях дефектность скальных пород (пористость для образцов, пустотность для больших объёмов пород) будет оказывать значительно большее влияние на их механические свойства, нежели минералогический состав и структурно-текстурные особенности. Это ещё отмечали в своих работах Л.Мюллер [2] и С.Б.Ухов [6].

В литературе приводится широкий диапазон значений модуля Юнга для гранитов и гнейсов (преобладающие породы верхней консолидированной коры) в интервале 200-4000 МПа [2,5,7], которые используются для расчетов НДС фундаментов и вмещающих их пород крупных сооружений (дамбы, плотины, высотные здания и т.п.). Эти величины существенно (как минимум на порядок) ниже величин в десятки ГПа, полученных для образцов в работе [8], которые могут рассматриваться только как верхнее ограничение для значений модуля Юнга. Поэтому уровень величин модуля Юнга в 700 МПа для гранитов и 1000 МПа для ультрабазитов, был принят за стартовый. В процессе моделирования тестировались также значения в 10 раз больше. Коэффициент Пуассона полагался 0.24 для упругих блоков модели и 0.3-0.4 для водонасыщенных осадков на шельфе, в упругопластической среде он полагался 0.3, а для блоков, где есть данные о повышенной температуре – 0.35- 0.4 и 0.45 в астеносфере. Для верхних частей разломов Сан-Андреас и Гарлок – 0.35, для средней коры – 0.4, в нижней коре – 0.45.

Ориентировочные контролируемые уровни максимально возможных величин касательных напряжений τ_{max} в литосфере были приняты следующими: в наиболее прочной и жесткой части океанической литосферы – 1000 МПа, в средних уровнях континентальной коры – 500 МПа, в нижних уровнях континентальной коры и литосферной мантии – 100 МПа, в астеносфере – единицы МПа. Их превышение подразумевает либо переход среды в неупругий режим, либо активные процессы разломообразования.

Многочисленные данные свидетельствуют о том, что астеносфера вполне адекватно аппроксимируется вязкой средой с низким уровнем (единицы МПа) девиаторных напряжений. Поэтому для астеносферы и надастеносферной мантии принимался критерий прочности Мизеса с условием прочности на одноосное сжатие $\sigma=10$ МПа и $\sigma=20$ МПа, соответственно. Для выполнения разломов Сан-Андрес и Гарлок и осадочных бассейнов также принимался критерий Мизеса, однако значения прочности на одноосное сжатие σ были различными: для разломных зон – $\sigma=20$ и 10 МПа, для водонасыщенных океанических осадков $\sigma=10$ и 50 МПа, для сухих континентальных осадков $\sigma=100$ МПа. В блоках средней/нижней коры и литосферной мантии тестировались критерии Мизеса и Друккера-Праггера с варьированием значений их параметров. Сначала были рассчитаны упрощенные постановки задачи: на среду действует только вес или на среду действуют только заданные перемещения, затем были рассчитаны модели с совместным действием веса и заданных перемещений. Всего было рассчитано более 100 моделей, выполненные расчеты позволяют сделать следующие основные выводы.

1. Литосфера региона моделирования далека от изостатической скомпенсированности на уровне астеносферы (80 км). Крупнейшие региональные изостатические отклонения обусловлены строением консолидированной коры: наличием в континентальной коре легкого батолита Сьерра-Невада (отрицательная аномалия до -80 МПа) и высоким положением подошвы океанической коры (аномалия +70 МПа) в северо-западной части региона моделирования по сравнению с юго-западной. Осадочные бассейны дают лишь незначительный локальный вклад в первые десятки единиц МПа в изостатический разбаланс.

2. Расчеты напряженно-деформированного состояния (НДС) для серии моделей, в которых приложенной нагрузкой был только вес, показали, что даже при заниженных величинах модуля Юнга, напряжения, генерируемые плотностными и реологическими неоднородностями в поле силы тяжести, на всех уровнях литосферы очень высоки, ниже средней коры они по порядку величины везде соответствуют критериям перехода среды от упругой реологии к неупругой.

3. Расчеты НДС для серии моделей, в которых приложенной нагрузкой были только перемещения, показали, что при низких значениях модуля Юнга даже при максимально возможных заданных перемещениях в первые км, τ_{max} на всех уровнях литосферы не превышают первых единиц МПа, то есть на два-три порядка ниже τ_{max} , создаваемых плотностными неоднородностями и вариациями реологических параметров среды в весовой

задаче при тех же низких значениях модуля Юнга. То есть перемещениями в такой среде невозможно получить τ_{max} , при которых возникают сейсмичность и разломообразование.

4. Добавление в перемещения Тихоокеанской плиты компоненты, сдавливающей разлом Сан-Андреас, а в перемещения астеносферы подъема проявляется, в том числе, и в образовании в нижней коре и литосферной мантии с восточной стороны от разлома Сан-Андреас линейной зоны повышенных значений τ_{max} , что соответствует механизму миграции во времени разлома Сан-Андреас на восток вглубь континента. То есть граница между Тихоокеанской и Северо-Американскими плитами в литосфере располагается восточнее верхней части разлома в верхней коре.

5. В моделях с нагрузками только в виде заданных перемещений уровень τ_{max} нелинейно откликается на увеличении модуля Юнга при сохранении прежних критериев пластичности: в верхней коре (там, где преобладающая модель среды – линейно-упругая) увеличение τ_{max} близко к линейному, но в нижних частях модели (там, где преобладающая модель среды – упругопластическая) проявляются существенные нелинейные эффекты – увеличение τ_{max} в 100 раз в нижней части океанической литосферы в месте ее контакта с континентальной литосферой при увеличении модуля Юнга во всей модели в 10 раз. Рассчитанные особенности НДС для повышенных величин модуля Юнга более адекватны реальной ситуации. И главное – для такой модели достигается уровень τ_{max} , соответствующий режиму разломообразования и сейсмичности в коре.

6. Тестирование критериев Мизеса и Друккера-Прагера для средней/нижней коры и литосферной континентальной мантии с повышенными модулями Юнга показало, что адекватнее критерий Друккера-Прагера, причем варьирование параметров критерия в пределах $S=20-50$ МПа и $\varphi=20^\circ-26^\circ$ слабо влияет на конечный результат (в пределах условий и точности выполненного моделирования).

7. В модели (совместное нагружение весом и перемещениями), которую мы интерпретируем как оптимальную, уровень напряжений внутри упругого блока Сьерра-Невада на глубинах 5-25 км (верхняя и средняя кора) τ_{max} выше (верхняя кора), либо сопоставим (средняя кора) с τ_{max} в окружающих блоках, хотя абсолютный уровень не достигает критических значений, после которых должно происходить либо интенсивное разломообразование, либо переход среды в неупругое состояние. На глубинах (25-45 км) (нижняя кора и литосферная мантия) τ_{max} внутри упругого блока Сьерра-Невада либо ниже, либо сопоставим с τ_{max} в окружающих континентальных блоках, хотя там среда – упругопластическая. Это свидетельствует о том, что в нижней части упругого блока Сьерра-Невада уровень напряжений не доходит до критического (переход в неупругое состояние). Работа выполнена при частичной поддержке гранта РФФИ 11-05-00387-а.

1. Власов А.Н., Мерзляков В.П. Усреднение деформационных и прочностных свойств в механике скальных пород. –М.: Изд-во АСВ. –2009. 208 с.
2. Мюллер Л., Инженерная геология. Механика скальных пород. –М.: Мир. –1971. 256 с.
3. Романюк Т.В., Власов А.Н., Мнушкин М.Г., Михайлова А.В., Марчук Н.А. Реологическая модель и особенности напряженно-деформированного состояния региона активной сдвиговой разломной зоны на примере разлома Сан-Андреас. Статья 1. Разлом Сан-Андреас как тектонофизическая структура // МОИП, отд. Геологич. 2013а. Т.88. Вып. 1. С. 3-19.
4. Романюк Т.В., Власов А.Н., Мнушкин М.Г., Михайлова А.В., Марчук Н.А. Реологическая модель и особенности напряженно-деформированного состояния региона активной сдвиговой разломной зоны на примере разлома Сан-Андреас. Статья 2. Тектоно-физическая модель литосферы региона разлома Сан-Андреас // МОИП, отд. Геологич. 2013б. Т.88. Вып. 2. С. 3-17.
5. Справочник физических констант горных пород. Ред. С.Кларк (мл.) М.: Мир. 1969. 544 с.
6. Ухов С.Б. Скальные основания гидротехнических сооружений. М.: Энергия. 1975. 262 с.
7. Чернышев С.Н. Трещины горных пород. –М.: Наука. –1983. 240 с.
8. Jeppson T.N., Bradbury K.K., Evans J.P. Geophysical properties within the San Andreas Fault Zone at the San Andreas Fault Observatory at Depth and their relationships to rock properties and fault zone structure // J. Geophys. Res. 2010. Vol. 115. B12423.

ЭФФЕКТИВНОСТЬ КОМПЛЕКСА НАЗЕМНЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ РАБОТ ПРИ ПОИСКАХ МЕДНО-НИКЕЛЕВОГО ОРУДЕНЕНИЯ

В.В. Ромашко

Норильский филиал ВСЕГЕИ, Норильск, Россия

На одном из участков площадью 18 кв. км, расположенном в западной части Иркутской области и включающем медно-никелевое рудопроявление, были выполнены наземные геофизические исследования масштаба 1:10 000. Комплекс методов включал магниторазведку, электроразведку методом вызванной поляризации в модификации срединного градиента (ВП-СГ) по сети 100x20 метров, а также профильную электротомографию на аномальных участках (рис.1).

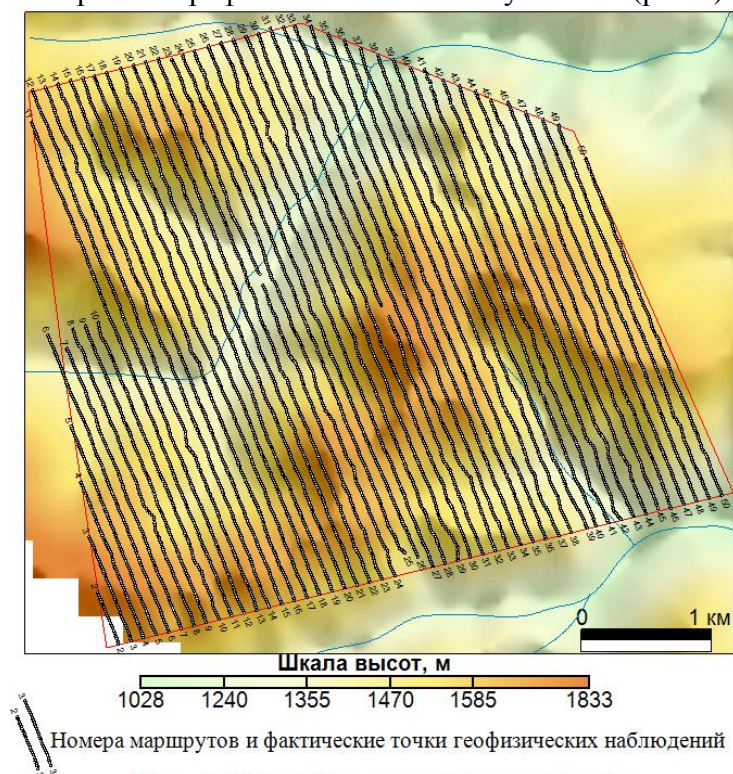


Рис. 1. Карта фактического материала.

представлены перидотитами и пироксенитами, верлитами, дунитами. С интрузивами данного комплекса и связано сульфидное платино-медно-никелевое оруденение.

Основными задачами работ являлись определение геофизических признаков оруденения, уточнение геологического строения и перспектив рудопроявления, выделение прогнозных участков с выдачей рекомендаций и мест заложения скважин и горных выработок.

Физико-геологическая модель сульфидного платино-медно-никелевого оруденения определяется приуроченностью рудных тел к обособленным, зачастую небольшим по размерам, массивам ультраосновных пород. Гипербазиты отражаются контрастными положительными магнитными аномалиями. При наличии определенного количества сульфидов (как правило не менее 5%) регистрируются положительные аномалии поляризуемости интенсивностью до 10% и довольно значительные понижения удельного электрического сопротивления.

Исходные поля показаны на рисунке 2. Две самых интенсивных площадных магнитных аномалии, причем разного знака, связаны с маломощными реликтами неогеновых базальтов. Поисковый интерес представляют линейные аномальные зоны высокой интенсивности, располагающиеся в областях пониженного сопротивления, в пределах которых наблюдаются локальные повышения поляризуемости.

Геологическое строение участка определяется нижнепротерозойскими стратифицированными образованиями, представленными переслаиванием дистен-двуслюдяных, гранат-слюдисто-кварцевых кристаллических сланцев, амфиболитов, мраморов. На вершинах водоразделов сохранились останцы неогеновых базальтовых покровов незначительной мощности.

Стратифицированные породы прорываются раннепротерозойским габброидным комплексом. Интрузии образуют линзовидные, лополитообразные тела с явными признаками расслоенности. Большинство тел комплекса слагают ортоамфиболиты и гранатовые ортоамфиболиты, часто встречаются кварцсодержащие разности. Ультраосновные породы

41-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского, 2014 г.

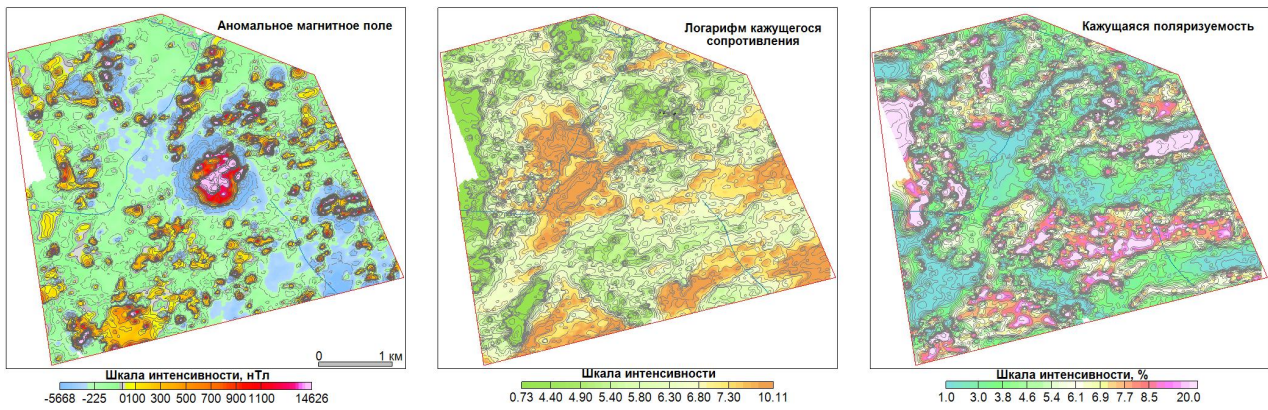


Рис. 2. Карты исходных геофизических полей

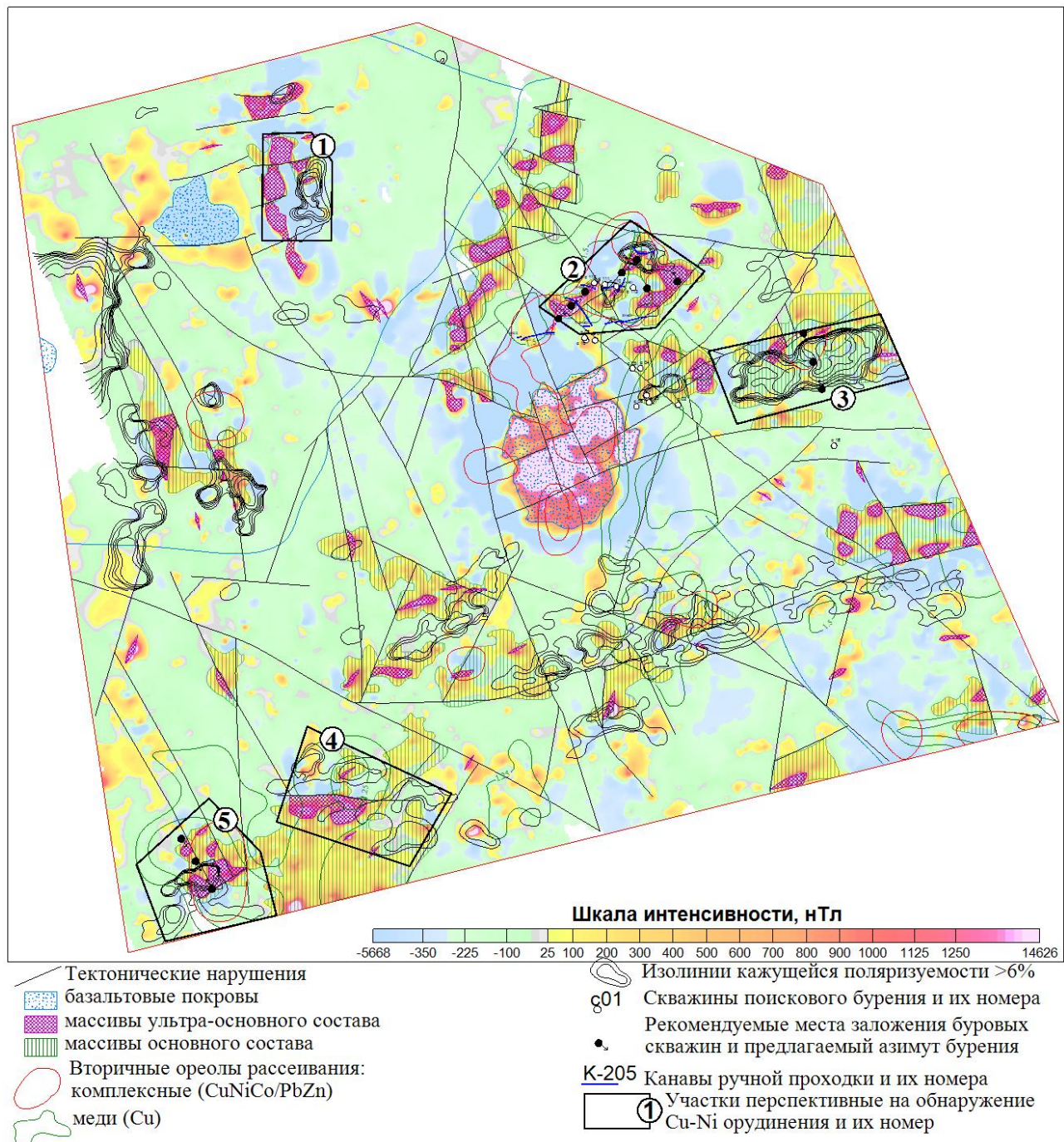


Рис. 3. Карта прогнозно-поисковой интерпретации

Таких участков несколько – один в северной части (участок №1), два в восточной (участки №№2 и 3) и два – в юго-западной части площади (участки №№4 и 5) (рис. 3). Самым перспективным, на наш взгляд, является участок №2, охватывающий выявленное ранее медно-никелевое рудопроявление. Здесь был пройден буровой профиль из четырех скважин, две из которых (№№ 110 и 112) вскрыли рудные интервалы. Наблюдается четкая приуроченность продуктивных скважин к локальным магнитным максимумам и повышениям поляризуемости. Непродуктивные скважины располагаются в спокойных областях целевых параметров.

Для уточнения перспектив рудопроявления в разрезе были выполнены электротомографические исследования по профилю, проходящему через линию буровых (рис. 4). Опираясь на выявленные геофизические признаки оруденения очевидно, что скважины 111 и 113 необходимо было бурить в противоположном направлении - как показано на рисунке. В пределах прогнозного участка рекомендовано бурение 7 поисковых скважин, которые могут существенно повысить рудный потенциал проявления.

Вторым по значимости является участок №3, включающий наиболее интенсивную аномалию поляризуемости. Довольно интересные результаты получены по геоэлектрическому разрезе №2 по электротомографии, пройденному с юга на север (рис. 4). Несмотря на то, что в границах участка не зафиксировано контрастных магнитных аномалий, на отметках 400-550 метров выделена интенсивно поляризованная зона, совпадающая в разрезе с областью пониженного сопротивления. Здесь намечены для заверки три поисковых скважины. Не исключено, что прогнозные участки 2 и 3 впоследствии могут быть объединены в один, тем более что между ними прослеживается цепочка магнитных аномалий средней интенсивности. Перспективы охарактеризованных выше двух участков подчеркиваются наличием в их пределах комплексных и монометодных целевых геохимических аномалий.

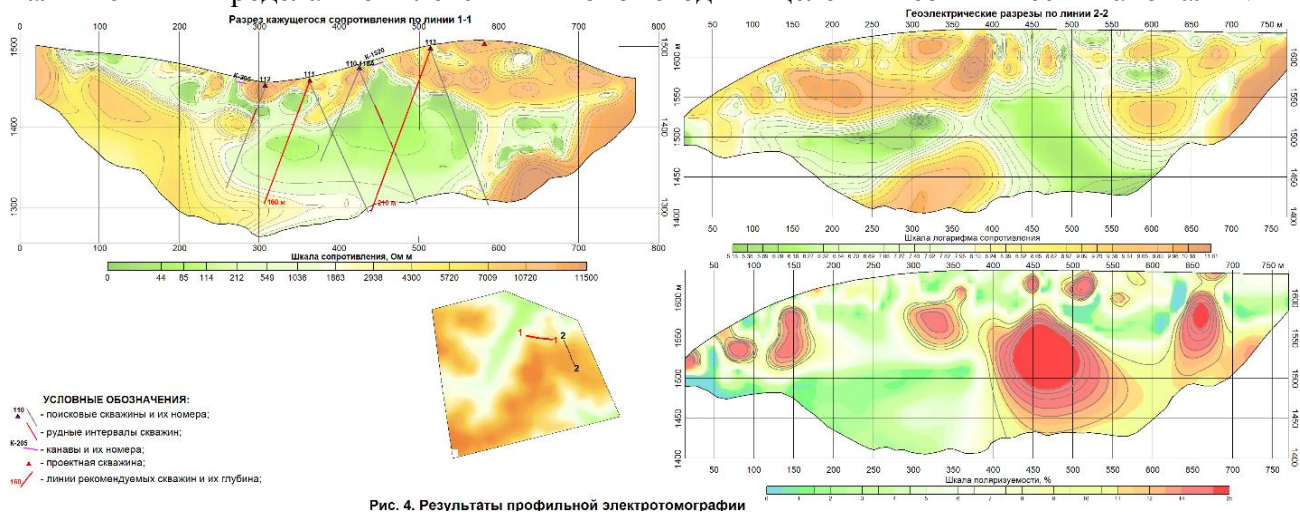


Рис. 4. Результаты профильной электротомографии

Остальные прогнозные участки (№№ 1, 4 и 5) выделены на основании тех же поисковых признаков оруденения, пусть и не так контрастно проявленных. Горные и буровые работы, по-нашему мнению, здесь необходимо начинать при получении положительных результатов поисковых работ на двух основных участках.

Таким образом, комплекс наземных геофизических исследований, включающий детальную магниторазведку, электроразведку методом ВП в модификации срединного градиента и профильную электротомографию с регистрацией поляризуемости и сопротивления в полной мере позволяет решать задачи обоснованного выделения участков, перспективных на обнаружение медно-никелевого оруденения, связанного с интрузивными массивами базит-гипербазитового состава.

УДК 550.3:553.9

**ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ГРАВИТАЦИОННЫХ АНОМАЛИЙ
ПРИ ПРОГНОЗИРОВАНИИ НЕФТЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ**

З.М. Слепак

Zakhar.Slepak@kpfu.ru

Казанский федеральный (Приволжский) университет, Казань, Россия

New method in solving of the inverse gravimetrical problem was proposed. This method allows to build detailed density models of the potentially oil perspective structures. The method was used in research of structure of the Volga and Ural region. High efficiency of such modeling application was proved.

Применение гравиразведки в нефтяной геологии часто является малоэффективным из-за отсутствия должного физико-геологического обоснования решаемых задач и использования при геологической интерпретации трансформированных аномалий Буге, содержащих большие погрешности. Для повышения результативности метода необходимо уделять должное внимание изучению плотностных неоднородностей осадочных отложений и структурных форм, с которыми связаны нефтяные месторождения.

По данным многолетних определений плотностей пород Волго-Уральского региона и результатам решения прямых задач установлено, что основное гравитационное влияние на участках локальных поднятий обусловлено латеральной изменчивостью плотностей (разуплотнением, уплотнением пород), на порядок превышающей влияние плотностных границ и нефтегазовых залежей. В их сводовых частях закономерно проявляется латеральное разуплотнение осадочных отложений. Оно возникает на начальном этапе образования локальных структурных форм и усиливается в последующий период под влиянием вторичных процессов, тектонических движений над разломами фундамента, зон разгрузки подземных вод и других процессов [1, 2].

Гравитационное влияние плотностных границ вследствие их пологости и значительного удаления от земной поверхности сливается с фоновой составляющей гравитационного поля. Влияние залежей углеводородов, заполняющих поровое пространство пород-коллекторов, незначительно отличающихся по плотности от воды, ничтожно мало и непосредственное выявление создаваемого ими гравитационного влияния является практически не разрешимой задачей. Поэтому гравиметрический метод должен быть нацелен на выявление аномальных изменений поля, создаваемых латеральной изменчивостью плотностей на участках локальных структур. По данным высокоточных гравиметрических измерений, выполненных вдоль профилей, пересекающих их в крест простирания, прослеживаются локальные минимумы силы тяжести интенсивностью до 1–2 мГал, создаваемые латеральным разуплотнением пород [2]. При измерениях по профилям иного направления интенсивность аномалий уменьшается, а вдоль структур они практически не прослеживаются. Выделение аномалий, связанных с латеральной плотностной неоднородностью пород на участках структур по гравиметрическим картам является ещё более проблематичным.

Сопоставление средних величин плотностей на сводах и крыльях локальных структур, определённых по керну и промыслово-геофизическим данным [1,2], позволило установить, что изменчивость разуплотнения пород по сравнению с крыльями соответствует величинам до -0.07 г/см^3 и может прослеживаться по всей карбонатной части разреза (в отдельных слоях отложений может наблюдаться уплотнение пород). Подобные локальные изменения поля также могут быть связаны с плотностными неоднородностями верхней части геологического разреза. Поэтому прогнозирование структур лишь на качественном уровне в ряде случаев может являться ошибочным

Поскольку поле силы тяжести зависит от изменчивости только одного физического параметра пород - плотности, то прямые задачи гравиразведки имеют однозначное решение для любых сложных моделей геологических сред и отдельных структурных форм.

Это позволяет устанавливать характерные особенности локальных полей над объектами прогнозирования и создавать эффективные методы решения обратных задач

С учётом установленных закономерных особенностей изменчивости плотностей и результатов решения прямых задач разработана методика решения обратных задач, нацеленная на выявление аномальных изменений поля на участках прогнозируемых структур. При этом модель земной коры в первом приближении рассматривается, как двухслойная, состоящая из осадочного чехла и кристаллического фундамента. Интерпретация верхнего слоя позволяет изучать особенности геологического строения нефтяных месторождений на участках локальных структур и осуществлять их прогнозирование, нижнего слоя – выявлять блоковое строение фундамента, зоны разломов и разуплотнения пород [1,3].

Методика основана на общеметодологических принципах теории интерпретации потенциальных полей, установленных В.Н. Страховым: модельности, целесообразности, геологической содержательности и других [4]. Практическая реализация этих принципов явилась основой для разработки эффективной методики гравитационного моделирования, учитывающей геометрию геологической среды и априорную информацию о латеральной изменчивости плотностей. Методика позволяет в результате решения обратной линейной задачи непосредственно по аномалиям Буге создавать физико-геологические модели объектов прогнозирования, отображающие особенности геологического строения нефтяных месторождений, и оценивать их достоверность по априорной информации.

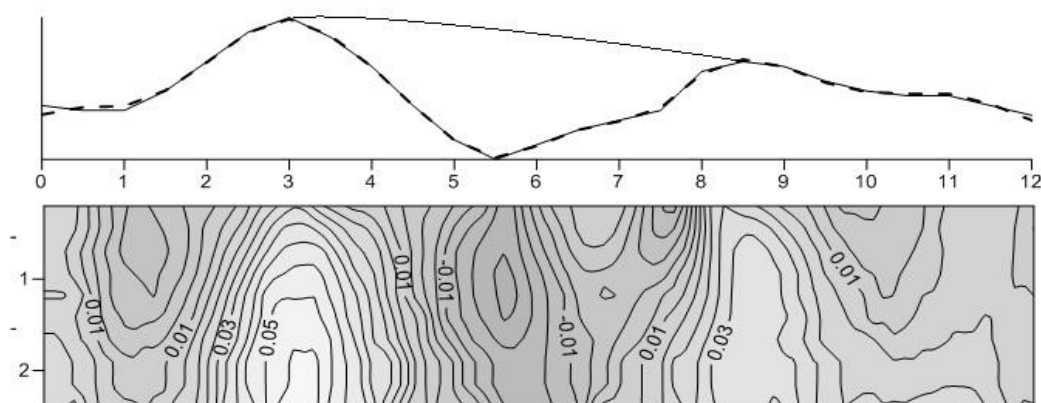


Рис. 1. Физико-геологическая интерпретационная 2Д модель структуры

На рис. 1 в качестве примера приведены результаты гравитационного моделирования, выполненного по результатам высокоточных гравиметрических измерений, выполненных вдоль одного из профилей, пересекающих одно из прогнозируемых локальных поднятий второго порядка, расположенного на северо-восточном склоне Южно-Татарского свода.

Как следует из рисунка, наблюдаемое и теоретическое поля над структурой практически совпадают. На фоне локального максимума прослеживается локальный минимум силы тяжести интенсивностью около одного миллигала, являющийся поисковым признаком наличия структуры. На построенной в результате решения обратной задачи плотностной модели осадочного чехла наблюдается относительное латеральное уменьшение плотностей в -0.07 г/см^3 , характерное для многих локальных структурных форм изучаемого региона [1,2].

По другим трём профилям, пересекающим прогнозируемую структуру в крест простирания, также прослеживается локальное уменьшение поля интенсивностью в около 1 миллигала и аналогичное латеральное уменьшение плотностей, природа которого, несомненно, связана с разуплотнением пород на участке локального поднятия.

Современные компьютерные технологии позволяют создавать плотностные модели 3Д модели геологических сред. по результатам гравитационного моделирования,

выполненного вдоль отдельных профилей. В таких моделях, в отличие от моделей, составляемых по гравиметрическим картам, сохраняется геологическое содержание решаемых задач.

По результатам гравитационного моделирования, выполненного вдоль профилей, пересекающих прогнозируемую структуру, построена её схематическая плотностная модель в варианте 3Д. на которой можно проследить отдельные детали изменчивости параметра на рассматриваемом участке (рис.2).

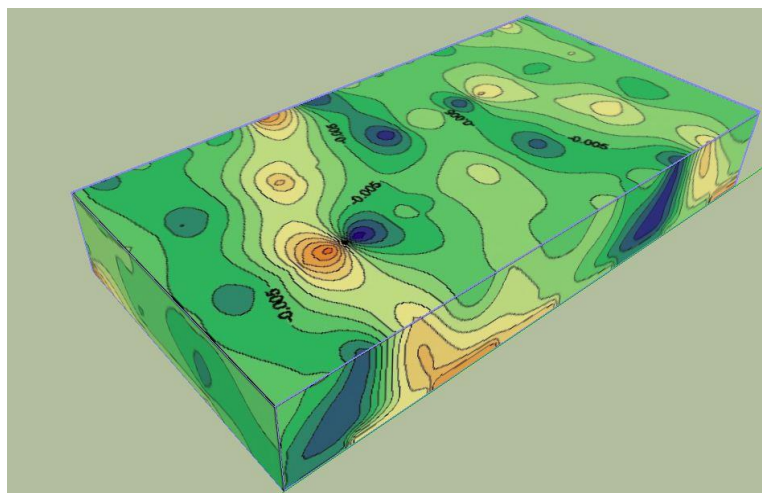


Рис.2. Схематическая физико-геологическая 3Д модель структуры

Как видно, несмотря на редкую сеть профилей, на модели отображаются дополнительные детали латеральной изменчивости плотностей по всему участку исследований. Следует отметить, что при последующем бурении на данном участке было подтверждено наличие локального поднятия и нефтяного месторождения.

Для эффективного применения методики гравитационного моделирования в варианте 3Д при решении задач нефтяной геологии целесообразно проведение профильно-площадных высокоточных гравиметрических измерений, ориентированных в крест простирания прогнозируемых объектов.

Выполнение высокоточных гравиметрических измерений в комплексе с сейсморазведкой 3Д позволит создавать сейсмо-гравиметрические модели. Особенно целесообразным, по мнению автора, является проведение гравиметрических измерений непосредственно вдоль сейсмических профилей [1,2], что будет способствовать существенному повышению результативности геофизики при прогнозировании нефтяных месторождений.

Литература

1. Слепак З.М. Применение гравиразведки при поисках нефтеперспективных структур. М.: Недра, 1989. 200 с.
2. Слепак З.М. Гравиразведка в нефтяной геологии. Казань, Изд-во Казанского университета. 2005 г.
3. Слепак З.М., Крейнин М.И., Павлова М.Ф. Об одном алгоритме определения латеральной изменчивости плотности пород по аномалиям гравитационного поля. В кн.: Геофизические методы поисков и разведки месторождений нефти и газа. Пермь, 1981. Изд-во Пермского ун-та, с. 40-44.
4. Страхов В.Н. Основные направления развития теории и методологии интерпретации геофизических данных на рубеже XXI столетия. Ч.1 // Геофизика, №3, 1995, С. 9-18.
5. Страхов В.Н. Основные направления развития теории и методологии интерпретации геофизических данных на рубеже XXI столетия. Ч.II // Геофизика, №4, 1995, С.10-20.

УДК 550.531+538

**О РЕШЕНИИ НЕЛИНЕЙНЫХ ОБРАТНЫХ ЗАДАЧ ГЕОФИЗИКИ С ПОМОЩЬЮ
МЕТОДОВ ТЕОРИИ ДИНАМИЧЕСКИХ СИСТЕМ**

И.Э. Степанова, Д.Н. Раевский

tet@ifz.ru

Институт физики Земли РАН, Москва

Annotation. A method for the solution of inverse geophysical problems of finding the shape of anomalous body by analyzing the dispersionless Toda hierarchy chain is considered. The search for the unknown geometrical parameters is reduced to the solution of the system of differential equations, which is an analogue of dynamical systems.

Ранее [1,2] отмечалось, что нелинейные обратные задачи геофизики имеют много общего с теорией динамических систем, а именно с решениями бездисперсионных интегрируемых иерархий. Наиболее актуальной является проблема построения экономичных и эффективных алгоритмов нахождения конформных отображений некоторых канонических областей на искомые источники аномальных потенциальных полей.

Область на плоскости с достаточно гладкой границей может быть восстановлена с применением методов теории фильтрации жидкостей. Например, граница водяной капли (невязкой жидкости) меняется в слое масла (вязкость которого предполагается отличной от нуля) по закону, известному как закон Дарси в теории фильтрации:

$$\vec{v} = -k \text{grad } p.$$

Здесь под p понимается внешнее давление. k — коэффициент. Внешнее давление является гармонической функцией всюду вне области, за исключением конечного набора точек, в которых производится «накачка». На границе капли давление полагается равным нулю, как и внутри водяной капли, в предположении, что вязкость воды равна нулю. Если справедлив закон Дарси, то сохраняются все внешние моменты плоской области, кроме нулевого, представляющего собой площадь данной области.

Если заданы внешние моменты некоторой области на плоскости, то сама область определяется по ним однозначно. Внешнее давление при этом считается известным, т.е. источники накачки заданы. Искомое конформное отображение определяется по известным моментам области с помощью построения решения бездисперсионной интегрируемой иерархии — цепочки Тоды. В роли внешнего давления может выступать и другая гармоническая функция, а также предел непрерывных функций, как это наблюдается в случае восстановления топографии земной поверхности. Таким образом, известные моменты области играют роль независимых переменных, а неизвестные (определяемые внутри искомого источника) — функций, относительно которых и выписывается цепочка уравнений.

Для областей на плоскости, представляющих собой эллипсы и фигуры, близкие к ним, построение цепочки Тоды осуществляется сравнительно просто, как показано в работах А.Забродина [3,4].

В трехмерном случае закон Дарси также выполняется, т.е. сохраняются все моменты области в R^3 , кроме нулевого, представляющего собой объем ограниченной области. Но связь между внешними моментами и некоторым гладким отображением внешности искомого источника на внешность единичного шара (по аналогии с единичным кругом на плоскости) становится не такой явной. Мы получаем некоторую последовательность трехмерных областей, зависящую от параметра (или параметров), которая аппроксимирует искомую область. Ранее [1] предлагалось приближать неизвестный трехмерный источник гравитирующих масс совокупностью базовых цилиндров (прямых и наклонных).

Базовый цилиндр — это произведение области на плоскости на отрезок по оси z :

$$D = D_2 \times [z_1, z_2]; D \in C; z_1, z_2 \in R.$$

Для каждого из цилиндров строится свое отображение единичного круга на основании базового цилиндра, а затем осуществляется усреднение по всем полученным решениям — т.е. мы находим такое отображение, которое наилучшим образом аппроксимировало бы весь источник (как правило, применяется некоторая модификация метода наименьших квадратов). Неизвестные конформные отображения представляются в виде отрезков рядов Лорана по двум комплексным переменным.

Прежде всего, необходимо извлечь максимум информации об источнике по данным об элементе аномального гравитационного поля, создаваемого искомым телом. Для этого на первом этапе решения обратной задачи осуществляется аппроксимация заданного элемента поля с помощью метода линейных интегральных представлений. В процессе такой аппроксимации производится фильтрация помех; поля, порождаемые различными рудными телами, могут быть разделены.

Затем строятся конформные отображения единичного круга на основания базовых цилиндров — мы получаем коэффициенты разложения в ряд Лорана. При нахождении решений учитывается тот факт, что в многомерном случае, как и в двумерном, конформное отображение удовлетворяет уравнению струны.

Конформные отображения мы искали в виде конечных сумм симметрических многочленов. Такое представление позволяет учесть симметрию заданного внешнего поля. В то же время, если рассматривать более широкий класс функций, то мы приходим к представлению искомого решения в виде функций, являющихся пределом описанных выше рядов по симметрическим многочленам [5]. Необходимо отметить, что в трехмерном случае мы имеем дело не обязательно с гармоническими функциями, поскольку внешнее поле — функция, гармоническая в *трехмерном*, а не в двумерном пространстве. Поэтому трехмерные нелинейные обратные задачи требуют разработки более сложных и устойчивых приближенных методов решения, нежели их аналоги в двумерном варианте. В трехмерном пространстве растекание капли воды в слое масла (точнее говоря, изменение границы такой капли под действием сил внешнего давления) управляется уже не уравнением Лапласа, как в двумерном варианте, а уравнением Пуассона). Для нахождения неизвестных функций нами был усовершенствован итерационный метод решения систем линейных алгебраических уравнений на основе применения многочленов Чебышева.

Предложенная методика решения обратных трехмерных задач гравимагниторазведки была протестирована на модельных примерах.

Литература.

1. *Степанова И.Э.* Бездисперсионные цепочки Тоды при решении обратных задач гравимагниторазведки // «Вопросы геологической интерпретации геофизических полей». Материалы 38-й сессии международного семинара им. Д.Г.Успенского. Пермь, 24-28 января 2011 г, С. 270-271.
2. *Степанова И.Э.* Применение бездисперсионных цепочек Тоды при решении обратных задач геофизики и геодезии // «Вопросы геологической интерпретации геофизических полей». Материалы 39-й сессии международного семинара им. Д.Г.Успенского. Воронеж, 30 января - 02 февраля 2012 г, С. 259-260.
3. *A.Zabrodin.* Laplace growth problems, conformal maps and intergrable hierarhies November 12, 1999.
4. *Wiegmann P.B., Zabrodin A.,* Conformal maps and integrable hierarchies, *Comm. Math. Phys.* **213** (2000), 523-538.
5. *И. Макдональд.* Симметрические функции и многочлены Холла. М. Мир. 1985. 224 с.

УДК 550.838

**КОМПЛЕКСИРОВАНИЕ МИКРОМАГНИТНОЙ СЪЁМКИ И КАППАМЕТРИИ
ПРИ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИЗЫСКАНИЯХ В УСЛОВИЯХ
КРАСНОДАРСКОГО КРАЯ**

В.В. Стогний, О.А. Гришко

stogny@newmail.ru

Кубанский государственный университет, г. Краснодар, Россия

Integrated approach of the section's upper part investigation at engineering-geological exploration on the basis of micromagnetometry application is proposed. It consist the measurement both the magnetic induction together with the soil layer's magnetic susceptibility and its contribution calculation.

Одним из эффективных методов геологического картирования верхней части разреза при инженерно-геологических изысканиях на стадии проектирования промышленных и гражданских объектов, дорог, трубопроводных систем является микромагнитная съёмка. Такие работы проведены нами в различных районах г. Краснодара и Краснодарского края, в том числе его Черноморского побережья (п. Агой, п. Бета) и центральной части (п. Транспортный Горячеключевского района) [1]. Одна из проблем микромагнитной съёмки связана с неоднородностью магнитных свойств почвенного слоя.

Для повышения геологической эффективности микромагнитной съёмки, на наш взгляд, необходимо совершенствование её методики, что может осуществляться посредством измерения в каждой точке площадки совместно с магнитной индукцией, выполняемой на основе применения протонных или квантовых магнитометров, магнитной восприимчивости поверхности почвенного слоя.

При измерении магнитной восприимчивости почвенного слоя прибором ПИМВ-М по точкам площадок микромагнитной съёмки в пределах г. Краснодара установлено, что магнитная восприимчивость почвенного слоя даже в пределах одной площадки (размер площадок варьировал от 10×10 до 20×20 м²) может изменяться от нескольких до первых сотен единиц 10^{-5} СИ. Вклад почвенного слоя на структуру магнитного поля может быть учтён на основе формулы [2]:

$$\Delta T_a = 2\pi r J = 2\pi r \alpha T, \quad (1)$$

где ΔT_a – приращение модуля вектора напряжённости аномального магнитного поля; J – величина модуля вектора намагниченности поверхности почвенного слоя; $r = \sin^2 I + \sin^2 A \cos^2 I$ – коэффициент, зависящий от магнитного азимута простирания A и магнитного наклона I намагниченного тела (при упрощающих предположениях $r = 1$); α – магнитная восприимчивость; T – модуль полного вектора напряжённости магнитного поля.

Применение формулы (1) создаёт возможность учёта влияния почвенного слоя на аномальное магнитное поле по результатам индукционных измерений магнитной восприимчивости α в точках площадок микромагнитной съёмки. Переход от приращения модуля вектора напряжённости аномального магнитного поля (АМП) ΔT_a к приращению модуля вектора магнитной индукции ΔB_a осуществляется с учётом известной формулы ($B = \mu_0 T$, где μ_0 – магнитная проницаемость вакуума).

На некоторых площадках выполненной микромагнитной съёмки структура АМП повторяет закономерности изменения магнитной восприимчивости, и при введении соответствующих поправок за влияние почвенного слоя структура АМП становится существенно другой. По нашему мнению, совершенствование методики микромагнитной съёмки на основе комплексных измерений магнитной индукции и магнитной

41-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского, 2014 г.

восприимчивости почвенного слоя может повысить геологическую эффективность данного перспективного вида инженерно-геологических исследований в условиях Краснодарского края.

Литература

1. Стогний В.В., Гришко О.А., Иваницкий И.Е., Прачев А.Ю. Перспективы развития методики микромагнитной съёмки в условиях Краснодарского края // VII Международная научная конференция «Вулканизм, биосфера и экологические проблемы»: Сборник материалов. Майкоп: Изд-во АГУ, 2013. С. 343–345.
2. Магниторазведка: справочник геофизика / Под ред. В.Е. Никитского, Ю.С. Глебовицкого. 2-е изд., перераб. и доп. М.: Недра, 1990. 470 с.

УДК 551.14:550.83(571.56)

**ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ НЕЖДАНИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ
ЗОЛОТА (СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ)**

Г.А. Стогний, В.В. Стогний

stogny@newmail.ru

Кубанский государственный университет, г. Краснодар, Россия

There was worked out the typical geology-geophysical model of the gold-ore deposit, which localized in the mobility block of the upper part of Earth's crust. Ore-contained block is controlling by ancient age's deep fault of oldest age, in zone of which was formed an consedimentation trough.

Одним из дискуссионных вопросов формирования Нежданинского месторождения золота Верхояно-Колымской орогенной области является вопрос природы рудоконтролирующей структуры: нескрытый массив гранитоидов [1, 2] либо региональный глубинный разлом [3-5]. В данном аспекте актуально создание геолого-геофизической модели Нежданинского месторождения золота как типовой прогнозно-поисковой модели.

Нежданинское месторождение в среднечастотной составляющей гравитационного поля приурочено к северо-западной части градиентной зоны Сунтар-Хаятинского регионального минимума (рис. 1), область сочленения которого с Якутским и Томпонским гравитационными максимумами интерпретируется как Присеттедабанский межгеоблоковый разлом кристаллического фундамента, разграничивающий Алдано-Становой геоблок Сибирской платформы и Южноверхоянский геоблок Верхояно-Колымской орогенной области.

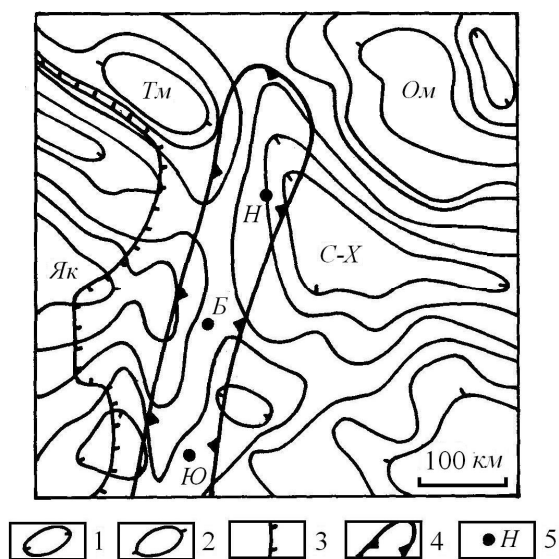


Рис. 1. Положение Нежданинского месторождения золота на схеме среднечастотной составляющей гравитационного поля: 1, 2 – аномалии гравитационного поля: 1 – минимумы (С-Х – Сунтар-Хаятинский), 2 – максимумы (Ом – Оймяконский, Тм – Томпонский, Як – Якутский); 3 – восточная граница Сибирской платформы; 4 – контуры Аллах-Юньской золоторудной зоны; 5 – месторождения золота (Н – Нежданинское, Б – Булар, Ю – Юр)

Заложение Присеттедабанского разлома, по-видимому, произошло в позднем протерозое в связи с формированием Верхоянской пассивной окраины, а в палеозое разлом контролировал Аллах-Юньский палеотрог, выполненный терригенными отложениями верхоянского комплекса. Кроме того, к зоне Присеттедабанского межгеоблокового разлома кристаллического фундамента приурочен Южно-Верхоянский метаморфический пояс. Образование последнего связано с мезозойской тектоно-магматической активизацией в области влияния Присеттедабанского межгеоблокового разлома [5]. С этого времени зона разлома нами рассматривается как региональная рудоконтролирующая структура месторождений золота Аллах-Юньской металлогенической зоны Верхоянской провинции. При этом месторождения золота Оночалах, Булар, Бриндакит, Юр и Дуэт локализованы непосредственно в зоне Присеттедабанского разлома, а крупнейшее Нежданинское месторождение расположено в области его влияния.

По результатам интерпретации геофизических материалов Нежданинское месторождение обособлено в ромбовидном блоке (10×12 км) верхоянского комплекса. Курумский массив гранитоидов и расположенная южнее группа Гельдинских штоков диоритов локализованы в смежных блоках. В локальной составляющей гравитационного поля Нежданинское месторождение проявляется максимумом амплитудой до 2 мГал (рис. 2). Контуры Нежданинского гравитационного максимума совпадают с выходами гидротермально-метасоматически переработанных нижнепермских терригенных отложений, имеющих более высокую плотность [5].



Рис. 2. Схема локальной составляющей гравитационного поля района Нежданинского месторождения золота: 1, 2 – аномалии гравитационного поля: 1 – минимумы (K – Курумский), 2 – максимумы (H – Нежданинский, Г – Гельдинский); 3 – гранитоиды Курумского массива; 4 – диориты Гельдинских штоков; 5 – рудная зона № 1 Нежданинского месторождения

Таким образом, разрабатываемая типовая геолого-геофизическая прогнозно-поисковая модель Нежданинского месторождения золота включает следующие элементы: 1) рудоконтролирующая региональная структура – глубинный разлом кристаллического

фундамента, проявляющийся региональной гравитационной ступенью; 2) структурно-литологический критерий – прогиб, выполненный черносланцевыми отложениями верхоянского комплекса; 3) тектонический фактор – система нарушений высокого порядка в верхней части земной коры, подчинённая глубинному региональному разлому; 4) рудовмещающая локальная структура – блок гидротермально-метасоматически переработанных терригенных отложений верхоянского комплекса размером 5×15 км, проявляющийся локальным гравитационным максимумом амплитудой до 2 мГал; 5) минералого-геохимический фактор – наличие россыпей, точек минерализации, литогеохимических ореолов золота.

Литература

1. Бахарев А.Г., Алпатов В.В., Зайцев А.И. Геолого-генетическая модель Нежданинской золотоносной рудно-магматической системы // Отечественная геология, 2002. № 4. С. 3-7.
2. Гамянин Г.Н., Бортников Н.С., Алпатов В.В. Нежданинское золоторудное месторождение – уникальное месторождение Северо-Востока России. М.: ГЕОС, 2001. 230 с.
3. Константинов М.М., Некрасов Е.М., Сидоров А.А. и др. Золоторудные гиганты России и мира. М.: Научный мир, 2000. 270 с.
4. Силичев М.К. Геологическое положение и особенности структуры Нежданинского золоторудного месторождения // Геология рудных месторождений, 1970. Т.12. № 3. С. 96-102.
5. Стогний Г.А., Стогний В.В. Геофизические поля восточной части Северо-Азиатского кратона. Якутск: Сахаполиграфиздат, 2005. 174 с.

**ВАРИАЦИИ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ
НА ТЕРРИТОРИИ СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ**

К.Ж. Суранова

suranova.75@mail.ru

Институт сейсмологии, Национальная Академия Наук КР, Бишкек, Кыргызстан

Abstract

The results of the analysis of geomagnetic observations in the Northern Tien Shan. The characteristic changes in the geomagnetic field associated with the preparation of strong and destructive earthquakes.

Территория Северного Тянь-Шаня характеризуется наиболее сильными и разрушительными землетрясениями: Беловодское 1885 г., Верненское 1887 г., Чиликское 1889 г., Кеминское 1911г., Кемино-Чуйское 1938 г., Сарыкамышское 1970 г., Жаланаш-Тюпское 1978 г., Байсорунское 1990 г., Суусамырское 1992 г. и Сарыжазское 2013 г., интенсивность которых в эпицентре оценивается от 8 до 9-10 баллов. В связи с чем, на данной территории функционирует региональная сеть геомагнитных наблюдений состоящая из четырех станций ИС НАН КР – Ананьево, Боом, Таш-Мойнок и Новостройка, семи станций Федерального Государственного Бюджетного Учреждения науки Научной станции РАН – Ак-Суу, Шавай, Чонкурчак, Кегеты, Таш-Башат, Иссык-Ата, Карагай-Булак и четырех МВС ИС Казахстана – Саты, Май-Тюбе, Тургень и Мерке.

Построения разностных значений поля по всем компонентам МПЗ (магнитного поля Земли) проводятся по каждой МВС в связи с различными методами изучения магнитного поля. Так изменения электропроводности среды ИС РАН осуществляется путем непосредственного измерения электросопротивления - методом ДЭЗ. В ИС НАН КР геомагнитное поле изучается опосредованно через изучение передаточной функции Z/H , где Z – вертикальная, а H – горизонтальная составляющая геомагнитного поля. Для каждой станции строятся графики: истинный модуль полного вектора T , с поправками на вариации и на годовой ход магнитного поля; среднее квадратическое отклонение истинной величины модуля T поля и годового изменения абсолютного поля T для каждой станции. Для изучения Z/H , используются нерегулярные геомагнитные бури, импульсы, внезапные начало и бухтообразные возмущения по данным четырех магнитовариационных станций с помощью МВС типа "Измиран-4" - Ананьево, Боом, Таш-Мойнок, Новостройка. Для расчета спектров геомагнитного поля применяется МВС "Измиран-4" с чувствительностью 2-3 нТл/мм, что дает возможность четко регистрировать возмущения выше перечисленных типов.

На основе анализа данных многолетних геомагнитных наблюдений на территории Северного Тянь-Шаня выявлены характерные изменения геомагнитного поля, связанные с различными процессами в земной коре. Аномальные изменения модуля полного вектора напряженности магнитного поля Земли (T поля) измеренных в основном, протонными прецизионными магнитометрами, были зарегистрированы перед землетрясениями различной энергии. Амплитуды T -предвестников составляли единицы, реже 20 нТл (Суусамырское, $M=7,5$, 1992) [1-5].

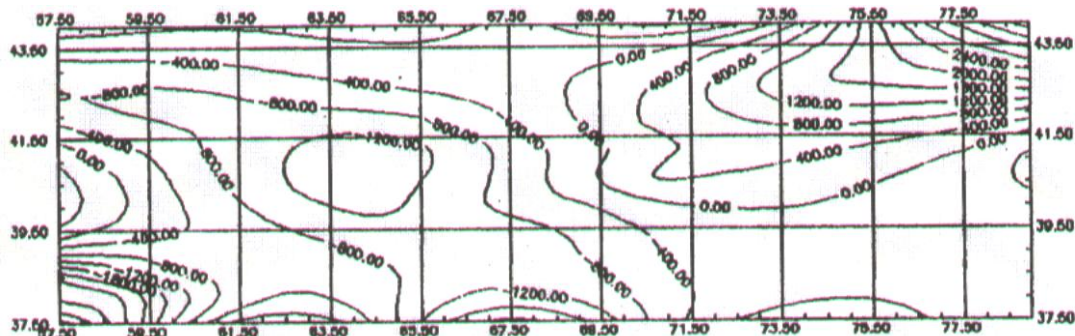
Длительность геомагнитного T -предвестника от момента его возникновения до момента землетрясения по разным источникам, варьирует от 48 минут до 1460 суток. В основном, форма его представляет асимметричную бухту, характеризующая до события направленным и постепенным изменением геомагнитного поля, которое быстро меняет свой знак. Реже, изменение знака T поля происходит мгновенно.

Геомагнитные ΔZ предвестники были зарегистрированы на расстоянии от 50 до 300 км, амплитуды предвестников перед землетрясениями составляли - 14 нТл (Алма-Атинский полигон – Жаланаш-Тюпское 1978 г.) [3], 130 и 135 нТл (Фрунзенском геофизическом полигоне – Кочкорское 1974 г.) [4,5]. Длительность геомагнитного предвестника ΔZ составляла от 13 суток и более года. В целом многочисленные исследования магнитных

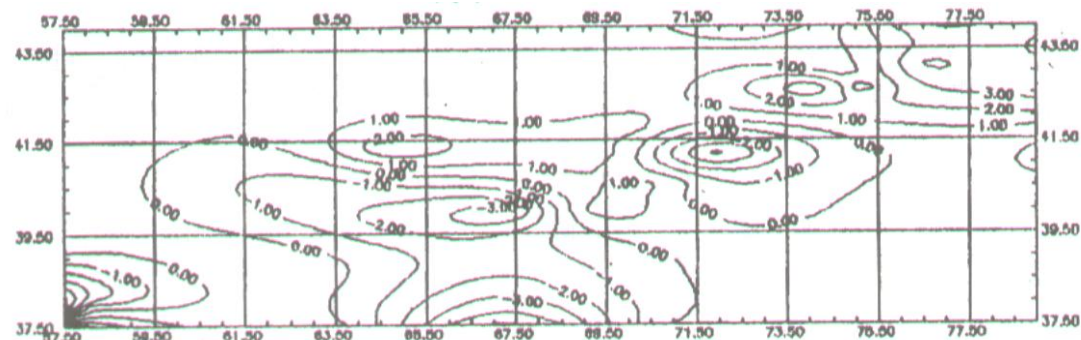
явлений на разных полигонах показали, что связь между вариациями геомагнитного поля и землетрясениями, имеется, но не однозначно. Отсутствие магнитных эффектов, некоторые исследователи объясняют суперпозицией тектономагнитных сигналов - наложением нескольких процессов изменений в напряженно-деформированной среде. А.Н.Барсуков появления "ложных" магнитных аномалий предполагает за счет изменения преимущественного направления (поляризации) длиннопериодных вариаций геомагнитного поля [1-6].

Анализ характера аномального геомагнитного поля за 1992 г. показал, что по данным МВС ИС НАН КР снизились скорости трендовой составляющей геомагнитного поля. В Боом произошло смена знака тренда: практически исчезла квазигодовая отрицательная ΔZ и возникли короткопериодные знакопеременные изменения ΔZ поля. ИС РАН был проведен совместный анализ данных полученных на Бишкекском полигоне с данными удаленных пунктов наблюдения расположенных на территории Казахстана, Туркмении, Узбекистана и Киргизии. В результате обработки были построены карты - регионального магнитного статического поля в изолиниях ΔT по состоянию на 1986 г. и карты изменения магнитного поля в виде изолиний $\Delta \Delta T$ по годам отражающие (рис.1).

Региональное магнитное статическое поле в изолиниях ΔT по состоянию на 1986 г.



1990 – 1991 гг.



1991 - 1992 гг.

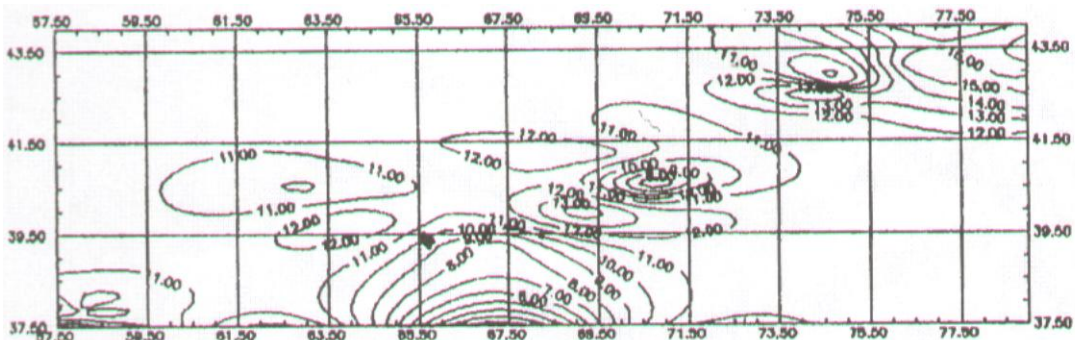


Рис. 2. Характер вариаций регионального магнитного поля в изолиниях ΔT перед Суусамырским землетрясением 19.08.1992, $K_R=17,0$, $H=25$ км по данным ИС ОИВТ РАН.

Как видно из рис.2. по сравнению с региональным статическим геомагнитным полем по состоянию на 1986 г., выделяются обширные по площади региональные области характеризующиеся значительными изменениями геомагнитного поля в течение года в пределах от – 3 нТл до 10 нТл. Анализ разностных рядов по стационарным пунктам ИС РАН, вычисленным относительно базового пункта Ак-Суу показал, что в периоды сейсмической активности существенных вариаций ΔT не отмечалось.

По данным геомагнитных наблюдений на 11 рядовых пунктах наблюдений, изученных с помощью профильного анализа, ход рядов с начала 1992 г. имел относительно спокойный характер, а с мая—июня 1992 г. начались значительные, разных знаков изменения величины ΔT . На отдельных пунктах перед Суусамырским землетрясением 19.08.92 г. ($K=17$) происходило уменьшение значений ΔT с +2 нТл до -13 нТл, другие повышения в течение 5-7 месяцев значений ΔT до +3 — +6 нТл или длительные трендообразные снижения значений ΔT от +2 нТл до -4 нТл.

Литература

1. Абдуллабеков К.Н. Электромагнитные явления в земной коре. Ташкент: ФАН, 1989. 204 с. Ержанов Ж.С. и др. Геомагнитные наблюдения во время эксперимента МаССА // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1985, № 11. С.80-82.
2. Курскеев А.К., Аспанов А.Б., Тимуш А.В., Шацлов В.И. Прогнозирование землетрясений в Казахстане. Алма-Аты: Наука, 1989. 208 с.
3. Шакиров Э.Ш., Бакиров К.Б. Результаты наземных геомагнитных исследований // Матер. Междунар. аэрокосм. эксперимент. Тянь-Шань-Интеркосмос-88. Геологическое строение и сейсмичность Тотогульского и Фрунзенского полигонов Фрунзе: Илим, 1988. С. 46-47.
4. Шакиров Э.Ш., Бакиров К.Б. Глубинное строение Таласо-Ферганского разлома в районе Токтогульского водохранилища по геомагнитным данным // Геолого-геофизические исследования в сейсмоопасных зонах СССР. Тез. доклад. Всесоюзной школы-семинар 5-14 сентября 1989. Фрунзе: Илим, 1989. С. 82-83.
5. Бакиров К.Б. Результаты исследований наклономерно-деформометрических процессов в приделах Бишкекского прогностического полигона // Экология и безопасность жизнедеятельности в горных условиях. Мат-лы научн. практ. конф. Бишкек: Илим, 2000. С. 32-36.

УДК 550.83

МОДЕЛИРОВАНИЕ И ИНТЕРПРЕТАЦИЯ МАТЕРИАЛОВ ЗСБ В ПРОГРАММНОЙ СРЕДЕ GEOMODEL

А.В. Таранюк

kuynarat10@mail.ru

ОАО “Иркутскгеофизика”, г. Иркутск, Россия

The article considers software package that has being developed in PLC "Irkutskgeofizika" and designed for primary processing, accelerated forward mapping and automatic interpretation of transient electromagnetic method data. Some of the results obtained by using the program in practice are shown.

С целью повышения эффективности рабочего процесса геофизиков-интерпретаторов электроразведочной партии ОАО “Иркутскгеофизика” нами на протяжении последних нескольких лет разрабатывается программный комплекс GeoModel. Предназначением данного продукта являются выполнение первичной обработки, моделирование и интерпретация данных метода переходных процессов в геофизике.

На сегодняшний день существует огромное количество подобного рода компьютерных программ, отечественного и зарубежного производства, каждая из которых обладает своими особенностями, сильными и слабыми сторонами. Тем не менее, внедрение на производстве собственной разработки позволяет не только учесть опыт и проблемы в использовании предшествовавших продуктов, но и внести определенные инновационные составляющие в процесс интерпретации геофизического материала, автоматизировать отдельные этапы, что ранее не представлялось возможным по причине отсутствия доступа к исходным кодам и алгоритмам сторонних программ. Иллюстрация рабочего окна программы приведена на рис. 1.

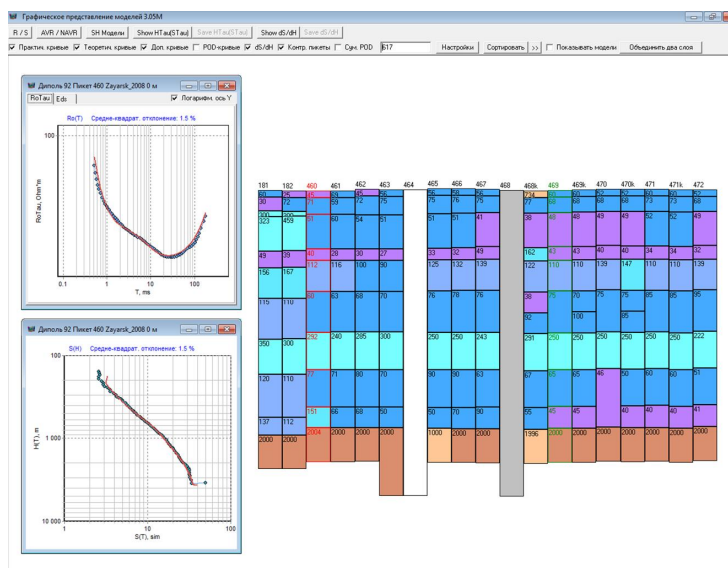


Рис. 1. Иллюстрация рабочего окна программы GeoModel.

Характерной особенностью большинства из известных разработок в области интерпретации данных электромагнитных исследований является использование классических, наиболее распространенных и не самых быстрых алгоритмов решения прямой и обратной задач. В программном комплексе GeoModel наряду с возможностью решения прямой задачи посредством применения такого рода алгоритма существует альтернативный вариант решения, заключающийся в применении приближительного и, естественно, менее точного, но вместе с этим допустимого для определенных целей способа получения

результата. Этот вариант основан на реализации алгоритма решения прямой задачи метода переходных процессов, впервые предложенного Кристенсеном и испытанного им для слабоконтрастных горизонтально-слоистых моделей среды с небольшим количеством выделяемых слоев [1]. Мы использовали имеющийся опыт моделирования электромагнитных сигналов на основе данного метода и постарались модернизировать его с целью применения для расчетов в случае многослойных моделей [2], которые в большей степени отражают специфику строения осадочного чехла на территории Восточной Сибири (рис. 2).

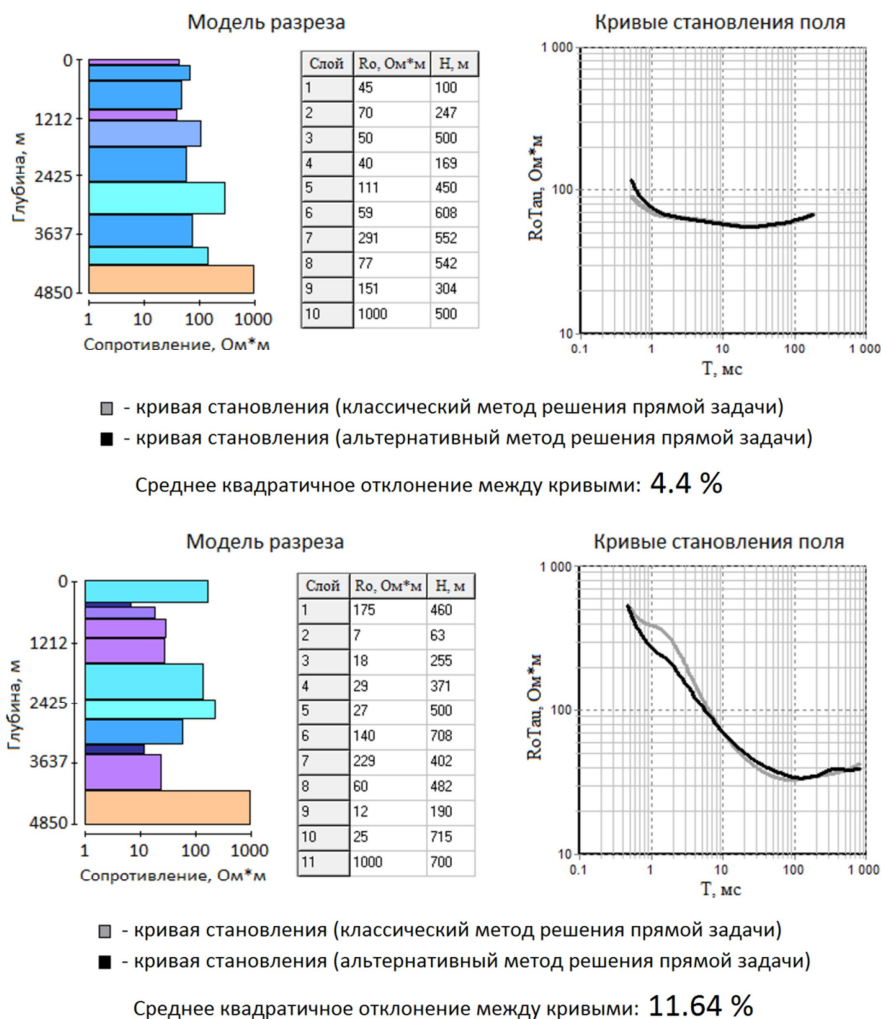


Рис. 2. Моделирование кривых становления поля для различных по контрастности сред с применением различных методов решения прямой задачи.

Нужно отметить, что результаты, получаемые с помощью точного и приближенного способов решения прямой задачи, имеют большее расхождение между собой для моделей, обладающих более контрастными по значениям удельного электрического сопротивления слоями, что является поводом для дальнейшего изучения вопроса. Однако использование приближенного моделирования методом Кристенсена существенно сокращает количество времени, требующееся для получения результирующих кривых становления поля, позволяя увеличить производительность работы в 20-30 раз (рис. 3). Фактическое отсутствие в данном методе ограничений на используемое в рассчитываемой модели количество слоев также является существенным плюсом этого подхода и открывает возможности для решения трудновыполнимых в прошлом задач.

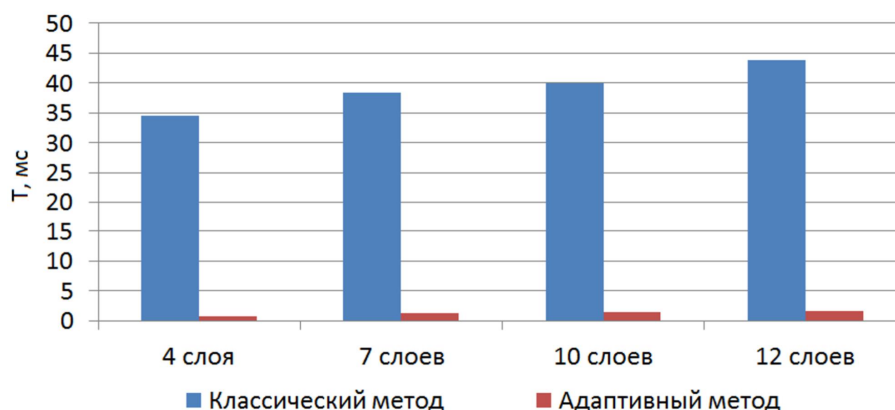


Рис. 3. Демонстрация продолжительности временного диапазона, необходимого для решения прямой задачи МПП с помощью повсеместно применяемого классического способа и альтернативного приближенного варианта.

В настоящее время очень большой интерес направлен на разработку полностью автоматических процедур инверсии данных. Одним из самых популярных и изученных методов на данный момент является инверсия Оккама, которая позволяет искать решения в области “гладких” моделей [3], что в общем случае достаточно хорошо коррелируется с реальностью.

Отличительной особенностью использования программного комплекса GeoModel с процедурами быстрого моделирования Кристенсена и автоматической инверсии Оккама является возможность осуществления экспрессной оценки регистрируемого геофизического материала и получения первых представлений о строении осадочного чехла непосредственно в процессе проведения полевых работ. Также при работе с комплексом не представляется особо сложной задача восстановления детальных тонкослойных моделей среды с целью выявления глубин залегания отдельных горизонтов на основе наблюдаемого сигнала при отсутствии априорной информации о геологическом строении местности (рис. 4).

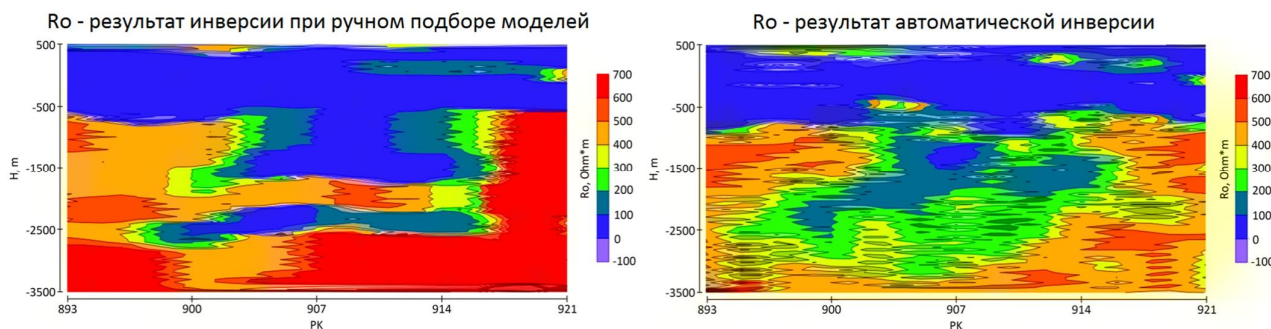


Рис. 4. Пример восстановления детальных тонкослойных моделей среды с целью выявления глубин залегания отдельных горизонтов на основе наблюдаемого сигнала при отсутствии априорной информации о геологическом строении местности.

Литература

1. Niels B. Christensen. A generic 1-D imaging method for transient electromagnetic data // *Geophysics*. Vol. 67, No. 2 (March-April 2002). P. 438-447.
2. Таранюк А. В. Влияние параметров геоэлектрической модели на точность решения прямой задачи метода становления поля приближенным способом Кристенсена // *Вестник ИрГТУ*. 2013. № 10 (81). С. 124-128.
3. Steven C. Constable, Robert L. Parker, Catherine G. Constable. Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data // *Geophysics*. Vol. 52, No. 3 (March 1987). P. 289-300.

ЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА МЕРЗЛЫХ ПОРОД

Сax. А. Тихонова, Св. А. Тихонова

tikhonova93@mail.ru, tixonova.93@bk.ru

Национальный исследовательский Томский политехнический университет, г. Томск, Россия

In this work was considered the location which covered by permafrost. This site called Sandibinskoe deposit. Such geophysical method as vertical electrical sounding was used there to explore electric properties of frozen rocks. By received data was constructed graphic of low temperature and electrical resistivity. Then this graphic was compared with the same graphic from reference book.

Внутренние воды России представлены не только скоплениями жидкой воды, но и воды в твердом состоянии, образующей современное покровное, горное и подземное оледенение. Область подземного оледенения называют криолитозоной.

Криолитозона — верхний слой земной коры, характеризующийся отрицательными температурами горных пород и наличием (или возможностью существования) подземных льдов. В ее состав входят многолетнемерзлые горные породы, подземные льды и непромерзающие горизонты сильно минерализованных подземных вод.

Область распространения многолетней мерзлоты в России занимает около 11 млн. км², что составляет почти 65% территории страны (рис.1).

Возможность использования геофизических методов для изучения многолетних мерзлых пород базируется на существовании связей между этими характеристиками и геофизическими свойствами.

Для определения инженерно-геологических характеристик мерзлых пород наиболее широко применяется электроразведка на постоянном и низкочастотном переменном токе. По способу измерений и характеру решаемых задач методы постоянного и низкочастотного переменного тока подразделяются на элетропрофилирование, вертикальное электрическое зондирование (ВЭЗ) и коротаж скважин.

ВЭЗ используются для определения последовательности залегания в разрезе горизонтальных и крутопадающих слоев, их мощности и удельное электрическое сопротивление (УЭС). Основным электрическим параметром, несущим информацию о составе, строении и состоянии мерзлых грунтов и льда, является УЭС. С помощью ВЭЗ решаются следующие задачи:

- выделение в разрезе слоев различного литологического состава и определение их элементов залегания;
- определение мощности мерзлых грунтов, обнаружение чередования талых и мерзлых грунтов вертикальном направлении и оценка их мощности;
- изучение изменения состава, влажности (льдистости), криогенной текстуры и температуры мерзлых грунтов в вертикальном направлении.



Рис. 1. Распространение многолетней мерзлоты по территории России

41-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского, 2014 г.

УЭС любых влагонасыщенных промерзающих горных пород с малой концентрацией порового раствора резко возрастает при понижении температуры до точки кристаллизации свободной воды, т. е. в момент формирования пространственной криогенной кристаллизационной структуры.

УЭС мерзлых пород в зависимости от температуры, литологических особенностей, влажности и степени минерализации порового раствора может находиться в пределах от нескольких единиц до 10^6 Ом • м.

Если в породе содержится только связанная вода, то удельное сопротивление при понижении температуры растет, плавно увеличиваясь всего в два-три раза (малая льдистость), а когда вся поровая вода является прочно связанной, то удельное электрическое сопротивление породы практически не меняется при переходе к отрицательной температуре. Увеличение минерализации поровой воды понижает температуру замерзания породы и ее удельное сопротивление, влияет на тип возникающей криотекстуры в промерзающих породах, создает особенности пространственного размещения льда и незамерзшей воды, строения и состава граничных зон, а также самих включений льда [1].

В нашей работе мы рассмотрели результаты исследований на одной из проектируемых площадок куста скважин Сандыбинского месторождения, где проводились бурение, термометрия и вертикальное электрическое зондирование на постоянном токе. В разрезе площадки на исследуемую глубину выделяется от двух до четырех геоэлектрических слоев, характеризующих различные по составу и состоянию грунты.

Мерзлые породы имеют температуру близкую к нулю, изменяющуюся в пределах от 0 до -4°C . Электрические свойства мерзлых пород в этом диапазоне температур изучаются в малом объеме и данные, представленные в справочной литературе и в научных статьях слишком общие и не конкретны.

В работе проанализированы электрические свойства мерзлого суглинка, представленного наиболее информативно. Используя график распределения температуры грунта в скважине по глубине, а также данные УЭС (по результатам ВЭЗ), был построен ряд графиков зависимости УЭС от температуры для восьми скважин. По полученным графикам был составлен осредненный график зависимости УЭС суглинка от температуры. В данном графике была проведена линия тренда (рис.3). Полученную линию тренда мы сравнили с графиком изменения УЭС от температуры для суглинков, представленным в «Рекомендациях по применению геофизических методов на мерзлых грунтах» [2] и с графиком, представленным в справочной литературе [3]. В итоге получили неполное соответствие между предлагаемым графиком и графиком полученным нами. Данные графики совпадают по форме в пределах температуры от 0 до -2°C . Форма графика на этом отрезке представляет собой экспоненту, далее до $t = -4^{\circ}\text{C}$ наш график соответствует экспоненте, когда справочный график с температуры $t = -2^{\circ}\text{C}$ соответствует прямой. Температура, на которой изменяется закон связи между УЭС и температурой, считается точкой замерзания свободной воды, которая в свою очередь зависит от степени минерализации воды. Наш участок обладает средней минерализацией, и она равна 0,1 - 0,083 г/л. Соотношение свободной и связанной воды в суглинках имеет большое влияние на УЭС и на точку замерзания. Полученный нами график УЭС от температуры является графиком, имеющим промежуточную форму между графиками изменения УЭС льда при разной минерализации от температуры и УЭС суглинков от температуры.

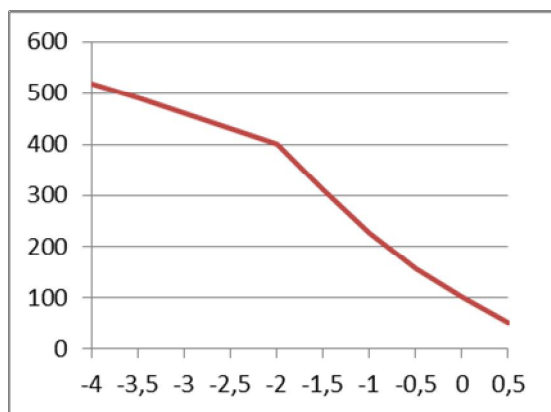


Рис. 2. Справочный график зависимости УЭС от температуры

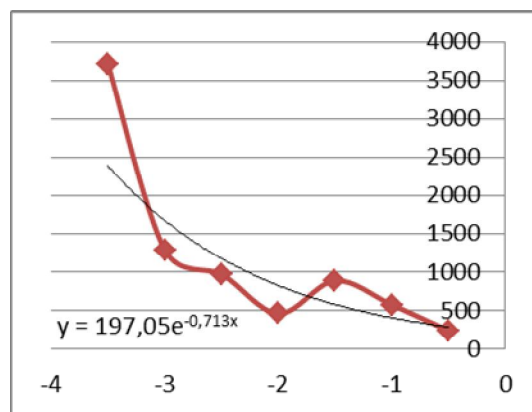


Рис. 3. Экспериментальный график зависимости УЭС от температуры

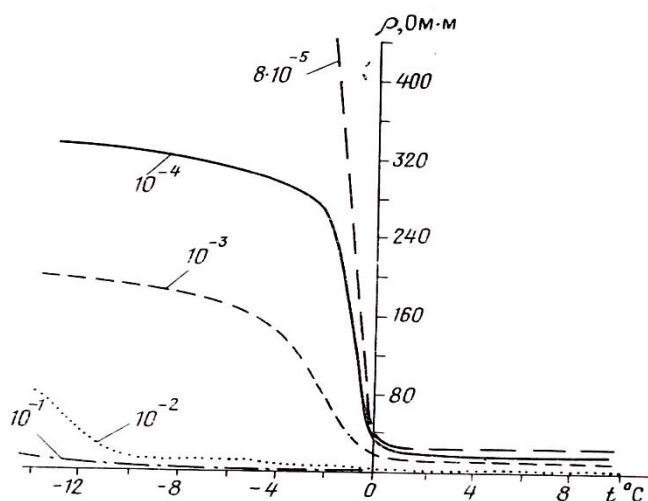


Рис.4. Зависимость УЭС льда от концентрации KCl и температуры (по А. М. Смирнову)

В итоге, проделав данную работу, мы получили зависимость УЭС от температуры в пределах от 0 до $(-3,5) \div (-4)^\circ\text{C}$, которая изменяется по экспоненциальному закону ($y=197,05e^{-0,713x}$) при минерализации примерно равной 0,1 г/л. Напротив, справочный график по данному закону меняется только до температуры равной -2°C , далее меняясь по линейному закону. И это может быть связано с особенностью замерзания свободной воды и с изменением соотношения воды и ледяных включений в поровых водах. Процесс роста величины УЭС в мерзлых суглинках при понижении температуры грунтов протекает медленнее, при их залегании при естественных условиях (в массиве), по сравнению с процессом, полученным при измерениях на образцах в лабораторных условиях.

Литература:

1. Баулин Ю. И., Боголюбовым А. Н., Зыковым Ю. Д. Рекомендации по применению геофизических методов для определения инженерно-геологических характеристик мерзлых дисперсных грунтов. М., «Стройиздат», 1984, 34 с.
2. Бойко С. А., Романовский В. Е. Применение методов электроразведки постоянным током при решении задач мерзлотно-гидрогеологических исследований в зоне освоения трассы БАМ/Мерзлотные исследования. Вып. 19. М., 1980, с. 145 – 153.
3. Федынский В. В. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика). Справочник геофизика. М., «Недра», 1976. 527 с.

550.83:550.814

**ТЕХНОЛОГИЯ ОЦЕНКИ АЛЬТИТУДЫ ИЗОТЕРМЫ КЮРИ
ПО АЭРОМАГНИТНЫМ ДАННЫМ**

А.А. Трусов, А.К. Миледин

trusov@aerogeo.ru

ЗАО «ГНПП «Аэрогеофизика», Москва, Россия

The bottom of the magnetized crust determined from the spectral analysis of magnetic anomaly is interpreted as a level of the Curie point isotherm. A spectral analysis technique was used to estimate the depth of the magnetic anomalies sources (Curie point depth analysis) of the Northeast area of Russia.

Применение методов оценки глубин нижней кромки магнитных объектов актуально при решении многих интерпретационных задач геофизики, в том числе и при изучении глубинного строения территории. Эти границы, при региональном масштабе исследований, соответствуют, в большинстве случаев, основанию магнитной части земной коры, т.е. глубине, ниже которой породы теряют свои ферромагнитные свойства, становясь парамагнетиками. Это происходит в результате превышения температуры земной коры точки Кюри, которая для магнетита (в пределах континентальной коры) соответствует 580°C. Оценка глубины изотермы точки Кюри позволяет опосредованно судить о тепловом режиме в земной коре, который, в свою очередь, характеризует геодинамическую обстановку региона.

Для оценки глубин нижней кромки магнитных объектов разными исследователями было предложено несколько методик, самые распространенные из которых, основываются на анализе спектральных характеристик аномального магнитного поля. Нами использовался метод «центроида», который заключается в 1) нахождении глубины верхней кромки магнитных объектов Z_t по радиально осредненному энергетическому спектру аномального магнитного поля; 2) оценке глубины центра намагниченных масс Z_o по нормированному радиально осредненному энергетическому спектру; 3) определению глубины нижней границы по тривиальной формуле: $Z_b = 2*Z_o - Z_t$.

Для практического применения этой методики была создана специальная компьютерная программа, вычисляющая глубины нижней кромки магнитных объектов автоматически, в «оконном» режиме. Ее использование на территории Северо-Восточной площади (листы R-53, R-54, R-55, R-56, R-57, в общей сложности 511 125 км²), по материалам современной аэромагнитной съемки, позволило построить карту глубины изотермы точки Кюри и уточнить глубинное строение данного района.

550.831.23

**ЕСТЕСТВЕННЫЕ И АППАРАТУРНЫЕ МИКРОГАЛЬНЫЕ ЭФФЕКТЫ
ПРЕЦИЗИОННЫХ СЪЕМОК С ГРАВИМЕТРАМИ SCINTREX**

А.А. Фадеев, И.В. Лыгин, Т.Б. Соколова

allexfadeev@mail.ru, ivanlygin@mail.ru, tb-sokolova@yandex.ru

Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова

*Геологический факультет, кафедра геофизических методов исследования земной коры,
Москва, Россия*

The modern technical equipment allows us to locate the low amplitude gravity anomalies (from the first μgal). It is complicated by noise of diverse origin and requests both the high accuracy equipment and a special methodology. This work describes some characteristics of methods of the gravimeters' field-work preparation, the analytical phase and data processing aiming to define a source of micro-anomalies.

Выполнение гравиметрических работ вне зависимости от используемого класса аппаратуры всегда было и остается связанным с необходимостью тщательной подготовки гравиметров и соблюдением методики измерений. В практику прецизионных гравиметрических съемок прочно вошли гравиметры Scintrex CG-5 Autograv, технические характеристики которых гарантируют разрешающую способность 1 мкГал, точность единичного измерения ± 5 мкГал. Тем не менее, практический опыт проведения опытно-методических и производственных высокоточных гравиметрических съемок с этими гравиметрами свидетельствует о необходимости дополнительного тестирования аппаратуры по ряду специальных параметров, к которым, в первую очередь, относятся: время становления отсчета, степень линейности нуля-пункта, реакция на изменение температуры, стабильность показаний при изменении условий транспортировки и уровня внешних микросейсм.

1. Тестирование в стационарном режиме.

В лаборатории гравиразведки геологического факультета МГУ тестирование гравиметров Scintrex CG-5 Autograv проводится с 2006 года. За это время в процессе создания вертикального эталонировочного полигона [1] тесты прошли более 20 гравиметров. Результаты тестов свидетельствуют о том, что индивидуальные рабочие характеристики приборов отличаются от средних и со временем изменяются.

В качестве примера в работе приводятся результаты синхронной записи отсчетов четырех гравиметров на специально оборудованном бетонном постаменте лаборатории в ГЗ МГУ (идентичность внешних условий) в течение суток (рис. 1). Анализ записи показывает различие сигнала по высокочастотной компоненте (наименьшее стандартное отклонение единичных отсчетов, фиксирующее уровень чувствительности системы к внешним шумам, характерно для гравиметра №3, максимальное – для гравиметра №1). На всех записях присутствует «среднечастотная» не коррелируемая между приборами компонента с периодом от 5 до 12 часов, характеризующая неучтенную системой нелинейность сползания нуля-пункта. Этот параметр является очень важным, определяющим при выборе приборов для гравиметрического мониторинга или режимных наблюдений, для которых среднечастотная компонента, по сути, является целевой. По амплитуде погрешность, связанная с этим параметром, максимальная (до 10 мкГал) для гравиметра №3. Наиболее очевидным недостатком исследованных приборов, зафиксированным на рисунке, является незакономерное изменение отсчетов гравиметров №2 и №3 – плавное продолжительностью 30-50 минут или скачкообразное амплитудой 5-10 мкГал. Очевидно, что для проведения высокоточных съемок такие приборы непригодны.

41-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского, 2014 г.

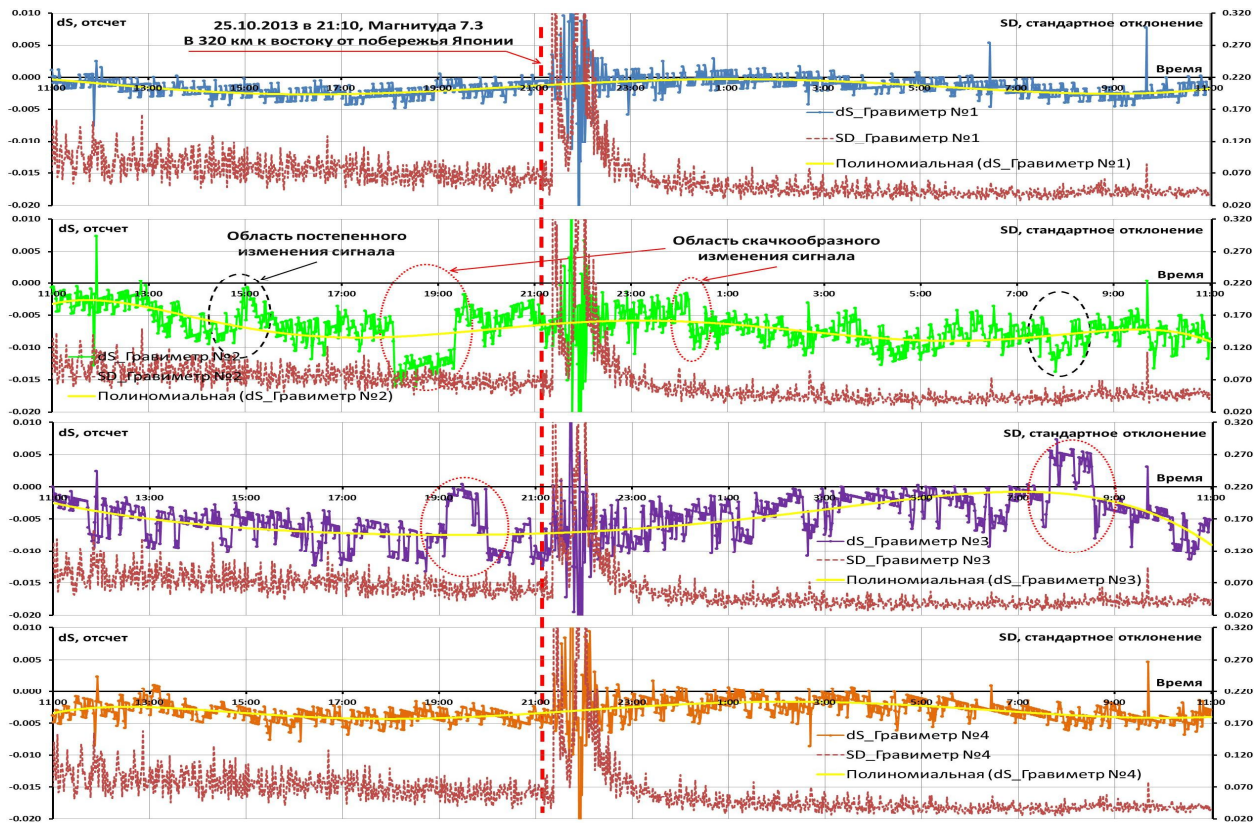


Рис. 1. Синхронные записи гравиметров (25 -26 октября 2013 года).

Наиболее интенсивное изменение отсчетов, зафиксированное на рисунке в интервале 21 – 23 часа, является откликом на землетрясение магнитудой 7.3 балла произошедшее 25 октября 2013 года вблизи Японских островов. Важно отметить, что за все время стационарных наблюдений накоплена большая статистика по регистрации откликов гравиметров на землетрясения. Большинство землетрясений магнитудой выше 6 баллов отражаются в показаниях приборов вне зависимости от местоположения очага. Это влияние фиксируется в каналах дисперсии, в изменении отсчетов либо только в одном из них. Продолжительность событий от нескольких минут до нескольких часов. В любом случае, качество съемки на этот период падает, приходится приостанавливать съемку и/или проводить повторные наблюдения.

2. Тестирование в динамическом режиме.

Для анализа отобраны измерения, при которых гравиметры перемещались между пунктами измерения разными способами: пешим (наиболее мягкий, шадящий режим), на лифте (усиленные вертикальные нагрузки), на автомобиле (горизонтальные нагрузки), на катере (сочетание вертикальных и горизонтальных нагрузок) и на вертолёте (вибрация). Сравнение стабильности работы приборов при транспортировке прибора на лифте и в автомобиле показано на рис.2. Дисперсия результатов измерений на всех пунктах приблизительно одинакова и от способа перемещения не зависит. При этом внутренняя сходимость отсчетов для каждого прибора индивидуальна. За исключением гравиметра №4 (которому требуются профилактический ремонт) оставшиеся три гравиметра удовлетворяют заявленным изготовителем характеристикам, диапазон изменений отсчетов, в основном, сохраняется в полосе ± 5 мкГал, среднеквадратическое расхождение ± 2 мкГал. Следует отметить, что приведены показания гравиметров, измеренные после достижения режима становления отсчетов. На этом же рисунке приведен график осредненного стандартного отклонения, характеризующий уровень микрошейсм для каждого пункта измерений. Важно, что прямой зависимости дисперсии результатов измерений от уровня внешних шумов нет.

41-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского, 2014 г.

Более того, на пункте с максимальным уровнем микросейсм, дисперсия измерений фактически минимальна.

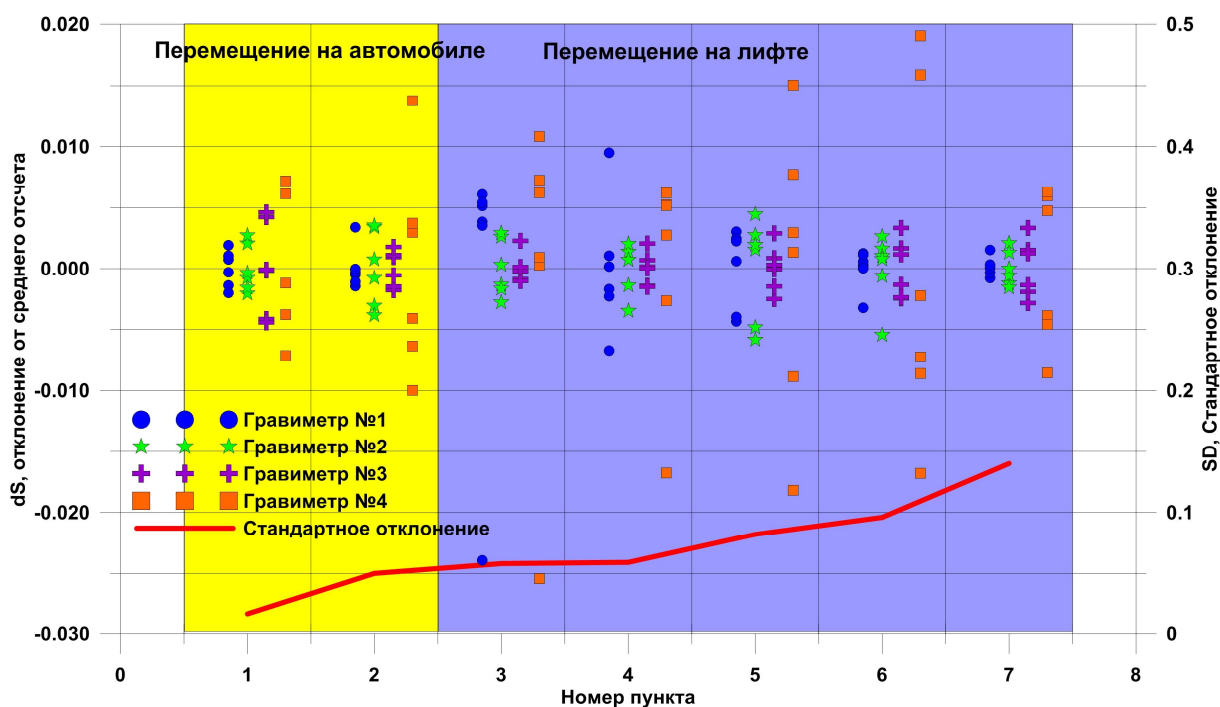


Рис. 2. Разброс отсчетов гравиметров при разных условиях транспортировки и внешних шумах на пунктах наблюдений.

Выводы.

Результаты многолетних наблюдений в лаборатории и проверки стабильности работы более чем 20 гравиметров Scintrex CG-5 свидетельствуют: при планировании производства высокоточных гравиметрических измерений необходимо предварительное тестирование аппаратуры в стационарном и динамическом режимах. Дополнительными критериями отбора являются: величина стандартного отклонения единичных отсчетов, степень учета нелинейности сползания нуля, стабильность работы прибора (отсутствие незакономерного скачкообразного изменения показаний). При решении задач, требующих достижения точности выше ± 5 мкГал, необходимо использование только группы специально отобранных гравиметров.

Литература

1. А.А. Фадеев, И.В. Лыгин, В.Р. Мелихов, А.В. Копаев. Эталонный полигон по определению цены деления автоматизированных гравиметров в Москве // Геофизика. – М.: 2012, – №1.– С. 70-74.

УДК 550.8.056

**ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ АРХЕОЛОГИЧЕСКОГО ПАМЯТНИКА -
ПОСЕЛЕНИЕ АНДРЕЕВСКОЕ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)**

*Н.В. Федорова, В.В. Носкевич, А.С. Бибнев., А.Г. Вдовин, Т.Л. Мехоношина
nataliavf50@mail.ru, ubistu@gmail.com, bebnev-a@arudaemon.gsras.ru*

*Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геофизики им.
Ю.П. Булашевича УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия*

Detailed magnetic survey of the Bronze Age archaeological fortified settlements has been spent on South Urals. The magnetic maps Andreevskoe settlement has been received. On maps positions of the rests of external shaft, ditches and defensive walls are confidently defined. Results of magnetic survey were used for reconstruction of internal interiors of settlements. The data of magnetic survey was considerably noisy by anomalies from near-surface sources. For finding-out of details of a structure of ancient sites of ancient settlement various kinds of transformation of the magnetic data have been used. This data allows to restore an internal lay-out of sites of ancient settlement.

Геофизические исследования впервые были проведены на территории укрепленного городища бронзового века Андреевское. Укрепленное поселение Андреевское расположено на полуострове левого берега реки Синташта на Южном Урале (Брединский район, Челябинская область). Памятник открыт 1990 г. И.М. Батаниной при анализе данных аэрофотосъемки. Поселение многослойное, это можно установить по форме оборонительных сооружений. По результатам дешифрирования снимков построена схема поселения [1], на которой авторы выделили три поселка А, В и С (рис.1).

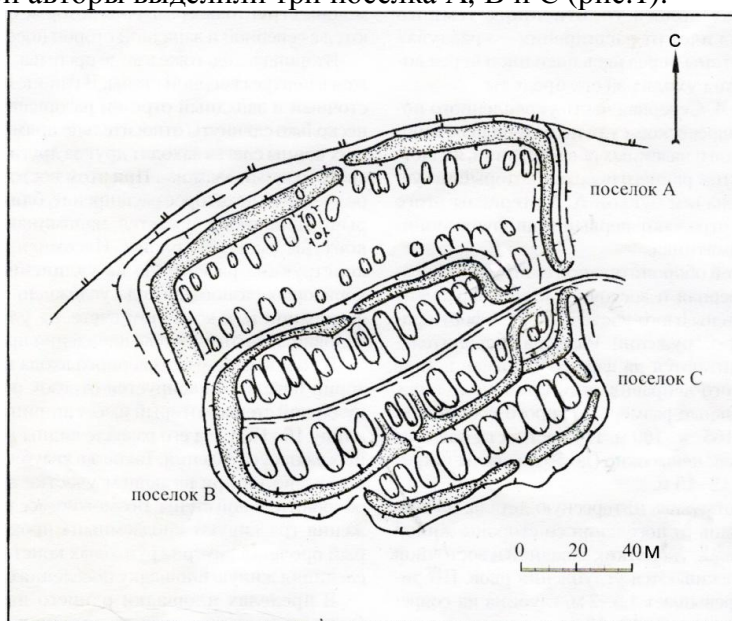


Рис. 1 Схема поселения Андреевское по результатам дешифрирования снимков (Зданович, Батанина) [1]

В полевой летний сезон 2013 г. сотрудниками Института геофизики УрО РАН на поверхности памятника Андреевское была проведена микромагнитная съемка. Территория, покрытая съемкой, располагалась на площади 200x240 м. Масштаб съемки 1:50. Измерения выполнялись в непрерывном режиме, использовались градиентометры: канадский SM-5 Navmag и российский ММПГ. Датчики градиентометров были расположены на высотах 0.2 и 2 м. Для удобства проведения съемки территория памятника была разбита на квадратные участки размером 40x40 м, при этом одна из сторон квадрата была сориентирована по магнитному меридиану с помощью буссоли. На каждом квадрате было выполнено по 81 проходу с регистрацией модуля геомагнитного поля на указанных высотах. Все проходы

41-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского, 2014 г.

выполнялись в одном направлении – с юга на север. Для учета вариаций геомагнитного поля во время съемки на участке работ устанавливалась вариационная станция, в качестве которой использовался магнитометр POS-1. Период измерения вариационной станции составлял 3 сек. Синхронизация времени как градиентометров, так и вариационной станции осуществлялась по GPS-приемникам, которые входят в состав применявшейся аппаратуры.

По результатам полевых измерений построена карта магнитных аномалий как разность измеренных значений геомагнитного поля на высотах 0.25 м и 2 м (рис.2). К данным применялись различные способы фильтрации, что позволило уверенно выделить границы фортификационных сооружений и внутренние стены, примыкающие к оборонительным стенам и разделяющие пространство на сектора.

Стены поселка А, примыкающие к северной фортификационной стене, проявляются в магнитном поле отрицательными аномалиями. А на остальной площади городища (во внутреннем поселении В и дополнительном секторе С, пристроенном к южной стене) проявляются положительными аномалиями. От северной оборонительной стены отходят 17-18 стенок, протяженность магнитных аномалий над ними 12-27 м. Ширина жилищных секторов не постоянная и варьируется от 4 до 10 метров. Внутри внутреннего оборонительного кольца можно рассмотреть два ряда секторов, в южном ряду 13 жилищ, а в северном 11 или 12. Южный пристроенный участок (поселок С) был разделен на 10 секторов.

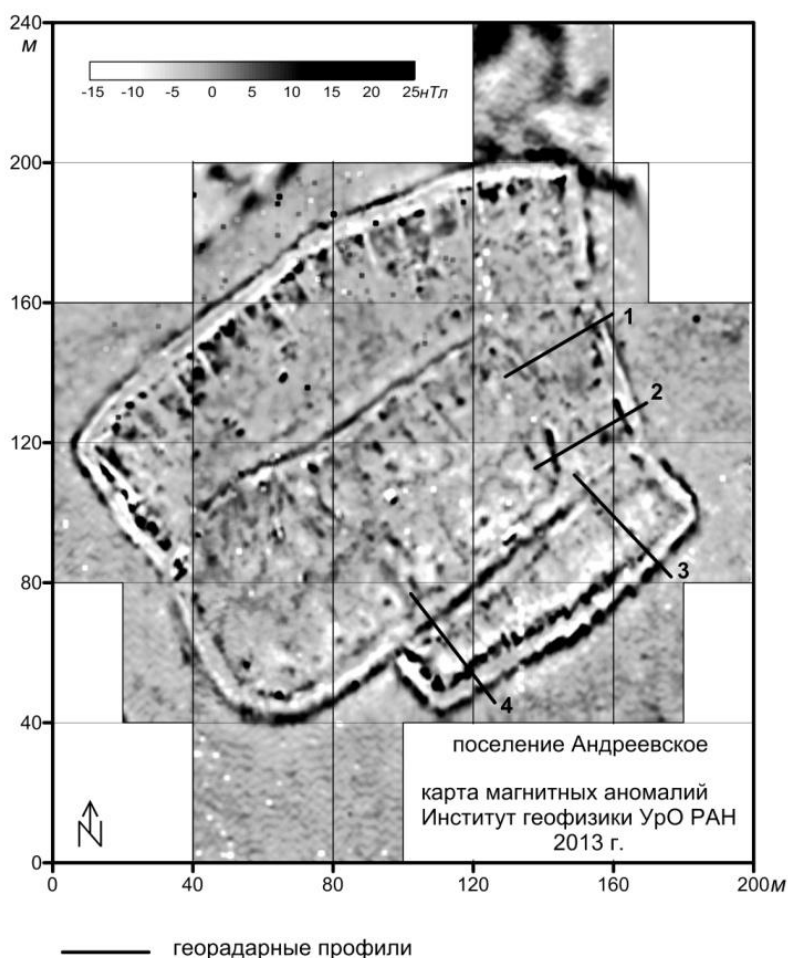


Рис. 2 Карта магнитных аномалий над поселением Андреевское. Прямыми линиями показаны положение профилей георадарной съемки.

Внутри жилищ поселка В, расположенных вдоль внутренней южной оборонительной стены, отчетливо можно различить 11 интенсивных локальных аномалий и еще 2 аномалии

наблюдаются в восточной части южного поселка С. По результатам исследований городищ Ольгино и Коноплянка такие аномалии выявлены над колодцами и хозяйственными ямами [2-3]. Причем в Ольгино такие колодцы относятся к позднему этапу функционирования поселения (поздней бронзы), а над многочисленными колодцами, которые были обнаружены при раскопках и отнесены к раннему (синташтинскому) периоду, заметные магнитные аномалии не выделены.

Магнитные данные не подтверждают наличие многочисленных входов в поселение, обнаруженных в результате дешифрирования аэрофотоснимков, за исключением только одного: вход во внутреннее поселение находится в середине внутренней восточной стены. По разрывам линейных магнитных аномалий над оборонительными стенами можно заключить, что вход в поселение располагался в середине восточной стены и, возможно, еще один проход был в середине западной стены, а вход в дополнительный южный пристрой находился в его северо-восточной части.

Для исследования фортификационных сооружений проведены георадарные исследования на 4 профилях, пересекающих оборонительные восточные и южные стены городища. Расположение этих профилей показано на рис.2.

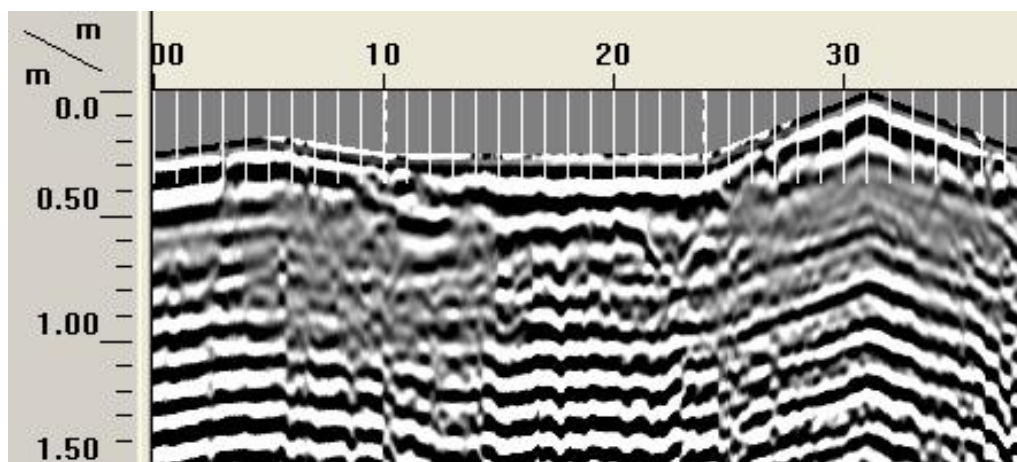


Рис. 3 Результаты георадарной съемки по профилю 3.

Профиль 3 пересекает две стены и проходит через эпицентр локальной магнитной аномалии, созданной остатками древнего колодца или ямы. На волновом разрезе, построенном по результатам георадарной съемки (рис.3) видно, что остатки внутренней южной стены разрушены значительно сильнее, превышения рельефа составляют 10 см, в отличие от внешней стены. Здесь перепад рельефа составляет 30 см. В зоне колодца (в интервале пикетов 21-24) отчетливо наблюдаются отражения от стенок на глубине 0.5-0.8 м.

Работа выполнена при поддержке Уральского Отделения РАН (проект 12-М-456-2024 "Природа и общество Южного Зауралья в эпоху бронзы: междисциплинарный анализ археологических памятников").

Литература

1. Зданович Г.Б., Батанина И.М. Аркаим – «Страна городов» Пространство и образы. Челябинск: Крокус, 2007. 260 с.
2. Носкевич В.В., Федорова Н.В., Корякова Л.Н., Шаранова С.В. Геофизика и археология поселений бассейна реки Карагайлы-Аят // Уральский исторический вестник, 2012. № 4. С. 60-69.
3. Федорова Н.В., Носкевич В.В. Реконструкция планировки укрепленных поселений эпохи бронзы на Южном Урале (Ольгино и Коноплянка) по результатам детальной магнитной съемки // Уральский геофизический вестник, 2012. №1. С. 52-59.

УДК 550.837

**ПРИМЕНЕНИЕ ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ И СЕЙСМИЧЕСКИХ ЗОНДИРОВАНИЙ
ПРИ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ СОСТОЯНИЯ
ГРУНТОВЫХ ГИДРОТЕХНИЧЕСКИХ СООРУЖЕНИЙ**

О.И. Федорова, В.А. Давыдов, В.Ю. Горшков, А.В. Маликов

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

Abstract. Results of the investigation of condition of the soil hydraulic engineering construction by electrical and seismic soundings are considered.

Изучение состояния грунтовых гидротехнических сооружений (ГТС), в первую очередь плотин и дамб, ограждающих водоемы с запасами пресной воды или с жидкими отходами производства, является актуальной инженерно-геологической, а также геоэкологической задачей. С течением времени прочностные свойства грунта, слагающего ГТС, ослабевают и в теле сооружения появляются дефекты, приводящие к его разрушению. Прямые методы исследований состояния ГТС дают точечную информацию об изменении физических свойств насыпного грунта, поэтому недостаточно полно отражают ситуацию. Для оперативного контроля гидротехнических сооружений давно используют геофизические методы. Основные задачи, которые ставятся перед геофизическими исследованиями: выявление зон обводненности и разуплотнения насыпного материала; определение мест инфильтрации воды в основании сооружения. Ранее было показано, что для решения подобных задач достаточно применить не дорогостоящие известные кондуктивные электроразведочные методы, которые чувствительны к изменению количества и минерализации влаги в порах горной породы [1]. Но определение областей разуплотнения грунта по увеличению его электросопротивления, не дает однозначности результата.

Целью исследований ставилось для повышения эффективности обследования грунтовых гидротехнических сооружений применить геофизический комплекс, включающий совмещенные вертикальные (ВЭЗ) и дифференциальные (метод MAN) электрические и сейсмические (МПВ) зондирования. Экспериментальные исследования провели на плотине Ельчевского водоема-отстойника (Свердловская обл.), куда десятки лет сбрасываются шахтные воды. Отстойник находится недалеко от Волчихинского водохранилища. Плотина, сложенная преимущественно суглинком с примесью щебня, имеет протяженность около 700 м. В основании плотины залегают осадочные и эффузивные породы (рис.1 б).

Профиль работ проходил по верхнему бьефу плотины. Электрические зондирования проводили через 20 м (пк0 – пк64). Использовали аппаратуру ЭРА-МАХ, ЭРА-ЗНАК. Теоретические основы дифференциальных электроразведочных зондирований и методика комплексирования их с вертикальными зондированиями рассмотрены в работах [2, 3]. По количественной обработке вертикальных зондирований, выполненных по программе IPI2win, построен геоэлектрический разрез. Результаты дифференциальных зондирований представлены в виде разреза измеренных разностей потенциалов отнесенных к току $\Delta U/I$ от полуразноса установки $MN/2$. Сейсмические зондирования проводились по методике комбинированных наблюдений МПВ и MASW (многоканальный анализ поверхностных волн) 24-канальной портативной цифровой сейсмостанцией «Синус-24М», разработанной в Институте геофизики УрО РАН [4]. Сейсмоприемники устанавливались через 2 метра. Обработка сейсмических данных выполнена комплектом специализированных программ.

По результатам сейсмических исследований построены разрезы скоростей продольных и поперечных волн (рис.1 а). Выделены две преломляющие границы. В пределах первой сейсмические скорости составляют: $V_p = 200\text{--}250$ м/с, $V_s = 120\text{--}160$ м/с. Ее можно связать с разуплотненными грунтами зоны аэрации. Далее пластовые скорости возрастают $V_p = 300\text{--}500$ м/с и $V_s = 150\text{--}200$ м/с, что свидетельствует об уплотнении и повышении влажности грунта. Вторая преломляющая граница разделяет насыпную часть дамбы от прежней дневной поверхности. В районе этой границы происходит скачек $V_p = 1500\text{--}2000$ м/с за счет водонасыщения как насыпного грунта, так и грунтов коры выветривания.

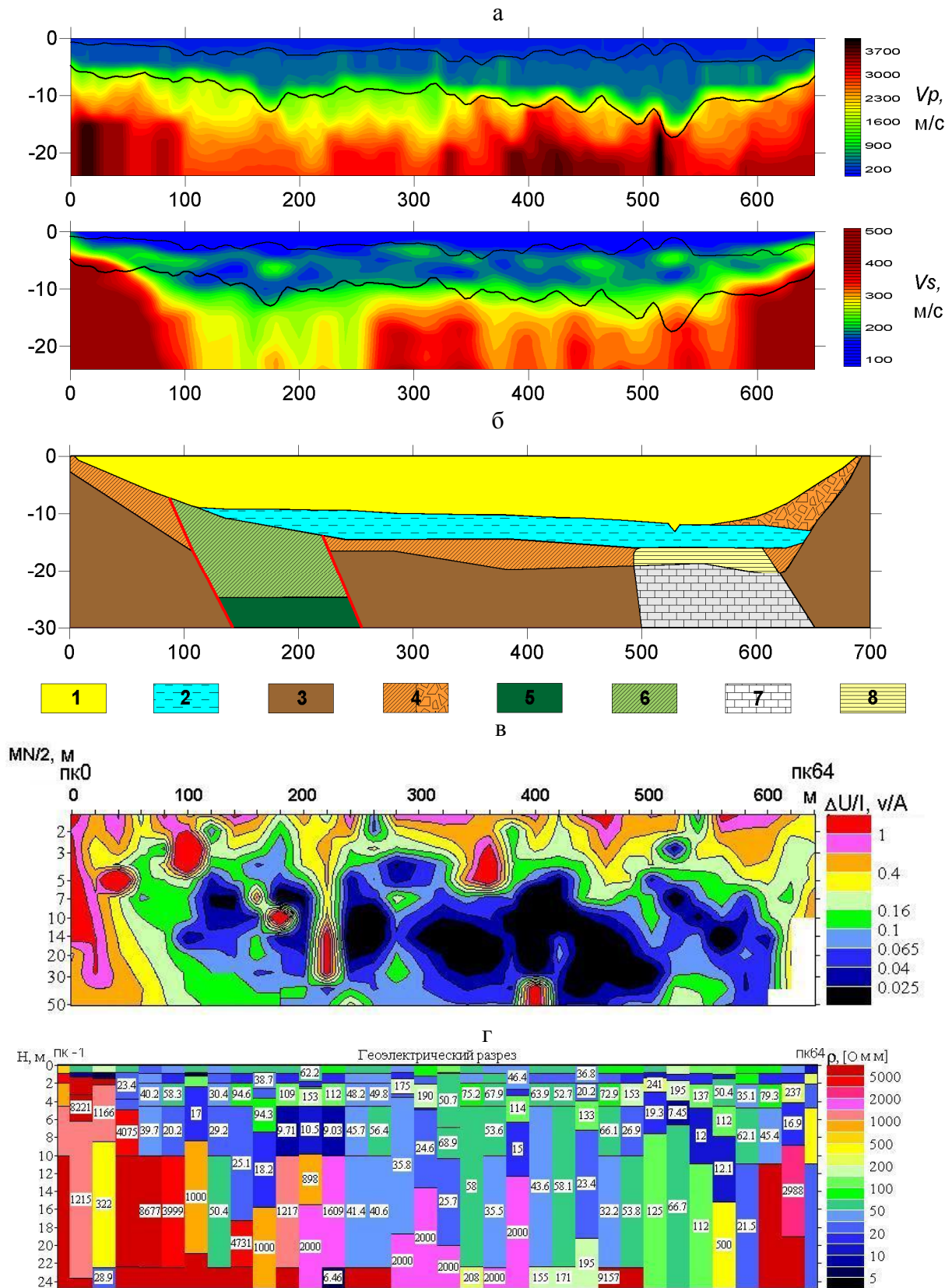


Рис.1. Результаты сейсморазведочных и электроразведочных работ на плотине Ельчевского водохранилища: а - скоростные разрезы продольных (V_p , м/с) и поперечных (V_s , м/с) волн, черными линиями показаны сейсмические преломляющие границы; б - геологический разрез участка работ; разрезы дифференциальных (в) и вертикальных (г) электроразведочных работ.

Условные обозначения:

1- тело плотины; 2- аллювиальные отложения; 3- порфириды; 4- элювиальные и делювиальные суглинки коры выветривания порфиридов; 5- туфы; 6- кора выветривания туфов; 7- известняки; 8- глины.

41-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского, 2014 г.

На отметках 530, 170, 500 выделяются зоны депрессии, первая связана со старым руслом реки, остальные возможно с палеоруслунами. В коренных породах $V_p = 2000\text{--}4000$ м/с, $V_s = 400\text{--}800$ м/с. Несмотря на контрастное поведение продольных волн, более четко выделяются субвертикальные границы пород разного состава на разрезе V_s , в частности тектонические контакты порфиритов и туфов (рис. 1а).

На разрезе, полученном по результатам дифференциального электротондирования, (рис.1. в) в верхней части плотины преобладают повышенные значения $\Delta U/I$, связанные с участками пониженной электропроводности. В средней, нижней части плотины и под ее основанием на фоне пониженных значений разности потенциалов, указывающих на переувлажнение грунтов, также наблюдаются и повышенные (отметки 160-180, 220-240, 280-300, 380-400 и т.д.). Это можно связывать с контактами сред разной электропроводности. С учетом особенностей, выявленных при дифференциальных зондированиях, выполнена количественная интерпретация кривых ВЭЗ. На разрезе вертикальных зондирований (рис.1.г) до первой преломляющей сейсмической границы (глубина в среднем 2 м) выделяются два слоя, затем наблюдается высокоомный слой, который местами или отсутствует, или проявляется на большей глубине. В средней и нижней части плотины выделяются электропроводные зоны, нижняя граница которых доходит до основания плотины и глубже. Зоны депрессии в нижней преломляющей границе подтверждаются пониженным электросопротивлением. В теле плотины выделяются два протяженных участка повышенной обводненности: отметки 80 – 220 и 480 – 560, здесь возможна инфильтрация воды через основание ГТС. Центральная часть плотины обводнена в меньшей степени, вода здесь фильтруется в кору выветривания и распространяется по рыхлым осадочным образованиям.

Предложенный комплекс сейсмических и электрических зондирований для обследования грунтовых ГТС позволяет наиболее полно оценить состояние сооружения. Информационные параметры обоих методов коррелируют и дополняют друг друга, что повышает однозначность физико-геологической интерпретации полученных результатов.

Работа выполнена при поддержке проекта ОФИ (№ 13-5-004-СГ).

Список литературы

1. Улитин Р.В., Гаврилова И.Э., Петухова Ю.Б., Федорова О.И., Харус Р.Л. Геоэлектрика при решении геоэкологических и инженерно-геологических задач // Теория и практика геоэлектрических исследований. Сб. науч. трудов. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. С. 84–98.
2. Улитин Р.В., Федорова О.И. Способ геоэлектроразведки. Патент №2332690 №2006140014/28 от 13.11.2006, регистрация 27.08.2008 Бюл. №24
3. Улитин Р.В., Федорова О.И. Особенности распределения электрического поля при дифференциальном электротондировании над локальными неоднородностями // Уральский геофизический вестник. 2009. №1. С. 65–69.
4. Сенин Л.Н., Сенина Т.Е. Сейсмическая станция «Синус» // Приборы и техника эксперимента. 2005. № 5. С. 162-163.

УДК 552.08.53 (550.834)

**СВЯЗЬ ЭЛЕМЕНТОВ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ С ГЕОФИЗИЧЕСКИМИ
КРИТЕРИЯМИ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЮГА ЯНО-КОЛЫМСКОЙ
СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ**

И.М. Хасанов, В.А. Терновский

hasanov@neisri.ru

*Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН
(СВКНИИ ДВО РАН), г. Магадан, Россия*

As a result of geophysical studies, the images of gold-ore deposits which are located both within the influence of deep faults and sub-vertical zones of high conductivity (Type I – deposit Natalka, Degdekan, Igumenovskoe), and outside these areas (Type II – Butarnoe, Doroznoe, Svetloe) are developed. Based on findings, the geophysical criteria of mentioned deposits were formed. The complex analysis of deposits' geophysical characteristics disclosed that the type I and type II deposits differ vastly in geophysical criteria, though they refer to the same mineralization type (gold-quartz).

В результате проведенных исследований в пределах южной части Яно-Колымской складчатой области выявлена сеть глубинных (до 25 км) субвертикальных зон аномально повышенной проводимости [1]. Выявленные субвертикальные проводящие зоны отождествляются с глубинными разломами, которые служат в качестве флюидоподводящих каналов и инициируют объемные физико-химические процессы, приводящие к резкому изменению физических свойств горных пород, находящихся в зоне их влияния, сопровождаются интенсивным смятием, рассланцеванием, кварц-углеродистым метасоматозом и где, происходит разгрузка рудоносных растворов. В петрофизическом, гравитационном и магнитном полях данные разломы фиксируются линейными зонами значительных градиентов. Выход субвертикальных проводящих зон на дневную поверхность в большинстве случаев пространственно совпадают с распределением известных глубинных рудоконтролирующих разломов, к которым приурочена значительная часть золоторудных узлов юга Яно-Колымской складчатой системы [2]. Одним из таких объектов является Омчакский золоторудный узел и расположенное в его пределах одно из самых крупных золоторудных месторождений России – Наталкинское. Результаты НИР позволили выделить геолого-геофизические критерии Наталкинского золоторудного месторождения, которые непосредственно свидетельствуют о корреляционных связях данного месторождения и субвертикальной зоны проводимости, в пределах которого оно расположено [2].

Однако данные, свидетельствующие о корреляционных связях субвертикальных зон повышенной проводимости и золоторудных узлов были получены только для одного объекта. Кроме того, на исследуемой территории имеются золоторудные месторождения, расположенные на значительном удалении от выделенных субвертикальных электропроводящих зон. Поэтому с целью заверки выявленных закономерностей были проведены комплексные исследования по разработке геофизических критериев золоторудных месторождений, расположенных как в области влияния на их формирование зон субвертикальной проводимости (и трассируемых ими глубинных разломов) – первый тип, так и расположенных вдали от данных зон – второй тип. По первому типу была проведена разработка геофизических критериев золоторудных месторождений Омчакского рудного узла (месторождение Наталка), Дегдеканского рудного узла (месторождение Дегдекан), Пионерского рудного узла (месторождения Игуменовское), по второму типу - Мякит-Хурчанского рудного узла (месторождение Бутарное) и Нексиканского рудного узла (месторождения Светлое и Дорожное).

Основными общими геофизическими критериями месторождений расположенных в зоне влияния глубинных разломов и трассируемые субвертикальными зонами проводимости (Наталка, Дегдекан, Игуменовское - месторождения I типа) являются:

1. Наличие положительной гравитационной аномалии. Они, по-видимому, отвечают ареалу разноуровневых линз повышенной плотности высоких порядков с перемычками между ними, которые, вероятно, служат долгоживущими рудно-магмоподводящими

41-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского, 2014 г.

каналами. Данные участки верхней коры содержат магматические очаги основного-среднего состава – источника добатолитовых малых интрузий, с которыми связывается главная масса рудного золота исследуемой территории [3]. Не исключено, что частично аномальный эффект связан с локальной концентрацией высокоплотных рудных минералов (сульфидов и окислов металлов), широко (до 5% от общего объема среды) развитых в пределах месторождений, слагающих данные рудные узлы.

2. Узлы пересечения зон градиентов поля силы тяжести северо-западного, северо-восточного и субширотного простирания. Градиентные зоны отвечают разноранговым разрывным нарушениям.

3. В статистических характеристиках рудные узлы приурочены к аномалиям отрицательной симметрии и положительного эксцесса поля силы тяжести.

4. Слабо дифференцированное магнитное поле, осложненное слабopоложительными и отрицательными локальными аномалиями на фоне резко дифференцированного магнитного поля фиксирующего ореолы контактово-измененных пород.

5. Рудная залежь (месторождение Наталка) и площадное (объемное) распространение вкрапленности рудоносных, прожилковых и линзовидных обособлений мелко-среднезернистого пирита с кварцевой и карбонат - кварцевой оторочкой (месторождение Дегдекан) характеризуются пониженным сопротивлением, повышенной поляризуемостью и зонами градиентов и локальными аномалиями ПФП.

6. Рудные зоны (месторождение Наталка) и рудоносное кварцевое прожилкование (месторождения Дегдекан, Игуменовское), сопровождающееся кулисными зонами жильного окварцевания фиксируются аномалиями высокого удельного сопротивления и пониженной поляризуемостью и характеризуются пониженной плотностью и нулевыми магнитными параметрами. И тоже время зальбандовые части кварцевых жил (или межзонное пространство) имеют пониженное сопротивление, повышенную поляризуемость и характеризуются резким увеличением петрофизических параметров.

7. Изменения в породах связанное с формированием данной группы месторождений (кливаж, рассланцованность линейное прожилкование) отображается в повышенных значениях параметра анизотропии удельного сопротивления.

8. Амплитудно-частотные характеристики вызванной поляризации для большинства рудных тел месторождений идентичны.

Вместе с тем существуют некоторые различия. Геометрические размеры и интенсивность аномалий гравитационного, магнитного полей и их производных для каждого рудного поля различны. При сохранении выявленных общих закономерностей в зональном распределении геофизических и петрофизических параметров их абсолютные значения изменяются в значительных пределах. Глубина залегания кровли основных гравитирующих масс для каждого из месторождений (рудных полей) различна (Игуменовское - 6,4 км, Наталка - 7,2 км, Дегдекан - 9 км).

Основными общими геофизическими критериями месторождений II типа, расположенных вне зон глубинных разломов и субвертикальной проводимости (Бутарное, Дорожное, Светлое) являются:

1. Наличие локального гравитационного минимума и спокойного слабо дифференцированного магнитного поля, аномалией повышенной концентрацией калия, пространственное совмещение которых ограничивает выход на поверхность компетентной среды - гранитоидов интрузивных тел. Локальные минимумы высокочастотной составляющей поля силы тяжести трактуются как колонны магмонасыщения (центры магматических очагов?), возможно, это проекции на поверхность каналов транзита магматического субстрата и сопутствующих флюидных потоков.

2. Рудоносные зоны отмечаются:

- зонами градиентов и линейными локальными аномалиями проводимости с положительными значениями асимметрии и эксцесса электромагнитного поля,

- аномалиями повышенной поляризуемости, которые ограничивают зоны и области развития сульфидной минерализации

- цепочкой слабоинтенсивных знакопеременных локальных аномалий магнитного поля укладываемых в полосу;

41-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского, 2014 г.

- зоной повышенных градиентов и концентрацией локальных аномалий повышенных и пониженных плотностных и магнитных (магнитная восприимчивость) параметров
- кварцевый материал рудных зон характеризуется низкими значениями плотностных и магнитных характеристик. При этом он характеризуется повышенными значениями параметра сопротивления и коэффициента анизотропии.

3. Слабоизмененные гранодиориты и березитизированные породы имеют высокое сопротивление и низкую поляризуемость и характеризуются стабильными и низкими значениями плотности, магнитной восприимчивости и остаточной намагниченности. Вмещающие эффузивные и осадочные породы характеризуются значительным повышением ПФП.

Наряду с вышеизложенным существуют некоторые отклонения в данной классификации. Вмещающие гранодиориты массива Сылгытар породы характеризуются более значительными размерам ореолов контактово-измененных пород, отмечающихся положительным дифференцированным магнитным полем, а также более значительным повышением и существенной дифференцированностью всех ПФП чем вмещающие породы штока Бутарный. Некоторые рудные тела месторождения Дорожное (р.т.1 и пр.) отмечаются линейными локальными аномалиями повышенного сопротивления. В пределах месторождения Бутарное таковых не встречается, при этом в границах штока более широко развиты коры выветривания, фиксирующиеся площадными аномалиями высокой проводимости. Указанные факты указывают на более значительную проработанность многофазного Сылгытарского массива и наличия в его строении множества апикальных невоскрывших частей.

4. Амплитудно-частотные характеристики процесса ВП (АЧХ-ВП) рудных тел месторождения Дорожное несколько различаются друг от друга. Рудные тела Буровое, №5, Дорожное и №6 имеют близкие АЧХ в диапазоне частот 0,3-19 Гц и существенно расходятся в диапазоне частот 24-176 Гц. Рудное тело 1 имеет весьма отличную АЧХ-ВП от всех остальных рудных тел. Эти факты, по-видимому, отражают вариации единой рудной генерации (к примеру, различный процент электронной и дырочной проводимости одних и тех же рудных минералов), что может быть связано с различными условиями их формирования. Рудная зона 1 месторождения Бутарное и рудное тело 1 месторождения Дорожное имеют идентичные АЧХ-ВП.

Таким образом, перечисленные обобщенные характеристики двух типов месторождений указывают на значительные различия «региональных» геофизических признаков на уровне рудных узлов – рудных полей - месторождений и существенную близость «локальных» признаков на уровне рудных тел. Исключение составляют АЧХ-ВП, которые имеют различные характеристики рудных тел для каждого из типов месторождений.

Работы велись в рамках интеграционного проекта № 12-П-СО-08-025 на период 2012-2014 гг. «Создание и сравнительный анализ геолого-геофизических моделей золоторудных провинций, узлов, полей и месторождений Востока России» а также в рамках договора о сотрудничестве между СВКНИИ ДВО РАН и ИГФ УрО РАН.

Литература

1. *Шарафутдинов В. М., Хасанов И. М.* Пространственные и генетические связи аномальных петрофизических зон, рудной минерализации и глубинной субвертикальной зоны повышенной электропроводности в пределах Наталкинского рудного поля // Вестник СВНЦ ДВО РАН. – 2006. № 4, С.2-11.
2. *Хасанов И. М., Шарафутдинов В. М.* Глубинное строение юго-востока Яно-Колымской складчатой системы по геофизическим данным и характерные особенности строения золоторудных узлов // Ученые записки Казанского университета. Сер. Естественные науки. – 2011. – Т. 153, кн. 3. – С. 230-246.
3. *Политов В.К., Стружков С.Ф., Наталенко М.В., Голубев С.Ю.* Основные особенности геологии и металлогении золота Центрально-Колымского региона // Руды и металлы. 2008. №4.- С. 16-30.

УДК 550.830,539.3

**К ВОПРОСУ ОБ ОБРАТНОЙ ЗАДАЧЕ АКТИВНОГО ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО
МОНИТОРИНГА ИЕРАРХИЧЕСКОЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ**

О.А. Хачай, А.Ю. Хачай¹

olgakhachay@yandex.ru, andrey.khachay@usu.ru

Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург, Россия

*1. Уральский Федеральный Университет, Институт математики и компьютерных наук,
Екатеринбург, Россия.*

Abstract: it is considered the problem of constructing approaches for solution of inverse problems of electromagnetic monitoring in a frame of hierarchic structure of geological medium. It is suggested a three stage approach for interpretation of electromagnetic data, which is widely used for 3D interpretation of mapping in a frame of frequency-distance active electromagnetic method. Here we had written new integral-differential equations for the third stage of interpretation named as theoretical inverse problem solution for 2D electromagnetic field in a frame of the N-layered model with a hierarchic inclusion of the k rank.

Исследования последних лет показали, что в эволюции динамических систем играют неустойчивости, природу которых изучает теория самоорганизации или синергетика. Информацию об их проявлении в нефтяном пласте при его отработке можно получить только используя данные мониторинга, чувствительные к его иерархической структуре. Следует отметить, что для изучения тонкой структуры дискретных иерархических сред, более высокой разрешающей способностью обладают геофизические поля, зависящие как от пространственных координат, так и от времени, либо частоты - это сейсмические и электромагнитные поля. Дополнительно к этому, эти поля, возбуждаемые сосредоточенными источниками, благодаря геометрии нормального поля, обладают фокусирующим свойством или свойством локализации, что позволяет достичь заданной разрешающей способности [1].

При изучении пространственно - временных изменений структуры, физических свойств геологической среды или массива горных пород и связанных с ними напряженно - деформированного или фазового состояния модель слоисто - блоковой среды с включениями усложняется: она представляет собой двух ранговую цепочку в общей иерархически неоднородной модели среды. Модель иерархически неоднородной среды для описания процессов деформирования и разрушения геофизической среды была впервые предложена академиком М.А.Садовским [2]. Развитию и использованию иерархично - блоковой модели среды на качественном уровне посвящен ряд работ сотрудников ИФЗ РАН [3,4]. Важную роль для понимания формирования и развития иерархии структурных уровней деформации в твердых телах играют теоретические и экспериментальные результаты, полученные на образцах [5], с помощью которых обоснован подход, базирующийся на представлении о диссипативных структурах в неравновесных системах [6]. В работах [7,8] Н.А. Караевым обобщены результаты сейсмических исследований по выделению участков земной коры со строением гетерогенного типа. Гетерогенность, по мнению автора, - важнейшая особенность горных пород, обусловленная неравномерностью распределения в пространстве геологических неоднородностей в виде включений всех масштабов, т.е. по сути дела изучение строения и динамики гетерогенных участков земной коры необходимо с использованием представлений об иерархичных моделях. Явления зональной дезинтеграции горных пород вокруг подземных выработок, связанные с дискретностью и фрагментацией среды, описаны академиком Е.И.Шемякиным с соавторами [9] и получили статус открытия [10]. Эти явления имеют место как в неглубоких шахтах (до 500 м), так и в глубоких шахтах (более 500 м). Результаты геолого-геофизических исследований сверхглубоких скважин показывают, что с увеличением глубины сложность геологического строения среды не уменьшается. Наконец, проблема мониторинга и прогноза состояния геологической среды требует тщательного отбора из имеющихся методик исследования трехмерных сред,

допускающих пространственно - временное (частотное) масштабирование и фокусирование. В работе [11] построен алгоритм 3D моделирования электромагнитного поля для произвольного типа источника возбуждения N -слойной среды с иерархическим проводящим включением, расположенным в J -ом слое.

При построении математической модели реального объекта необходимо в качестве априорной информации использовать данные активного и пассивного мониторинга, получаемые в ходе текущей эксплуатации объекта. Решение обратных задач имеет огромное значение для нефтяной промышленности, поскольку нефтяной пласт относится к числу природных систем, не поддающихся прямым измерениям и наблюдениям в целом [1].

В работе [12] предложена концепция поэтапной интерпретации переменного электромагнитного поля. На первом этапе определяются параметры нормального разреза, или параметры вмещающей одномерной немагнитной среды аномальные проводящие, либо магнитные включения. На втором этапе осуществляется подбор аномального переменного электромагнитного поля системой сингулярных источников, помещенных в горизонтально-слоистую среду с определенными на первом этапе геоэлектрическими параметрами. На третьем этапе решается теоретическая обратная задача, т.е. при заданных геоэлектрических параметрах вмещающей среды для набора параметров неоднородностей определяются контуры этой неоднородности. Получены явные интегро-дифференциальные уравнения теоретической обратной задачи рассеяния двумерного и трехмерного переменного и трехмерного стационарного электромагнитных полей в рамках моделей: проводящее, либо магнитное тело в ν -ом слое проводящего n -слойного полупространства.

В настоящей работе, используя подход, изложенный в работах [13,14], выписано уравнение теоретической обратной задачи для переменного электромагнитного поля (скалярный случай) для модели проводящая иерархическая неоднородность k -го ранга, расположенная в ν -ом слое проводящего n -слойного полупространства.

$$2\pi U^{\pm(k-1)}(M_0) = \int_{\partial D_k} ((U_v^{\pm(k-1)}(M_k) + U_v^{i(k-1)}(M_k)) \left(\frac{\partial G^{ak}(M_k, M_0)}{\partial n} - \left(\frac{b_\nu}{b_i} \right) \frac{\partial G(M_k, M_0)}{\partial n} \right) -$$

$$- b_\nu \left(\frac{\partial U_v^{\pm(k-1)}(M_k)}{\partial n} + \frac{\partial U_v^{i(k-1)}(M_k)}{\partial n} \right) \left(\left(\frac{1}{b_{ak}} \right) G^{ak}(M_k, M_0) - \left(\frac{1}{b_i} \right) G(M_k, M_0) \right) dl_k \quad (1)$$

$U^{+(k-1)}(M) = U(M) - U^{i(k-1)}(M)$, $U^{+(k-1)}(M_k)$ - аномальная составляющая $E_x^{+(k-1)}$ или $H_x^{+(k-1)}$ для неоднородности k -го ранга при $M_k \in \partial D_k$, $U(M)$ -суммарное поле E_x или H_x , $U^{i(k-1)}(M)$ - нормальное поле слоистого разреза E_x или H_x при $k=1$, при $k>1$ - поле E_x или H_x , вычисленное в результате решения прямой задачи с использованием алгоритма [11] для случая однородного по проводимости включения, расположенного в ν -ом слое n -слойной среды. $G^{ak}(M_k, M_0)$ - функция Грина для внутренности неоднородности k -го ранга, $G(M_k, M_0)$ - функция Грина n -слойной среды [13-14], b_ν, b_i, b_{ak} - комплексные коэффициенты для ν -го слоя, i -го слоя и внутри неоднородности ранга k , введенные в [12]. Иерархические неоднородности представляют собой вложенные несоосные проводящие σ_{ak} цилиндры, расположенные вдоль оси OX . В результате решения интегро-дифференциального уравнения (1) относительно функции $r(\varphi)$, описывающей контур искомой неоднородности k -го ранга, при заданных значениях функций, входящих в (1), как функции частоты и координат, и известных значениях физических параметров вмещающей среды и неоднородности k -го ранга, удастся определить эти функции.

Литература

1. Хасанов М.М. Нелинейные и неравновесные эффекты в реологически сложных средах./ Хасанов М.М., Булгакова Г.Т.//Москва.Ижевск: Институт компьютерных исследований. 2003.с. 288.
2. Садовский, М.А. Деформирование геофизической среды и сейсмический процесс / М.А. Садовский, Л.Г. Болховитинов, В.Ф. Писаренко – М.: Наука, 1987.– 98 с.
3. Дискретные свойства геофизической среды /Сборник научных трудов Института Физики Земли АН СССР – М.: Наука, 1989. – 173 с.
4. Родионов, В.Н. О моделировании природных объектов в геомеханике / В.Н. Родионов, И.А. Сизов, Г.Г. Кочарян // Дискретные свойства геофизической среды. – М.: Наука,1989. – С. 14-18.
5. Панин, В.Е. Структурные уровни деформации твердых тел / В.Е. Панин, В.А. Лихачев, Ю.В. Гриняев – Новосибирск: Наука, 1985. – 226 с.
6. Николис, Г. Самоорганизация в неравновесных системах / Г. Николис, И. Пригожин – М.: Мир 1979. – 300 с.
7. Караев, Н.А. Рудная сейсморазведка / Н.А. Караев, Г.Я. Рабинович – М.: Геоинформмарк. 2000. – 468 с.
8. Караев, Н.А. Сейсмическая гетерогенность земной коры и проблемы интерпретации результатов региональных наблюдений в ближней зоне / Н.А. Караев // Неклассическая геофизика. – Саратов 2000. – С. 30-32.
9. Шемякин, Е.И. Эффект зональной дезинтеграции горных пород вокруг подземных выработок / Е.И. Шемякин, Г.Л. Фисенко, М.В. Курленя, В.Н. Опарин и др. // ДАН СССР. –1986. – Т. 289. – № 5. – С. 830-832.
10. Шемякин, Е.И. Открытие № 400. Явление зональной дезинтеграции горных пород вокруг подземных выработок / Е.И. Шемякин, М.В. Курленя, В.Н. Опарин и др. // Бюллетень изобретений. –1992. – № 1.
11. Хачай О.А. Моделирование электромагнитного и сейсмического поля в иерархически неоднородных средах / О.А. Хачай, А.Ю. Хачай // Вестник ЮУрГУ, Серия «Вычислительная математика и информатика». – 2013. – Т.2, № 2, – С. 48–55.
12. Хачай О.А. Математическое моделирование и интерпретация переменного электромагнитного поля в неоднородной коре и верхней мантии Земли / О.А. Хачай // Докторская диссертация. Свердловск: ИГФ УрО РАН. – 1994. – 314 с.
13. Хачай О.А. Об интерпретации двумерных переменных и трехмерных стационарных аномалий электромагнитного поля./ О.А. Хачай // Изв. АН СССР, Физика Земли.1989, №10, С.50-58.
14. Хачай О.А. О решении обратной задачи для трехмерных переменных электромагнитных полей. О.А. Хачай // Изв. АН СССР, Физика Земли.1990, №2, С55-59.

УДК 550.837

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ЭЛЕКТРОМЕТРИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ ПРИ ИССЛЕДОВАНИИ ОСНОВАНИЯ ЖЕЛЕЗНОДОРОЖНОЙ НАСЫПИ

Л.А. Христенко, Ю.И. Степанов

liudmila.hristenko@yandex.ru

Горный институт УрО РАН, Пермь, Россия

Methods Electrometry is widely used to study the composition of soils and their filtration properties. The article includes the study of possibilities of use when interpreting the statistical characteristics of the parameters observed in electric fields.

Возможность картирования пространственных границ участков инженерно-геологических осложнений по результатам электрометрических наблюдений методами естественного поля (ЕП) и сопротивлений (СЭП) способствует их широкому использованию в условиях урбанизированных территорий. Для исследования линейных участков (насыпей, мостовых переходов, путепроводов, эстакад, участков тоннелей, подземных трубопроводов и др.), в силу нецелесообразности или отсутствия возможностей проведения площадных съемок, часто выполняются профильные исследования. Удачный опыт интерпретации профильных наблюдений методами ЕП и СЭП с помощью программного комплекса «КОСКАД-ПРОФИЛЬ» [1, 2], где в качестве вспомогательных признаков для классификации геофизических полей были использованы оценки статистических характеристик потенциалов U ЕП и кажущихся сопротивлений ρ_k ранее уже рассматривался авторами [3, 4].

На участках Свердловской железной дороги, для оценки влияния выработанного пространства участков недр Верхнекамского месторождения калийно-магниевых солей, проводились профильные исследования основания железнодорожной насыпи методами ЕП и СЭП. Измерения на субпараллельных и практически равноудаленных профилях рассматривались, как площадные. Значения потенциалов ЕП по профилям увязывались между собой и интерполировались в узлы площадной регулярной сети (рис.1а).

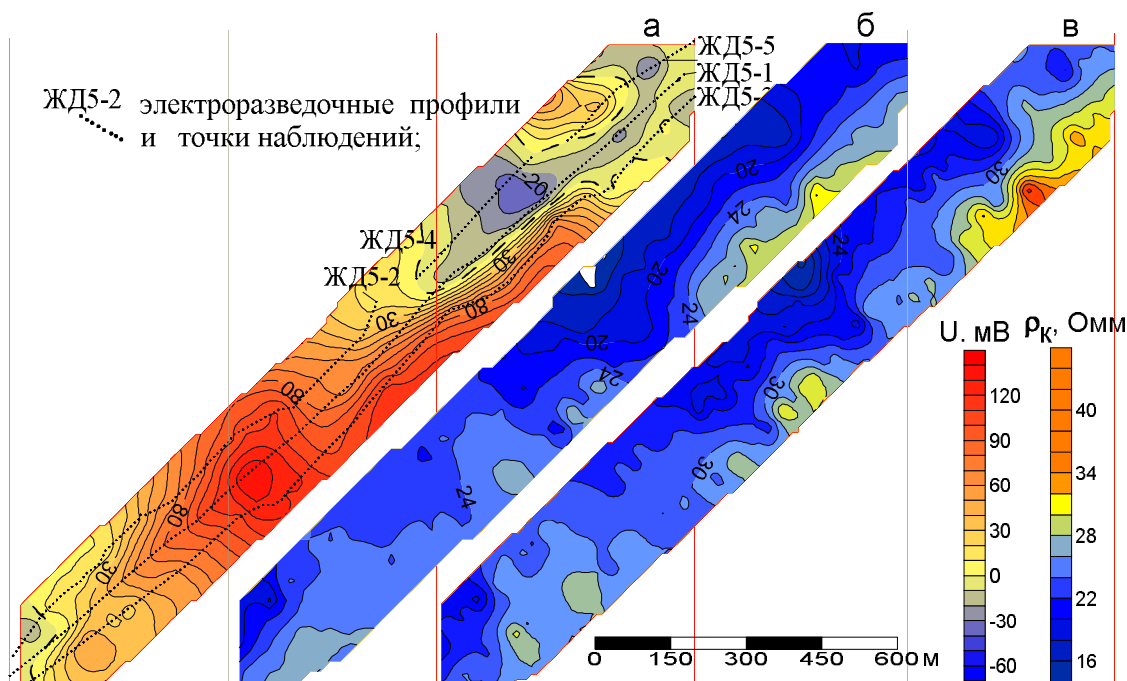
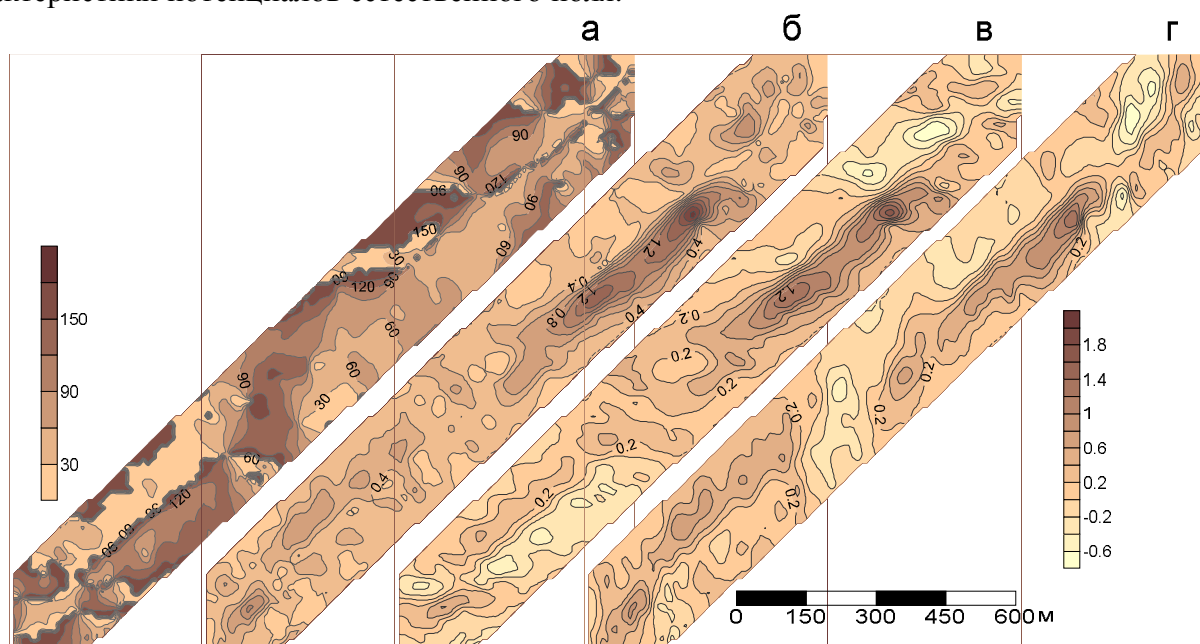


Рис. 1. Планы изолиний:

а - потенциалов естественного поля; б-в - кажущихся сопротивлений на разносах питающей линии АВ 100 (б) и 210 метров (в)

Измеренные по этим же профилям значения кажущихся сопротивлений ρ_k на двух разносах питающей линии АВ (110 и 210 м) тоже интерполировались (рис.1б-в). Интерпретация полученных полей осуществлялась с помощью программного комплекса «КОСКАД-2Д».

Алгоритмы, реализованные в «КОСКАД-2Д» позволяют рассчитывать вспомогательные признаки геолого-геофизических параметров и использовать их, наряду с самими параметрами, для комплексного анализа при решении задач районирования и геологического картирования. По приведенным на рис.1 геофизическим полям в скользящем «окне» рассчитывались статистические характеристики (среднее, дисперсия, асимметрия, эксцесс). В каждой точке приведенных полей рассчитывались градиентные характеристики (направление полного градиента, полный градиент в плоскости профилей и пикетов, градиент поля между профилями, градиент поля вдоль профилей). Каждая рассчитанная характеристика позволила более четко проследить скрытые или неявно выраженные в наблюдаемых полях особенности. В качестве примера на рис.2 приведены градиентные характеристики потенциалов естественного поля.



а - направление полного градиента (рад.); б - полный градиент в плоскости профилей и пикетов; в - градиент поля между профилями; г - градиент поля вдоль профилей

Рис. 2. Градиентные характеристики потенциалов естественного поля

Рассчитанные характеристики и сами наблюдаемые параметры объединялись в различном сочетании в многопризнаковое пространство и классифицировались различными методами. Методы общего расстояния и динамических сгущений дали очень близкие результаты. Расширение признакового пространства за счет включения градиентных характеристик сузило границы областей, полученных при классификации статистических характеристик. На рис.3 приведены результаты классификаций по 4 и 12 признакам. Результаты, полученные при классификации профильных наблюдаемых параметров и их статистических характеристик [3, 4], позволили локализовать участок инженерно-геологического осложнения между пикетами 180-250 м Пр.Жд5-1. Как видно на рис.3, локализованный участок пространственно попадает в однородную по комплексу признаков область, выделенную в результате классификации площадных наблюдений. Исходя из этого, можно предположить распространение участка инженерно-геологического осложнения между Пр. Жд5-1 и Пр. Жд5-3. По этому же комплексу признаков выделяется еще ряд областей: вдоль Пр.Жд5-3 между пикетами 240-370, 420-470, 590-610, 890-990; вдоль Пр.Жд5-2 между пикетами 1110-1160 и 2230-2250. С большой долей вероятности можно

говорить о наличии здесь инженерно-геологических осложнений, т.к. выделенные области соответствуют зонам значительных изменений наблюдаемых здесь физических параметров (U_{EP} и ρ_k).

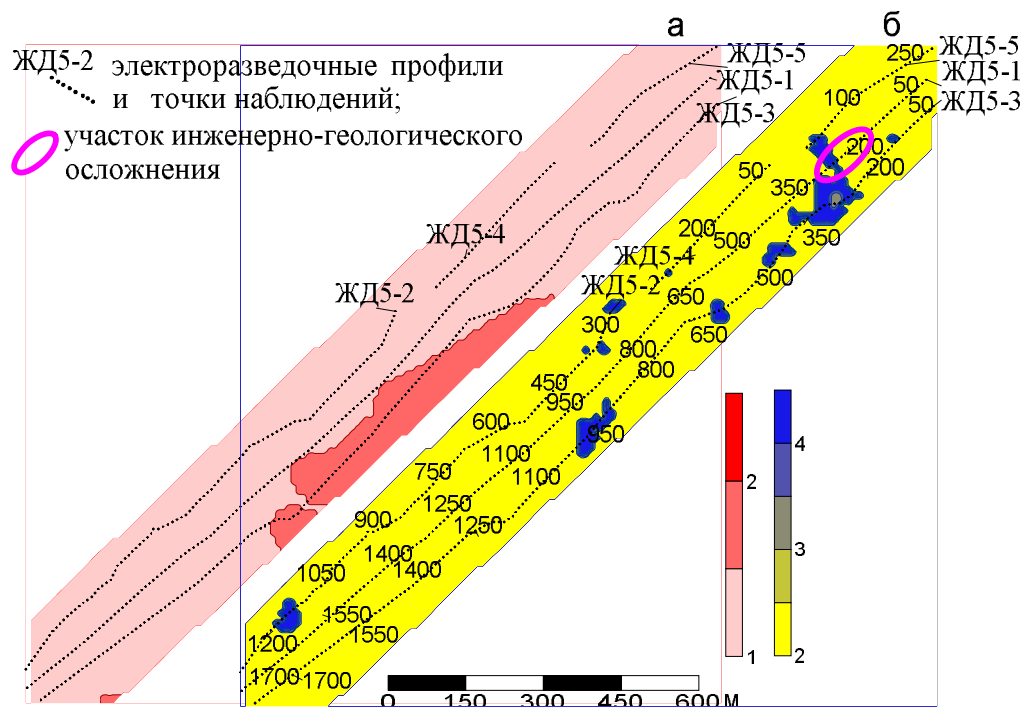


Рис.3. Результаты классификации данных методов ЕП и СЭП:
а - полученные по статистическим характеристикам потенциалов ЕП;
б - полученные по статистическим характеристикам потенциалов ЕП
и кажущихся сопротивлений

Использование вспомогательных признаков помогает сузить неоднозначность выводов о природе возникновения тех или иных изменений наблюдаемых параметров. Разбиение на классы по формальным признакам существенно облегчает локализацию участков инженерно-геологических осложнений, что крайне затруднительно по результатам качественного анализа наблюдений СЭП и ЕП.

Список литературы:

1. Петров А.В. Технология анализа геополей в скользящих окнах/ Петров А.В., Солоха Е.В. // 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
2. Компьютерная технология «КОСКАД 3D». Документация.
3. Христенко Л.А. Использование статистических характеристик при интерпретации результатов профильных наблюдений методами электротометрии // Геология и полезные ископаемые Западного Урала. Пермь: Перм. гос. нац. иссл. ун-т. 2013. С. 213-215
4. Христенко Л.А., Степанов Ю.И. Интерпретация профильных электротометрических наблюдений, выполненных в пределах Верхнекамского месторождения солей. // Глубинное строение, геодинамика, тепловое поле Земли, интерпретация геофизических полей. Седьмые научные чтения Ю.П. Булашевича. Материалы конференции. Екатеринбург: УрО РАН, 2013. С 327-328 (8-13 сентября)

СПОСОБ ПОСТРОЕНИЯ СТРУКТУРНЫХ СРЕЗОВ ПО КONTИНУАЛЬНОЙ ПЛОТНОСТНОЙ МОДЕЛИ

А.Г. Цудаев

atsidaev@gmail.com

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

В лаборатории математической геофизики ИГФ УрО РАН создана оригинальная поэтапная методика интерпретации гравитационных аномалий и построена непрерывная технологическая цепочка вычислений для построения трехмерных плотностных моделей в формате сеточных функций с использованием двумерных сейсмических разрезов различной протяженности и глубины [1]. Разработанный математический аппарат опирается на решение прямых и обратных задач гравиметрии на сетках большой размерности [2]. Сеточные функции трехмерного распределения плотности образуют каркас континуальной «градиентно-плотностной» модели.

Градиентная плотностная модель является первым приближением к реальному строению земной коры. При решении задач тектонического районирования возникает необходимость перейти от континуального трехмерного распределения плотности сеточной модели к некоторому содержательному набору геологических структурных границ, разделяющих слои и блоки с постоянной плотностью. Эта необходимость может быть вызвана несколькими причинами. В числе основных назовём а) желание упростить вычислительные схемы, поскольку такой переход позволяет в ряде случаев существенно уменьшить объём обрабатываемых данных; б) использование каких-либо априорных данных, позволяющих сделать вывод о том, что распределение плотности в исследуемом фрагменте земной коры может быть с достаточной точностью приближено моделью с кусочно-однородным распределением плотности. В любом случае необходимо каким-то образом выбирать как положение изоплотностных границ, так и значения плотностей для выше- и нижележащего слоя. Мы столкнулись с этой проблемой при исследовании глубинного строения Тимано-Печорской плиты. Континуальное (градиентное) распределение плотности представлено на рис. 1а.

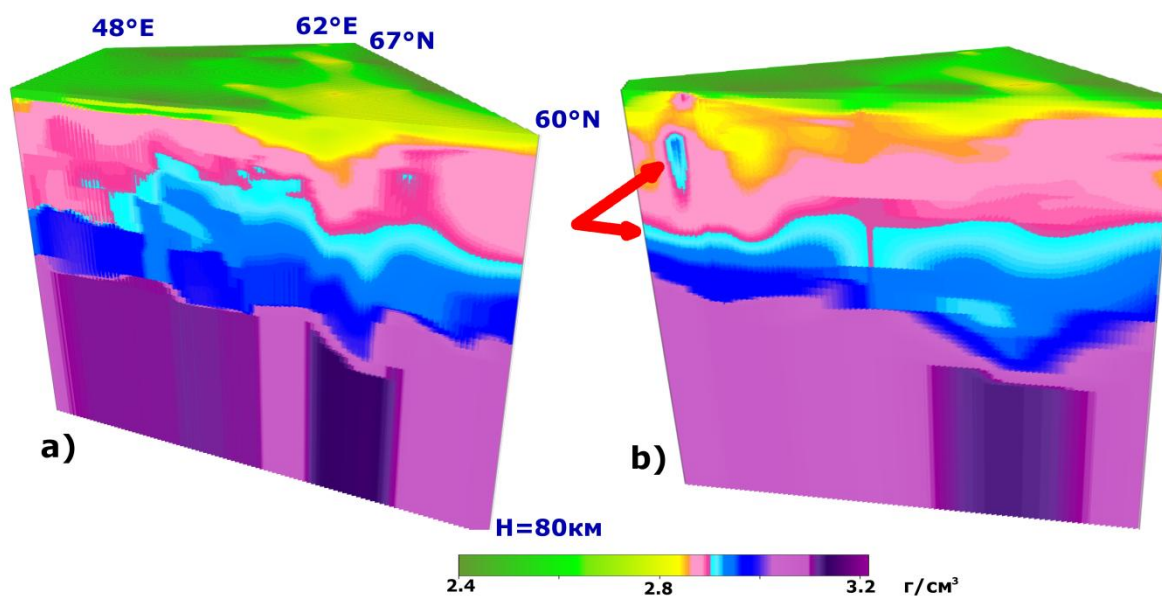


Рис.1. Континуальная трехмерная плотностная модель (а), её срез с демонстрацией возникшей проблемы (б)

Исходная модель представляет собой четырехмерный массив сеточных функций плотности – цифровой куб K :

$$K := \{x, y, z, \sigma(x, y, z)\}$$

Алгоритм выбора положения границ следующий:

1. Выбираем из каких-либо соображений значение плотности $\sigma_{иск}$, для которого строим границу $z(x, y)$.
2. Выбираем первую точку (x, y) на этой поверхности.
3. Получаем массив пар: «глубина z – плотность σ » для этой точки.
4. Рассчитываем три значения глубины z :
 - a. Минимальная из глубин, на которой плотность σ равна искомой плотности $\sigma_{иск}$,
 - b. Максимальная из таких глубин,
 - c. Среднее арифметическое значений a) и b).и в зависимости от наших представлений об исследуемом регионе выбираем одно из них. Выбор схемы a), b) либо c) происходит только на первой итерации и задаётся однократно на весь процесс.
5. Полученное z запоминаем и считаем глубиной залегания структурной границы в точке (x, y) .
6. Если обработаны не все точки (x, y) , то выбираем очередную и возвращаемся на шаг 3).

При малой дискретизации массива по глубине, на шаге 3 алгоритма требуется использовать линейную интерполяцию. Выбор схемы на 4 шаге очень важен, поскольку может значительно влиять на результат. Мы рекомендуем использовать для глубинных границ (и для границы Мохоровичича в частности) схему b), а для остальных (приповерхностных и среднеглубинных) границ использовать схему a). Выбор схемы c) рекомендуется делать только при наличии на то веских оснований, поскольку в этом случае реальное значение плотности на выбранной глубине может значительно отличаться от искомого. На рис.1б представлена ситуация, при которой выбор схемы значительно повлияет на результат. Видно, что имеется изолированное тело с плотностями, близкими к 2.9 г/см^3 (голубой цвет), расположенное значительно выше слоя с преобладающими плотностями $2.9\text{-}2.95 \text{ г/см}^3$, положение верхней границы которого мы желали бы обнаружить.

Однако стоит отметить, что целью такого выделения границ не является получение окончательного, тем более геологически содержательного решения. Построенные границы будут использоваться как границы нулевого приближения при решении обратных задач гравиметрии. Например, нами показано ранее [3], что при решении структурной обратной задачи гравиметрии методом локальных поправок использование некоторого осмысленно выбранного начального положения границы вместо привычной для этого метода асимптоты даёт значительное повышение устойчивости итерационного процесса.

В нашем случае по сейсмическим разрезам были определены 6 отражающих горизонтов, соответствующих пластовым скоростям 5.8, 6.0, 6.4, 6.6, 6.8, 7.7 м/с. По известным корреляционным зависимостям [4] были определены соответствующие им граничные плотности 2.76, 2.8, 2.88, 2.92, 2.96, 3.22 г/см^3 . На рис.2 представлен рельеф выделенных границ.

После выделения положения границ слоёв, необходимо определить и приписать им некоторую плотность. Для каждого слоя она определяется простым усреднением плотностей всех элементов начальной модели, расположенных между выделенными границами. Результирующая трехмерная слоистая модель представлена на рис. 3.

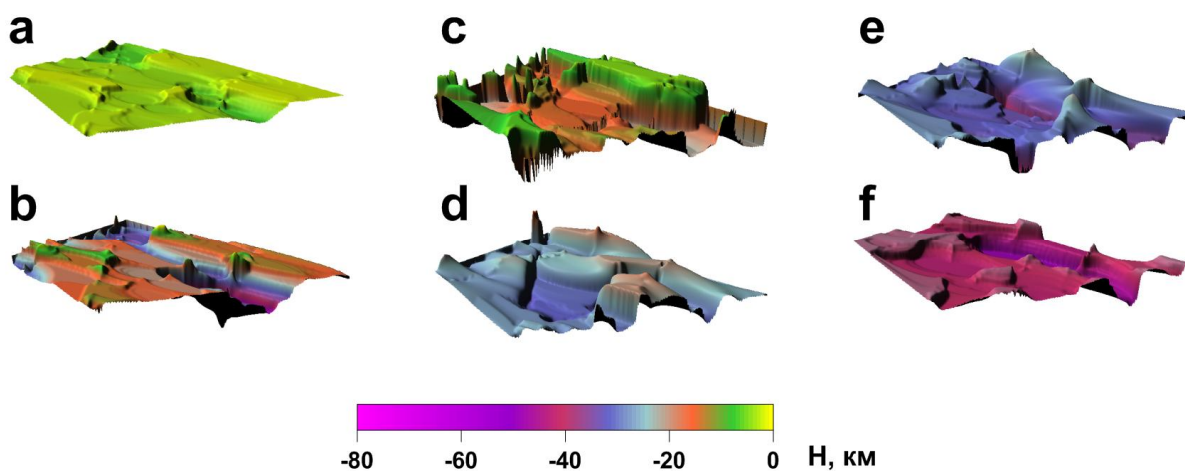


Рис. 2. Рельеф выделенных границ для плотностей:
а) 2.76, б) 2.8, в) 2.88, г) 2.92, е) 2.96, ф) 3.22 г/см³

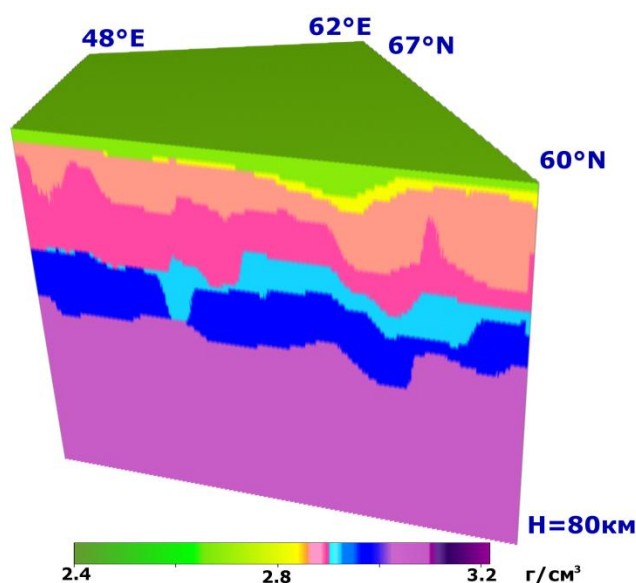


Рис. 3. Результирующая слоистая модель.

Работа выполнена при частичной поддержке проекта УрО РАН № 12-И-5-2067 и проекта Президиума РАН № 12-П-15-2019.

Литература

- 1) Ладовский И.В., Мартышко П.С., Дружинин В.С., Бызов Д.Д., Цидаев А.Г., Колмогорова В.В. Методика и результаты объемного сейсмоплотностного моделирования глубинного строения земной коры и верхней мантии на примере Среднеуральского сегмента // Уральский геофизический вестник. 2013. №2(22).С. 31-45.
- 2) Мартышко П.С., Ладовский И.В., Бызов Д.Д. О решении обратной задачи гравиметрии на сетках большой размерности // Доклады Академии Наук. 2013. том 450. № 6. С.702-707.
- 3) Мартышко П.С., Ладовский И.В., Цидаев А.Г. Построение региональных геофизических моделей на основе комплексной интерпретации гравитационных и сейсмических данных // Физика Земли. 2010. № 11. С. 23-35.
- 4) Мартышко П.С., Ладовский И.В., Колмогорова В.В., Цидаев А.Г., Бызов Д.Д. Применение сеточных функций в задачах трехмерного плотностного моделирования // Уральский геофизический вестник. 2012. № 1. С. 30-34.

УДК 550.831: 550.838

**СТРУКТУРЫ СКЛАДЧАТОГО ГЕРЦИНСКОГО ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА И
АРХЕЙСКОГО ФУНДАМЕНТА ЗАПАДНОГО СКЛОНА СЕВЕРНОГО И СРЕДНЕГО
УРАЛА ПО ДАННЫМ ГРАВИМЕТРИИ И МАГНИТОМЕТРИИ**

*М.С. Чадаев¹, Р.Г. Ибламинов², В.И. Костицын²,
В.А. Гершанок², Л.А. Гершанок², А.В. Коноплев²*

geophysic@psu.ru

¹*ФГБУН Горный институт УрО РАН, г. Пермь, Россия;*

²*ФГБОУ ВПО Пермский государственный национальный
исследовательский университет, г. Пермь, Россия*

According to the gravimetry and the magnetometry the folded structure of the sedimentary cover and the basement of the North and the Middle Urals are discussed.

В структурах западного склона Северного и Среднего Урала изучаемая территория располагается в пределах восточной части Предуральского краевого прогиба (ПКП), Западно-Уральской внешней зоны складчатости (ЗУЗС), Центрально-Уральского поднятия (ЦУП), крайней западной части Тагильского мегасинклинория, входящих в состав герцинской Уральской складчатой системы.

На рисунке представлены [1] горизонтальные срезы гравитационных и магнитных 3D-диаграмм для Северной и Южной зон в интервале эффективных глубин 5,5-7,5 км. Эти глубины приближенно соответствуют положению поверхности «Ф» разновозрастного фундамента. Нанесены также участки распространения магматических пород чехла, обозначенные буквами *a, б, в, г, д, е, ж*, выходящие на земную поверхность. При помощи анализа вертикальных срезов по линии I-I были выявлены (рисунок) положительные гравиметрические аномалии с номерами от 1 до 16. Аномалии 1–8 приурочены к ЦУПу и, за исключением 2-й и 8-й, по знаку и в значительной степени по конфигурации проявляются и в магнитном поле [2].

В ряде случаев геофизические аномалии совпадают с выходами магматических тел. Так, гравиметрическая аномалия 2, расположена на площади выхода гипербазитов вишерского клинопироксенит-дунит-перидотитового комплекса (обозначена буквой «а» на рисунке) [3]. Отсутствие проявления аналогичной аномалии в магнитном поле может служить дополнительным доказательством надвигового характера структуры ЛКМА, где расположены гипербазиты. Аномалия 3 совпадает с полем распространения базальтоидов чувальского метабазальтового комплекса (*б*). Оба названные комплексы датируются среднепоздним ордовиком.

Аномалии и комплексы ККМА расположены южнее и западнее аномалий ЛКМА в соответствии с положением этих структур. Аномалия 4 на поверхности сопровождается широким площадным распространением даек габброидов кваркушского метагаббродолеритового комплекса (*в*). Между 4 и 5 аномалиями расположены участки выходов даек пород чурольского габбро-долеритового (*г*) и кусьинско-промысловского пикрит-эссекситового (*д*) комплексов. Аномалии 5, 6 и 7 на поверхности пространственно совпадают с выходами пород щегровицкого метатрахит-метатрахибазальтового комплекса (*е, ж, з*). Кроме того, между аномалиями 6 и 7 располагаются небольшие тела серпентинитов сарановского габбро-анортозит-дунит-гарцбургитового комплекса. Большинство магматических комплексов ККМА датируется рифеем и вендом, а их образование связывается с рифтогенной палеотектонической обстановкой. Представляется, что полоса гравитационных и магнитных аномалий на территории распространения ККМА фиксирует положение корневой части рифтогенной структуры рифейского заложения.

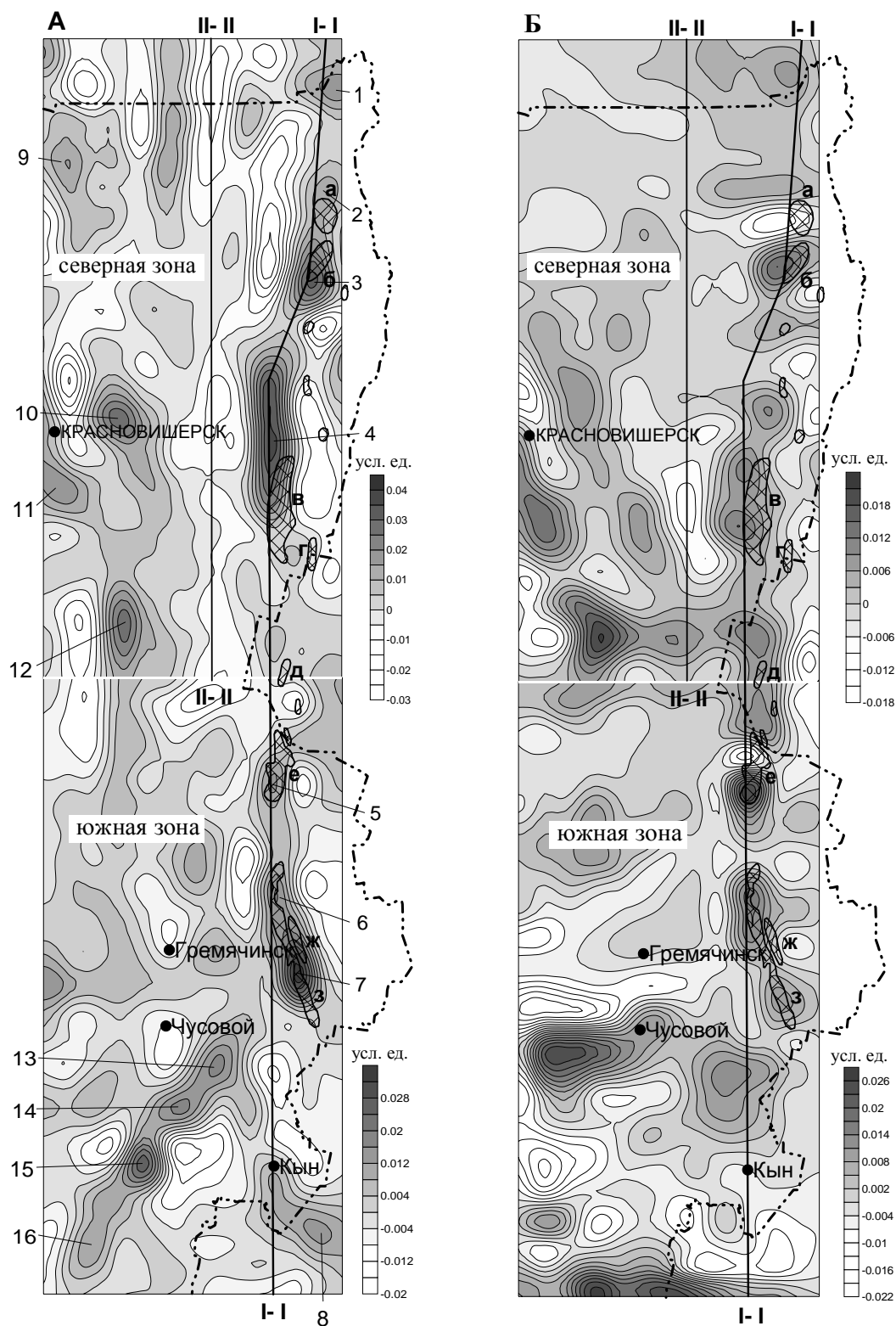


Рисунок. Горизонтальные срезы 3D-диаграмм Западного Урала по гравитационному (А) и магнитному (Б) полям на эффективной глубине 5,5-7,5 км. I-I, II-II – линии вертикальных срезов диаграмм, используемые для анализа; 1,2,3,..., 16 – нумерация гравитационных аномалий. Сплошной полужирной линией проведены контуры распространения магматических пород; а - серпентизированные гипербазиты; б - базальтоиды; в - габброиды; г - габбродолериты; д - пикриты; е, з - трахибазальты; ж - трахибазальты, серпентиниты

41-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского, 2014 г.

На территории Пермского края имеются месторождения нефти, угля, калийно – магниевого солей, золота, железа, меди, алмазов, хромитов и др. Развита рудоносная пачка J_{2b}-bt. Известны рудопроявления и россыпепроявления перечисленных, а также многих других полезных ископаемых. Так, при отсутствии месторождений имеются проявления молибдена и вольфрама.

В обобщающей работе [4] дано иллюстрированное геологическое описание всех видов рудных и нерудных полезных ископаемых в пределах Уральской полиформационной металлогенической провинции. Впервые обобщены [5] данные по хромитовым месторождениям и рудопроявлениям Урала.

С позиции дальнейших геолого-геофизических работ на базе гравиметрических и магнитометрических исследований в первую очередь заслуживают внимания западная территория (зона глубинных разломов на площади 58°30' – 61°00' с.ш. и 52°00' – 56°00' в.д.) и северо-восточная территория (зона глубинных разломов на площади 56°00' – 62°00' с.ш. и 56°30' – 60°00' в.д.) края.

Системой из двух глубинных разломов на западной территории субмеридионального направления контролируются Веслянский и Косинский рудные районы. Известны проявления железа, меди, золота, бокситов и других полезных ископаемых. Основное внимание здесь должно быть уделено выявлению тел кимберлитов.

На северо-восточной части территории также разломами субмеридионального направления контролируются преимущественно глубинными разломами Вишерский и Чусовой рудные районы.

Представляется, что наиболее перспективными в отношении полезных ископаемых, т.е. имеющими минерагеническое значение, являются субмеридиональные разломы. На северо-востоке территории в пределах Центрально-Уральского поднятия (ЦУП) они контролируют размещение вулканогенных железомарганцевых месторождений чувальского типа, а восточнее в пределах мойвинского рудного узла – скарново-шеелитовых проявлений мойвинского типа, золоторудных гидротермальных, а также стратиформных полиметаллических в докембрийских толщах.

Основное внимание здесь должно быть уделено выявлению тел кимберлитов.

Список литературы

1. Чадаев М.С., Ибламинов Р.Г., Гершанок Л.А., Гершанок В.А., Простолупов Г.В. Геологические структуры западного склона Северного и Среднего Урала по данным гравиметрии и магнитометрии // Литосфера, 2011, № 6. С. 134-140.
2. Гершанок В.А., Гершанок Л.А., Чадаев М.С. Полосовидная структура магнитного поля на территории Пермского Прикамья // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: мат-лы 32-й сессии Междунар. Семинара им. Д.Г. Успенского. Горный институт УрО РАН. Пермь: 2005. С. 55-56.
3. Ибламинов Р.Г., Лебедев Г.В., Гершанок В.А., Чадаев М.С., Гершанок Л.А. Выделение площадей для проведения высокоточных гравимагнитных наблюдений в пределах Пермской части Урала // Геология и полезные ископаемые Западного Урала: мат-лы юбил. конф. Пермь: Пермск. ун-т, 2011. С. 32-35.
4. Овчинников Л.Н. Полезные ископаемые и металлогения Урала. М.: ЗАО «Геоинформмарк», 1998. 412 с.
5. Перевозчиков Б.В. и др. Реестр хромитопоявлений в альпинотипных ультрабазитах Урала. Пермь: КамНИИКИГС, 2000. 474 с.

**ТЕХНОЛОГИИ ПРОСТРАНСТВЕННОГО
ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ДАННЫХ В СИСТЕМЕ «ВЕКТОР»**

М.С. Чадаев, М.В. Тарантин

gp_tms@mi-perm.ru

Горный институт УрО РАН, Пермь, Россия

Some novel methods of gravimetry and magnetometry data processing in the “Vector”-system are reviewed.

Проведение геофизических работ осложняется рядом факторов на территориях, где по общим и специфическим причинам техногенные воздействия на природную (географическую) и геологическую среды крайне нежелательны. К таким районам, безусловно, относится Арктическое побережье, шельф и другие, где очень высок экологический риск. Вместе с тем, упомянутые ограничения, налагаемые на производство геофизических работ, сокращают необходимый объем дополнительной информации.

В связи с этим разрабатываются способы томографического преобразования данных, позволяющие получить интерпретационные построения в классе «непрерывного» в трехмерном пространстве распределения геофизических параметров. Эти способы предпочтительны в условиях минимума априорной информации. К методам фильтрационной томографии относится векторное сканирование, реализованное в компьютерной технологии «ВЕКТОР», созданной в Горном институте УрО РАН под руководством В.М. Новоселицкого [1, 2, 3]. Примером аппроксимационной томографии является технология разделения источников гравитационного поля по глубине, разработанная в Институте геофизики УрО РАН под руководством П.С. Мартышко [4]. Технология на основе истокообразных функций при пересчете в верхнее полупространство предложена А.С. Долгалем (Горный институт УрО РАН) [5].

Система «ВЕКТОР» предназначена для повышения эффективности выделения полезного сигнала (разделение источников аномалий и снижения уровня помех). С этой целью выполняются следующие преобразования.

1. Повышение точности определения градиентов V_{zx} и V_{zy} .

Совместное использование аномалий силы тяжести и ее градиентов на созданной сети пунктов позволяет повысить объем извлекаемой информации за счет эффекта типа уплотнения сети (В.И. Почтарев, 1988; А.А. Харкевич, 1963).

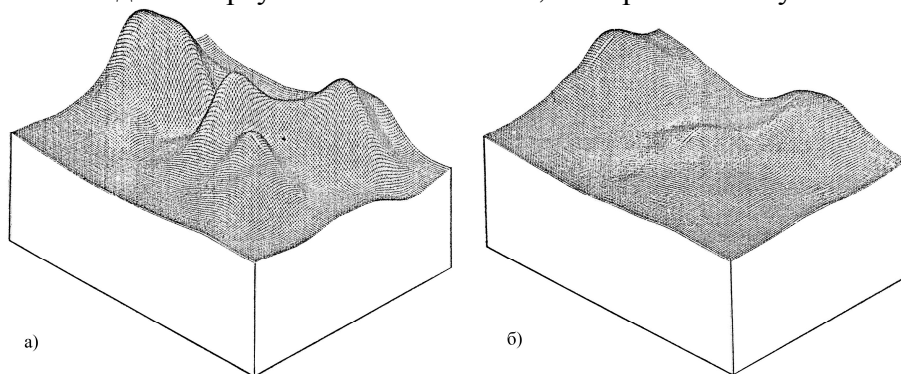
Наблюдения на треугольном полигоне – измерения с гравиметрами на пунктах, являющимися его вершинами, создают переопределенную систему для определения градиентов силы тяжести. При формировании треугольных полигонов на местности реализуется специальное условие высотного распределения пунктов. При обработке материалов стандартных съемок повышение точности определения горизонтальных градиентов осуществляется за счет тригонализации данных по системе параллельно расположенных профилей с многократным перекрытием полигонов, эффекта осреднения по площади треугольного полигона, за счет отнесения результирующего значения градиента к точке пересечения медиан треугольного полигона, что оптимально из условия минимизации дисперсии ошибки численного дифференцирования. Имеет место также ослабление влияния небольших местных плотностных неоднородностей.

Преобразование – отнесение точек определения градиентов к точкам пересечения медиан треугольника – характеризуется спектральным описанием типа Sinc-фильтра (А.С. Маргулис, 1993).

2. Учет влияния разной высоты гравиметрических пунктов.

В горной местности геологические, геофизические и геоморфологические параметры характеризуются высокой изменчивостью градиентов [6, 7]. В стандартной редукции претерпевают искажения и значения силы тяжести, и горизонтальные градиенты (В.И. Аронов, 1976; В.К. Орлов, 1983). Это обстоятельство требует пересчета значений поля на горизонтальную плоскость. Эта же задача имеет место и при высокоточных работах в условиях квазиравнинного рельефа. При редуцировании на горизонтальную плоскость градиенты по интенсивности и по направлению будут сохранять свойство фрактального самоподобия (А.И. Бурдэ, 1990; Д.А. Кулик, М.И. Черновский, 1990).

Пример ослабления разной высоты точек определения градиентов – точки пересечения медиан – приведен на рисунке. Как следует из данного рисунка, поверхность, образованная точками пересечения медиан треугольных полигонов отличается от горизонтальной поверхности. В связи с этим дополнительно производится пересчет градиентов, отнесенных к точкам пересечения медиан в треугольных полигонах, на горизонтальную плоскость.



Модели: рельефа местности (а) и поверхности, образованной точками пересечения медиан в треугольном полигоне (б)

Список литературы

1. Новоселицкий В.М., Долгаль А.С., Бычков С.Г. Новый алгоритмический базис технологии векторного сканирования геопотенциальных полей // Геофизические исследования Урала и сопредельных регионов. Материалы Международной конференции, посвященной 50-летию Института геофизики УрО РАН: Екатеринбург, Институт геофизики УрО РАН, 2008. с. 183-186.
2. Новоселицкий В.М., Простолупов Г.В. Векторная обработка гравиметрических наблюдений с целью обнаружения и локализации источников аномалий // Геофизика и математика. М.: ОИФЗ РАН, 1999. 104-107.
3. Чадаев М.С. и др. Свойства потенциала притяжения и получаемых на его основе производных / Чадаев М.С., Гершанок В.А., Простолупов Г.В., Гершанок Л.А., Тарантин М.В. // Геофизика, № 5, 2011. С. 25-30.
4. Мартышко П.С., Новоселицкий В.М., Пруткин И.Л. О разделении источников гравитационного поля по глубине // Электронный научно-информационный журнал "Вестник отделения наук о Земле РАН", 1(20): [www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dgggms/ 1-2002/scpub-7.htm#begin](http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dgggms/1-2002/scpub-7.htm#begin).
5. Долгаль А.С. и др. Применение компьютерных технологий интерпретации геопотенциальных полей при прогнозировании платино-медно-никелевого оруденения / Долгаль А.С., Калинин Д.Ф., Олешкевич О.И., Симонов О.Н. // Разведка и охрана недр, 2006, № 8. С. 57-65.
6. Аронов В.И. Обработка на ЭВМ значений аномалий силы тяжести при произвольном рельефе поверхности наблюдений. М.: Недра, 1976. 129 с.
7. Стогний Г.А., Стогний В.В. Геофизические поля восточной части Северо-Азиатского крата. Якутск: ГУП НИПК «Сахаполиграфиздат», 2005. 174 с.

УДК 550.837.6

**О РЕШЕНИИ ЗАДАЧИ ЛИНЕЙНОГО СОПРЯЖЕНИЯ ДЛЯ СТАЦИОНАРНОГО
ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ, ВОЗБУЖДАЕМОГО В СЛОИСТОЙ СРЕДЕ
С ЛОКАЛЬНОЙ НЕОДНОРОДНОСТЬЮ**

А.Ф. Шестаков

ФГБУН Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург, Россия

Abstract. The new approach to solving linear conjugacy problem for the stationary electrical field excited in layered stratified media with local inhomogeneity is presented.

Постановка граничных задач линейного сопряжения в теории электрического потенциала для моделей кусочно-однородных сред восходит к классическим работам [8], где решение задачи для локального объекта в однородной проводящей среде сведено к интегральному уравнению Фредгольма II рода относительно плотности простого слоя – эквивалентных источников, образующихся на границе неоднородности.

В отличие от классической постановки задач Дирихле или Неймана, в условия постановки задачи сопряжения не входит явный вид граничных условий, а учитывается лишь характер поведения сопрягаемых на границе элементов поля [2]. Для стационарных полей токов растекания задаются условия непрерывности электрического потенциала и нормальной составляющей плотности тока на границе сопредельных областей контрастных по электропроводности сред.

Для улучшения сходимости итерационного процесса Г.М. Воскобойников предложил альтернативный вариант решения задачи с использованием потенциала двойного слоя эквивалентных источников с неизвестной плотностью [1]. В результате для нее было получено интегральное уравнение Фредгольма II рода, имеющее математический смысл практически для любых физически допустимых значений электропроводности среды и объекта.

Следует отметить, что в рассмотренных выше подходах к решению задачи возникает необходимость на первом этапе предварительного вычисления неизвестной плотности (простого, либо двойного слоев), наведенных на границах неоднородностей, а уже затем на втором – вычисления потенциала по соответствующей интегральной формуле. А сама методика вывода интегральных уравнений основана на представлении решений для внутренней и внешней краевых задач и последующего их «сшивания» на границе с использованием естественных граничных условий.

При исследовании задач линейного сопряжения с использованием аппарата обобщенных функций оказалось, что можно избежать процедуры построения частных решений для каждой однородной области и последующего их сшивания на границах сопредельных сред, если изначально доопределить соответствующим образом значения полевых функций и материальных параметров среды на контактной поверхности [4, 5]. Основанный на этой концепции континуальный подход для кусочно-однородного пространства \mathbb{R}^3 , предполагает получение единого оператора решения прямой задачи для соответствующего потенциала в произвольной точке «безграничного» пространства \mathbb{R}^3 , как в точках непрерывности, так и в точках разрыва материальных параметров среды.

Специфика применения континуального подхода в задачах сопряжения рассмотрена применительно к модели одного локального (контрастного по электропроводности) объекта в однородной безграничной среде, возбуждаемой сторонним током [4]. Локализация источников стороннего тока достаточно произвольна. Кусочно-гладкое решение задачи представляется суммой Пуассоновских интегралов: объемного потенциала источников первичного поля и поверхностного потенциала простого слоя наведенных вторичных источников с плотностью, распределенной по границе контакта сопредельных сред. Неизвестная плотность простого слоя вычисляется через скалярное произведение внешней нормали и вектора электрического поля, отнесенного к точкам границы, в результате решения соответствующего интегрального уравнения Фредгольма II рода.

Последующее развитие методики решения краевых задач линейного сопряжения для системы многих тел с использованием второй обобщенной формулы Грина для многосвязной области выполнено в работах [5, 6], где построен обобщенно-непрерывный

дифференциальный оператор, описывающий распределение потенциала стационарных геофизических полей, возбуждаемых в кусочно-однородных средах, в произвольной точке пространства, включая контактные границы раздела сопредельных областей с различными значениями материальных параметров. В результате получена система интегральных уравнений относительно плотности эквивалентных источников простого слоя, наведенных на контактных поверхностях, дающая возможность в явном виде учесть эффект взаимного влияния аномалиеобразующих объектов для задачи многих тел.

В настоящей работе рассматривается дальнейшее развитие методики исследования краевых задач линейного сопряжения применительно к потенциалу стационарного электрического поля, возбуждаемого в слоистых проводящих средах с локальной неоднородностью. Для такой модели очевидным образом решается вопрос о параметризации функции многосвязной области в единой системе координат, если ее начало расположить в центре звездности погруженного локального объекта. Это дает возможность свести решение задачи к системе интегральных уравнений Фредгольма II рода относительно искомого потенциала, минуя предварительное определение плотности источников простого слоя.

Будем предполагать, что модель кусочно-однородной среды, заполняющей все пространство \mathcal{R}^3 образована семейством однородных контактирующих слоев D_i с гладкими поверхностями S_i и постоянными значениями электропроводности σ_i ($i = 0, \dots, K-1$), в нижнем слое расположена локальная неоднородность D_k с проводимостью σ_k и границей S_k .

Как известно, исходным уравнением для решения граничных задач стационарного электрического поля \mathbf{E} , определяемого через потенциал $\mathbf{E} = -\nabla U$, является условие неразрывности полного тока во всем пространстве [8]:

$$\operatorname{div}(\sigma \mathbf{E} + \mathbf{J}_{\text{ст}}) = 0 \quad \text{или} \quad \operatorname{div}(\sigma \nabla U) = \operatorname{div} \mathbf{J}_{\text{ст}}, \quad (1)$$

где $\mathbf{J}_{\text{ст}}$ – вектор плотности тока сторонних источников. Если последние имеют точечную структуру, то с учетом краевых условий вблизи локализованных источников [9], их общий вклад (суммарная мощность q) заменяется суперпозицией сингулярных источников:

$$q = \operatorname{div}(\mathbf{J}_{\text{ст}}) = \sum_i I_i \delta(M, M_i), \quad (2)$$

где I_i – сила тока, поддерживаемая сторонними силами в i -ом источнике, M_i – точка его локализации, δ – дельта-функция Дирака.

Раскроем дифференциальный оператор уравнения (1), считая коэффициент $\sigma(x)$ функцией координат точек неоднородного пространства.

$$\nabla^2 U + \frac{\nabla \sigma(x)}{\sigma(x)} \nabla U + \frac{q(x)}{\sigma(x)} = 0, \quad x \in R^3. \quad (3)$$

Уравнения (1) и (3) эквивалентны только для непрерывной функции $\sigma(x)$ с разрывом производных $\nabla \sigma$ не выше I рода. Но если среда кусочно однородна, а разрывный коэффициент σ аппроксимируется комбинацией импульсных (ступенчатых) функций, то на поверхности разрыва (граничной поверхности S контакта сопредельных областей) видоизмененный оператор (3) задачи сопряжения утрачивает математический смысл.

Для сохранения рамок континуального подхода к решению задачи в работах [4-6] показано, каким образом следует доопределить разрывные коэффициенты в (3) с использованием аппарата обобщенных функций и предложен способ вычисления прямых значений в точках разрыва. В основе подхода лежит обоснованное представление обратной величины $\sigma(x)$ во всем пространстве \mathcal{R}^3 с использованием ступенчатой характеристической функции области $H(\Phi_i)$.

В отличие от [6], где параметризация функции области определялась совокупностью центров звездности R_i отдельных областей D_i , для рассматриваемого модельного класса можно ограничиться одним только центром звездности R^* погруженного тела, если допустить, что каждое последующее объединение области D_k с внешними контактирующими слоями также будет являться звездным относительно R^* . Это значительно упрощает

параметризацию функции многосвязной области в единой системе координат и позволяет представить пространственное распределение $1/\sigma(x)$ в виде:

$$\frac{1}{\sigma(x)} = \frac{1}{\sigma_k} + \sum_{i=1}^k \left(\frac{1}{\sigma_{i-1}} - \frac{1}{\sigma_i} \right) \cdot H(\Phi_i), \quad H(\Phi_i) = \begin{cases} 1, & \Phi_i(r - R_{S_i}) > 0, \\ 1/2, & \Phi_i(r - R_{S_i}) = 0, \\ 0, & \Phi_i(r - R_{S_i}) < 0, \end{cases} \quad (4)$$

где $r = R_{S_i}(\theta, \varphi)$ определяет уравнение поверхности S_i относительно центра звездности R^* погруженного тела в сферической системе координат $\{r, \theta, \varphi\}$.

В результате дальнейших преобразований (3), аналогичных приведенным в работе [5], обобщенно-непрерывный оператор рассматриваемой задачи в \mathfrak{R}^3 принимает вид:

$$\nabla^2 U - \sum_{i=0}^{K-1} v_i(S_i) \delta(r - R_{S_i}) + \frac{q(x)}{\sigma(x)} = 0 \quad (5)$$

и представляет собой компактную запись второй обобщенной формулы Грина [2], согласно которой обобщенный лапласиан выражается через конечные скачки функции и ее нормальных производных на поверхностях разрыва. Здесь носителями δ функций служат поверхности контакта S_i различных по электропроводности сред; плотность v_i выражается через предельные значения нормальной производной потенциала на поверхности разрыва S_i :

$$v_i(S_i) = \frac{\partial U_{i+1}}{\partial N_{S_i}} - \frac{\partial U_i}{\partial N_{S_i}} = \frac{\sigma_i - \sigma_{i+1}}{\sigma_{i+1}} \frac{\partial U_i}{\partial N_{S_i}} = \frac{\sigma_i - \sigma_{i+1}}{\sigma_i + \sigma_{i+1}} \left(\frac{\partial U_{i+1}}{\partial N_{S_i}} + \frac{\partial U_i}{\partial N_{S_i}} \right). \quad (6)$$

В этом состоит одна из особенностей континуального подхода к решению задачи, проявляющаяся в том, что условия сопряжения, налагаемые на поведение потенциала вблизи контакта сопредельных областей непосредственно учитываются в редуцированном дифференциальном операторе (5), что обеспечивает их выполнимость в построенном решении, а соответствующие им слагаемые играют роль вторичных источников поля.

В пространстве сверточных трансформант с функцией обратных расстояний $r_{MM'} = |x_M - x_{M'}|$ из (5) с учетом (6) следует интегральное представление решения в виде суммы объемного потенциала сторонних источников первичного поля $W(x_M) \in C^1$ и «K» поверхностных потенциалов простого слоя вторичных источников $\Pi_i(x_M) \in C^0$, сосредоточенных на границах S_i раздела сред:

$$U(x_M) = -\frac{1}{4\pi} \iiint_{V_C} \frac{q(x_c)}{\sigma(x_c)} \frac{1}{r_{MC}} dV_C + \frac{1}{4\pi} \sum_{i=0}^{K-1} \frac{\sigma_i - \sigma_{i+1}}{\sigma_{i+1}} \iint_{S_i} \frac{\partial U_i(x_P)}{\partial N_{S_i}} \frac{dS_P}{r_{MP}} = W(x_M) + \sum_{i=0}^{K-1} \Pi_i(x_M), \quad (7)$$

где под знаком интеграла учитывается предельное значение нормальной производной потенциала на S_i в области D_i , в отличие от прямого ее значения, используемого в работах [5-6].

Дальнейшие преобразования интегральных слагаемых в (7), относящихся к аномальному потенциалу вторичных источников $U_a(x_M)$, определяются тем, в какой из областей D_i расположена текущая точка пространства x_M и основаны на применении второй формулы Грина к подынтегральным функциям по областям их регулярности. Опуская промежуточные выкладки, приведем окончательный результат суммирования преобразованных выражений:

$$U_a(x_M) = \frac{1}{4\pi\sigma_i} \sum_{i=0}^{K-1} (\sigma_i - \sigma_{i+1}) \iint_{S_i} U(x_P) \frac{\partial}{\partial N_{S_i}} \left(\frac{1}{r_{MP}} \right) dS_P, \quad x_M \in D_i. \quad (8)$$

Эти выражения являются интегральными представлениями аномального электрического потенциала для произвольной точки пространства, за исключением поверхностей контактов сопредельных областей, поскольку на них потенциал двойного слоя

терпит разрыв [2]. С другой стороны, это его свойство позволяет перейти к системе интегральных уравнений (которую здесь не приводим из-за ее громоздкости), если устремить x_M к каждой из границ S_i и учесть скачок предельных значений потенциала в соответствующем слагаемом.

Следствия.

Рассмотрим модель семейства четырех областей ($\mathcal{R}^3 = D_0 \cup D_1 \cup D_2 \cup D_3$) для $K = 3$, представляющую особый интерес в задачах электроразведки на постоянном токе: погруженный локальный объект D_3 с границей S_2 во вмещающей среде D_2 под слоем наносов переменной мощности D_1 с нижней границей S_1 и учетом криволинейной поверхности раздела земля-воздух S_0 .

Для такой модели интегральное представление потенциала в слое наносов (на котором обычно проводится размещение установок источников тока и выполняются измерения в кондуктивных методах наземной электроразведки) принимает вид:

$$U(x_M) = \frac{\sigma_0 - \sigma_1}{4\pi\sigma_1} \iint_{S_0} U \frac{\partial}{\partial N_{S_0}} \left(\frac{1}{r_{MP}} \right) dS + \frac{\sigma_1 - \sigma_2}{4\pi\sigma_1} \iint_{S_1} U \frac{\partial}{\partial N_{S_1}} \left(\frac{1}{r_{MP}} \right) dS + \frac{\sigma_2 - \sigma_3}{4\pi\sigma_1} \iint_{S_2} U \frac{\partial}{\partial N_{S_2}} \left(\frac{1}{r_{MP}} \right) dS + W(x_M) \quad (9)$$

При устремлении точки M к S_0 и S_1 с учетом предельных значений потенциалов двойного слоя из (9) возникает система двух нагруженных интегральных уравнений Фредгольма II рода, относительно соответствующих граничных значений потенциала. Третье уравнение системы образуется из интегрального представления, аналогичного (9), но записанного для точек вмещающей среды D_2 , при устремлении текущей точки к границе S_2 погруженного тела.

В частном случае $K = 2$ (слой наносов отсутствует), когда внешний потенциал, заданный на рельефе S_0 , может быть аппроксимирован системой сингулярных источников, то (9) становится уравнением теоретической обратной задачи для определения границы погруженного тела в рассматриваемой модельной постановке. Алгоритм вывода и решения подобного класса уравнений для звездных тел хорошо известен [7]. В данном случае он незначительно усложняется из-за появления дополнительного слагаемого в целевом функционале – интеграла по границе раздела S_0 от заданных значений потенциала.

Литература

1. Воскобойников Г.М. О вычислении стационарных электромагнитных полей в некоторых кусочно-неоднородных средах // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1973. № 9. С. 63–75.
2. Владимиров В.С., Жаринов В.В. Уравнения математической физики. Москва, «Физматлит», 2000. – 400 с.
3. Гельфанд И.М., Шилев Г.Е. Обобщенные функции и действия над ними. Москва, «Физматгиз», 1959. – 472 с.
4. Ладовский И.В., Шестаков А.Ф. Об аппроксимации разрывных коэффициентов в операторе краевой задачи линейного сопряжения // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Материалы 34-й сессии Межд. науч. семинара им. Д.Г. Успенского. –М.: ИФЗ РАН, 2007. С.160–164.
5. Ладовский И.В., Шестаков А.Ф. О континуальном подходе к решению задач сопряжения в теории потенциала для моделей кусочно-однородных сред // Материалы пятых научных чтений памяти Ю.П. Булашевича. – Екатеринбург: ИГФ УрО РАН, 2009. С. 280-285.
6. Ладовский И.В., Шестаков А.Ф. О решении задач линейного сопряжения для стационарных геофизических полей в кусочно-однородных средах // «Уральский геофизический вестник». 2009. № 2. С. 46-56.
7. Мартышко П.С. Обратные задачи электромагнитных геофизических полей. – Екатеринбург: УрО РАН, 1996. – 144 с.
8. Франк Ф., Мизес Р. Дифференциальные и интегральные уравнения математической физики. Москва – Ленинград, «ОНТИ», 1937. – 998 с.
9. Электроразведка: справочник геофизика. Книга 1. М.: Недра, 1989. – 440 с.

УДК 550.837

**АППРОКСИМАЦИОННО-ИТЕРАЦИОННЫЙ НЕЙРОСЕТЕВОЙ МЕТОД 3D
ИНВЕРСИИ ДАННЫХ ГЕОЭЛЕКТРИКИ**

М.И. Шимелевич, Е.А Родионов, Е.А. Оборнев

shimelevich-m@yandex.ru, evgeny_980@list.ru

*Российский государственный геологоразведочный университет имени Серго Орджоникидзе
(МГРИ-РГГРУ), Москва, Россия*

This paper presents a new approximate-iteration neural network method of 3D inversion, allowing to solve 3D inverse geoelectrics problems on rectangular grids of optimal dimension. The total number of unknown parameters of the environment is about $\sim n10^3$. The principle of constructing the inverse problem grids of optimal dimension is based on the calculated values of the modulus of continuity of the inverse operator. An example of 3D inversion of simulated areal data, corresponding essentially three-dimensional environments are presented.

Обратная задача геоэлектрики на практике сводится к решению *нелинейного операторного уравнения I рода* в заданном классе конечно-параметрических сред относительно вектора $s = (s_1, \dots, s_N)$ параметров среды вида [1]:

$$A_N s = e, \quad s \in S \subset R^N, \quad e \in R^M \quad (1)$$

где A_N – непрерывный оператор прямой задачи, $e = (e_1, \dots, e_M)$ – вектор исходных данных, заданных с некоторой погрешностью δ , S – замкнутое ограниченное множество в R^N .

При нейросетевом (НС) подходе решение уравнения (1) ищется в виде заданной нелинейной функции (нейросети) от входных данных e_1, \dots, e_M [3]:

$$s_n \approx \sum_{l=1}^L v_{nl} g \left(\sum_{m=1}^M w_{lm} e_m \right), \quad n = 1, \dots, N, \quad (2)$$

где g – заданная монотонная функция, например, $g(x) = 1/(1 + e^{-x})$, L – параметр, который характеризует сложность нейросети, $V = \{v_{nl}\}$, $W = \{w_{lm}\}$ – матрицы свободных коэффициентов нейросети. Если матрицы коэффициентов сети известны, то решение уравнения может быть получено в аналитическом виде для любых данных в рассматриваемом классе сред. Для определения свободных коэффициентов решается оптимизационная задача обучения нейросети методом обратного распространения ошибки [2].

В данной работе представлен аппроксимационно-итерационный нейросетевой (АИНС) метод 3D инверсии, позволяющий решать 3D обратные задачи геоэлектрики на прямоугольных сетках оптимальной размерности с общим числом неизвестных искомым параметров среды $\sim n10^3$ без использования априорной информации о строении среды. Искомыми параметрами s_1, \dots, s_N задачи в этом случае являются значения удельной электропроводности среды в узлах сетки обратной задачи. Суть АИНС метода заключается в построении последовательности нейросетей вида (2) на сужающихся подмножествах допустимых решений $S \supset S_1 \supset S_2 \dots$, диаметры которых определяются погрешностью интерполяционного решения, получаемого на предшествующем этапе. Принцип построения сеток обратной задачи оптимальной размерности основан на использовании расчетных значений модуля непрерывности обратного оператора, что обеспечивает практическую устойчивость приближенных решений уравнения (1) [3]. Решение уравнения (1) методом

41-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского, 2014 г.

АИНС на первой итерации совпадает с решением, полученным обычным НС методом [2]. Решения на последующих итерациях являются уточняющими.

В работе представлены примеры численного решения 3D обратной задачи МТЗ для площадных синтезированных данных, соответствующих существенно трехмерным средам.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов № 11-07-00662 и 13-05-01135. В работе использовались ресурсы суперкомпьютерного кластера МВС-6000ИМ МСЦ РАН.

Литература

1. Дмитриев В. И. Обратные задачи в геофизики. Москва, МАКС Пресс, 2012.
2. Шимелевич М.И., Оборнев Е.А. Аппроксимационный метод решения обратной задачи МТЗ с использованием нейронных сетей // Физика Земли. – 2009. – №12. – С.22–38.
3. Шимелевич М.И. Методы повышения устойчивости инверсии данных геоэлектрики на основе нейросетевого моделирования // Геофизика, 2013. №3. С. 49-56.

УДК 550.83.017:550.834.05

**ИТЕРАЦИОННАЯ ИЛИ МЕДИАННАЯ ПОЛОСОВАЯ ФИЛЬТРАЦИЯ КАК
СРЕДСТВО ФОКУСИРОВАНИЯ ПОТЕНЦИАЛЬНОГО ПОЛЯ В ТОМОГРАФИИ**

М.Б. Штокаленко, С.Г. Алексеев, Н.П. Сенчина

mihkelshtokalenko@rambler.ru

ФГУНПП «Геологоразведка», Санкт-Петербург, Россия

The tomography considered in the paper is carried out by downward continuation of potential field. A serious drawback of tomography is oblique (at 45°) interference from intensive field anomalies on the computed spatial distribution of the effective magnetization or density. If to continue down the components extracted from the field with iterative or median bandpass filter, then these interferences are suppressed as shown in the model and practical example.

Томографией называют послойное исследование объекта, которым, в данном случае, является геологическая среда, представленная пространственными распределениями плотности источников потенциального поля. Поскольку указанные распределения являются эквивалентными решениями обратной задачи, полученные расчётные свойства геологической среды называют эффективными. В томографии размерность результата на единицу больше размерности исходных данных, подобно тому, как вейвлет-преобразования связывают одномерный оригинал с двухмерным изображением. По одномерному профилю строится двухмерный томографический разрез, по двухмерным данным площадной геофизической съёмки создаётся трёхмерное представление исследуемой толщи.

В данном случае рассматривается томография на основе аналитического продолжения потенциального поля вниз по известной формуле

$$U(0,0,h) = 6U(0,0,0) - [U(0,0,-h) + U(0,h,0) + U(h,0,0) + U(0,-h,0) + U(-h,0,0)], \quad (1)$$

где U – потенциальная функция, h – глубина пересчёта.

Предварительная полосовая фильтрация поля является необходимой частью алгоритма, устраняющей промежуточные особые точки, на которых могло бы расщепиться поле при пересчёте вниз. Промежуточными названы особые точки, расположенные на глубинах меньше глубины пересчёта поля.

Кроме полосовой фильтрации расщеплению поля препятствует исключение из алгоритма последовательных операций, на которых могли бы накапливаться ошибки. Поле пересчитывается за один шаг, сразу на заданную глубину.

Параметры полосовой фильтрации подбираются на моделях, обеспечивая точную глубинную привязку результатов томографии.

Вопиющим недостатком томографии являются диагональные зоны влияния интенсивных аномалий, вытягивающиеся наискосок по разрезу, под 45°, с затуханием сверху вниз. Причина диагональной «наводки» заложена в самой формуле (1), рассматривающей точки поля, расположенные под углом 45° по отношению друг к другу.

При реализации расчётов по формуле (1) 4 значения поля на горизонтальной плоскости заменяются учетверённым средним по горизонтальной окружности радиуса h . В противном случае результаты расчётов зависели бы от выбора направления координатных осей, т.е. от того, попали ли в рассматриваемые точки локальные аномалии.

Полосовая фильтрация представляет собой в данном случае последовательное применение двух фильтров – выделяющего остаточные аномалии и сглаживающего выделенную локальную составляющую поля. Если в качестве указанных фильтров использовать осреднение поля скользящим окном, то при этом локальные аномалии, как известно, размазываются, ослабляются, но не срезаются полностью. Несоввершенством усредняющего фильтра и обусловлено диагональное влияние – наводка от интенсивных аномалий.

Для решения задачи разделения поля на частотные составляющие с минимизацией взаимного влияния выделяемых составляющих В.В.Ломтадзе [1] предложил алгоритм итерационной фильтрации, где величина обратная модулю локальной составляющей служит весовым коэффициентом при расчёте региональной, т.е. осреднённой составляющей. При этом влияние локальных аномалий на результаты фильтрации последовательно ослабляются. Расчёты по алгоритму В.В.Ломтадзе показали, что вычислительный процесс сходится к устойчивому решению за 5 – 7 итераций в профилем варианте.

В принципе, алгоритм должен работать и в площадном варианте, но итерационный процесс может потребовать значительных затрат времени при больших объёмах данных. По указанной причине в площадном варианте для выделения частотных составляющих поля применён медианный фильтр, реализованный в программе Surfer (Golden Software). Медиана ценна тем, что, в отличие от среднего, не зависит от аномальных значений, которые могут быть при этом даже «ураганными», поэтому медианная оценка фоновых концентраций элементов в пробах широко применяется в геохимии.

На применение медианного фильтра для анализа потенциальных полей было непросто решиться, поскольку вычисление медианы – операция, которую в аналитическом виде невозможно исследовать. Обоснованием для принятия решения послужили следующие рассуждения: спокойное поле имеет симметричное, близкое к нормальному, распределение вероятности по значениям поля. В этом случае медиана просто равна среднему, и от замены ничего не должно измениться. При наличии же интенсивных локальных аномалий, создающих резко асимметричное распределение вероятностей, картина наводок настолько неприглядна, что хуже уже не станет. Окончательная уверенность пришла после экспериментов с модельными примерами, когда у тела в форме куба на томографическом разрезе проступили углы, чего не было при усредняющей фильтрации поля (рис. 1 и 2).

В верхней части разреза при медианной фильтрации появились слабые плотностные аномалии-помехи характерного хаотичного вида. Поскольку в этой части разреза по условиям задачи ничего быть не должно, то будем считать хаотичный вид помехи диагностическим признаком, позволяющим отличать помеху от настоящей аномалии.

Уточнение глубинной привязки осуществляется в полных плотностях при сопоставлении с сейсмическим разрезом и выборе изолиний полной эффективной плотности, соответствующих отражающим горизонтам [2].

Диагональные наводки от интенсивных локальных аномалий легко отличить на томографических разрезах от тектонических флюидопроницаемых зон, которые также часто имеют косое направление. Флюидопроницаемые зоны выявляются по локальным понижениям эффективной плотности и эффективной намагниченности [3]. Такие зоны рассматриваются как поисковые предпосылки УВ и рудных месторождений, т.е. как условия, благоприятные для образования УВ и рудных залежей. Косое направление тектонических флюидопроницаемых зон обусловлено в данном случае механикой горных пород, которые раскалываются наискосок, по отношению к приложенным напряжениям. Отличие флюидопроницаемых зон от наводок заключается в следующем: наводки затухают сверху вниз, по мере удаления от локальных аномалий, их вызывающих. Флюидопроницаемые зоны, напротив, затухают снизу вверх, по мере удалению от мантии или магматического очага в земной коре. На рис. 3 и 4 показан пример выделения флюидопроницаемой зоны средствами томографии потенциальных полей при использовании усредняющего и медианного фильтров. Обратите, пожалуйста, внимание на согласованность отрицательных аномалий плотности и намагниченности на рис. 4, при использовании медианного фильтра. При этом исходные поля измерены и обработаны совершенно независимо друг от друга.

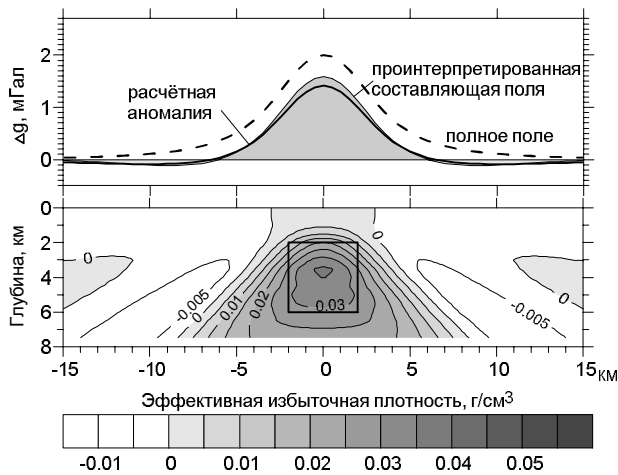


Рис. 1. Графики гравитационного поля и плотностной разрез куба со стороной 2 км и избыточной плотностью 0,1 г/см³, рассчитанный с усредняющим фильтром. Куб показан на разрезе жирной линией.

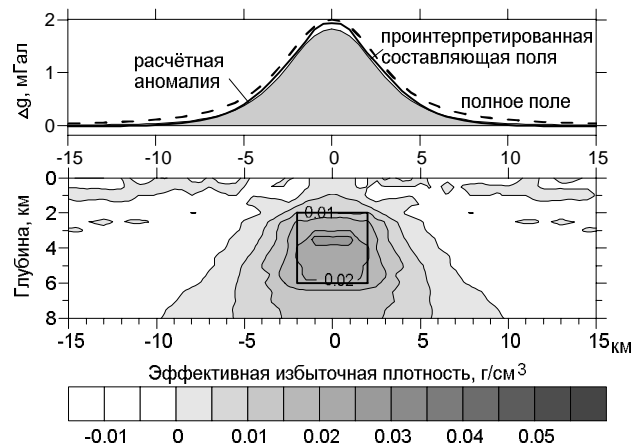


Рис. 2. Графики гравитационного поля и плотностной томографический разрез куба со стороной 2 км и избыточной плотностью 0,1 г/см³, рассчитанный с медианным фильтром

Результаты применения томографии на практических примерах, как правило, выглядят лучше, чем тесты на моделях. Дело в том, что реальный геофизический разрез содержит десятки или даже сотни особых точек потенциального поля, в то время как модельный пример – лишь несколько особых точек. Количество особых точек реального поля переходит в качество, обеспечивая устойчивость и адекватность решений.

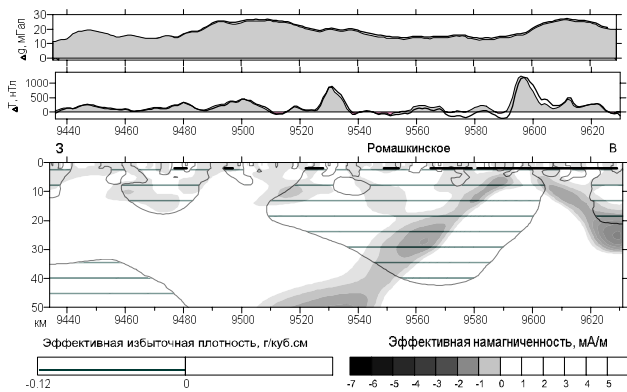


Рис. 3. Широтный томографический разрез через Ромашкинское месторождение УВ при усредняющей фильтрации. Жирная кривая на графике – расчётное поле от 3D-распределения эффективной плотности или намагненности. Жирные линии на разрезе – УВ залежи.

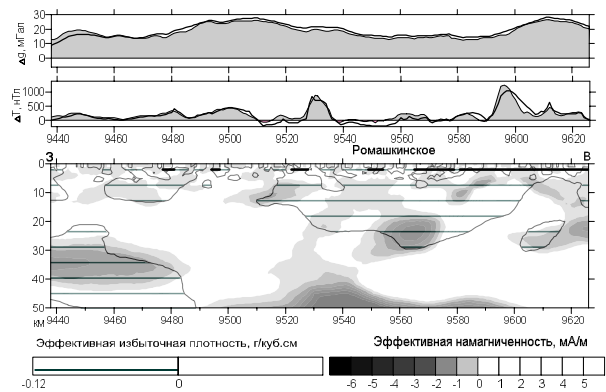


Рис. 4. Широтный томографический разрез через Ромашкинское месторождение УВ при медианной фильтрации. Обозначения такие же, как на рис. 3.

Список литературы

1. Ломтадзе В.В. Программное и информационное обеспечение геофизических исследований. М.: Недра, 1993. 268 с.
2. Штокаленко М.Б., Алексеев С.Г., Козлов С.А. От избыточной эффективной плотности к абсолютной // Материалы 40-й сессии Международного научного семинара им. Д.Г.Успенского. М.: ИФЗ РАН, 2013. С. 380 – 384.
3. Штокаленко М.Б., Ворошилов Н.А., Алексеев С.Г. Геофизические и геоэлектрохимические исследования флюидодинамических систем нефтегазоносных областей и рудных районов // там же, с. 384 – 388.

УДК 550.8.05

ВОЗМОЖНОСТЬ ПОВЫШЕНИЯ ТОЧНОСТИ ОПРЕДЕЛЕНИЯ УДЕЛЬНЫХ СОПРОТИВЛЕНИЙ ПОРОД МЕТОДОМ ЗМПП

И.А. Яхина, А.М. Яхин

yahina-gfs@yandex.ru

ООО НПФ «ВНИИГИС-ЗТК», ОАО НПФ «ВНИИГИС» (г. Октябрьский, РБ, РФ)

The geoelectric model is proposed in relation to conditions of Tatarstan oilfields. High resolution of TM-method and possibility of increasing the accuracy of determining the resistivity of rocks in square coincident-loop configuration is theoretically proved.

Определение удельных сопротивлений пород при доразведке нефтяных месторождений и повышение точности их определения в данный момент времени является важнейшей задачей при выделении целиков нефти, оценке степени обводненности продуктивных интервалов и т.д.

Наиболее эффективной установкой для достижения поставленной цели является совмещенная квадратная петля со стороной от 500м до 1000м. Момент таких установок меняется от $6 \cdot 10^6 \text{ А} \cdot \text{м}^2$ до $100 \cdot 10^{10} \text{ А} \cdot \text{м}^2$ при токе 1 А. Ниже показано, что эквивалентная установка диполь (генераторная установка) – петля (приемная) дает такие же переходные процессы начиная с времен 1-3 мс и говорить о различии детальности установок становится проблематичным.

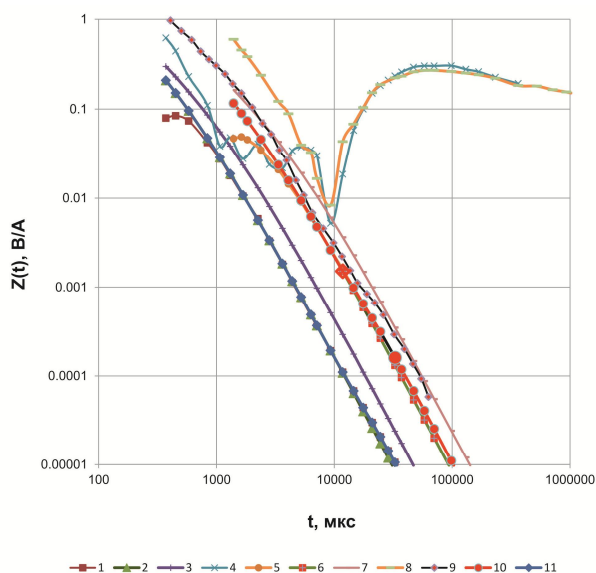


Рис. 1 Переходные процессы ЗМПП с совмещенными и дипольными установками: 1 – сигнал для дипольной установки (ДУ), эквивалентной по моменту совмещенной установке $L=500\text{м}$, $Z_{\text{dip}}(t)$; 2 – сигнал для $L=500\text{м}$ от однородного полупространства для $\rho=70 \text{ Ом}$, $Z_{\text{pp}}(t)$; 3 – сигнал для $L=500\text{м}$ от однородного полупространства для $\rho=35 \text{ Ом}$, $Z_{\text{pp}}(t)$; 4 – относительное превышение модельного сигнала над сигналом от ОПП для $\rho=70 \text{ Ом}$, $\theta(t)$; 5 – сигнал для дипольной установки, эквивалентной по моменту совмещенной установке $L=1000\text{м}$, $Z_{\text{dip}}(t)$; 6 – сигнал для $L=1000\text{м}$ от однородного полупространства для $\rho=70 \text{ Ом}$, $Z_{\text{pp}}(t)$; 7 – сигнал для $L=1000\text{м}$ от однородного полупространства для $\rho=35 \text{ Ом}$, $Z_{\text{pp}}(t)$; 8 – относительное превышение модельного сигнала над сигналом от ОПП при $\rho=70 \text{ Ом}$ для ДУ, $\theta(t)$; 9 – экспериментальный сигнал для совмещенной установки $L=1000\text{м}$; 10 – теоретический сигнал для $L=1000\text{м}$; 11 – теоретический сигнал для $L=500\text{м}$.

Для оценки разрешающей способности метода ЗМПП совмещенными квадратными установками были теоретически рассчитаны переходные процессы, приведенные на рис.1. Геоэлектрическая модель среды выбрана следующей: непосредственно под установкой с $L=500 \text{ м}$ и $L=1000 \text{ м}$ находится пласт мощностью $h_1=800 \text{ м}$ с удельным сопротивлением $\rho_1=70 \text{ Ом} \cdot \text{м}$; ниже – напластование мощностью $h_2=400 \text{ м}$ с $\rho_2=35 \text{ Ом} \cdot \text{м}$; подстилает его

напластование бесконечной мощности с $\rho_3=70$ Ом·м. По известным формулам рассчитаны и приведены $Z(t)$ для $\rho_2=35$ Ом·м и $\rho_1=\rho_3=70$ Ом·м для обеих установок, а также соответствующие сигналы для эквивалентных по моменту дипольных установок, определенных по палеткам $\rho_\tau(\tau/h_1)/\rho_1$ из альбома А.А. Кауфмана и др. [1]. В верхней части рисунка приведены относительные превышения (отклонения) переходных процессов $\theta(t)$ для обеих эквивалентных дипольных установок над сигналами от однородного полупространства (ОП) с $\rho=70$ Ом·м в совмещенных петлях.

По кривым $\theta(t)$ оцениваются начальные времена t_n , начиная с которых импедансы для совмещенных и дипольных установок совпадают в пределах принятой на практике 5% погрешности измерений переходных сигналов. Соответственно, для установки с $L=500$ м, $t_n=1,07$ мс и для $L=1000$ м, $t_n=5,25$ мс. Анализ $\theta(t)$ показывает, что превышения сигналов для выбранной геоэлектрической модели и от ОП начинаются практически с одного и того же момента времени $t_p=11,80$ мс, однако переходные сигналы на этом времени $Z_{500}(t_p)=1,08 \cdot 10^{-4}$, а $Z_{1000}(t_p)=1,53 \cdot 10^{-3}$ В/А, то есть различаются почти в 16 раз, что соответствует закономерности отношения сигналов – четвертой степени отношения сторон установок [2].

С точки зрения практической обработки и интерпретации влияние слоя с большей проводимостью ($\rho=35$ Ом·м) в геоэлектрическом разрезе типа «Н» можно характеризовать как небольшое и отнести его к слабоконтрастному. В трансформации $\rho_\tau(t)$ (рис. 2) выделяются их минимальные значения в интервале времени 70-98 мс кажущимися величинами 59-61 Ом·м. Таким образом, в этой трансформации кажущиеся значения весьма неопределенно оценивают истинные и совершенно отсутствует непосредственная оценка геометрии плоскостлоистого разреза. Для интерпретации $\rho_\tau(t)$ требуются дополнительные палетки и использование методик разработанных А.А. Кауфманом, Б.И. Рабиновичем, Г.А. Исаевым и др.

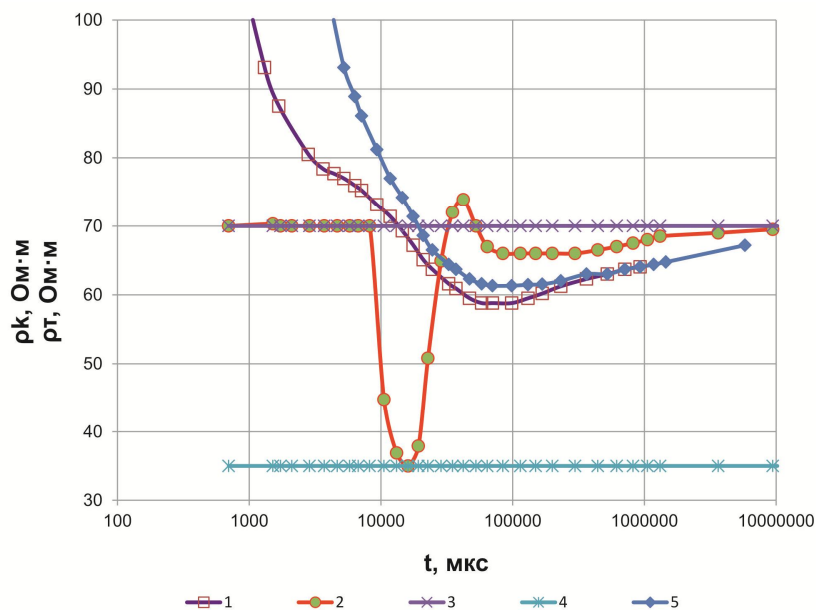


Рис. 2 Палеточные кривые ρ_τ для трехслойной модели среды в сопоставлении с рассчитанными значениями ρ_k по трансформациям $S_k(H_k)$: 1 – палеточные значения ρ_τ для дипольной установки, эквивалентной по моменту совмещенной установке $L=500$ м; 2 – рассчитанные значения ρ_k ; 3 – величина $\rho=70$ Ом·м; 4 – величина $\rho=35$ Ом·м; 5 - палеточные значения ρ_τ для дипольной установки, эквивалентной по моменту совмещенной установке $L=1000$ м.

Использование трансформации $S_k(H_k)$ и по ней $\rho_k(H_k)$ [2] позволяет непосредственно оценить геоэлектрику плоскостлоистой среды. В работах [3,4,5] показано, что

$$H_k = \frac{L}{2} k \cdot q_{z1},$$

где k – безразмерный параметр, определяющий $S_k(t)$ методом «плавающей плоскости»; $q_{гп}$ – коэффициент глубинности (рекомендованные для практики В.А. Сидоровым 0.67, 0.75), являющийся монотонно возрастающей функцией от k [4].

Использование динамических параметров $n(t)$ и $\delta(t)$ [4] позволяет повысить точность расчета $S_k(t)$, $H_k(t)$ и, тем самым, и $\rho_k(H)$, приблизив их к истинным значениям. Для сравнения с $\rho_\tau(t)$ диаграмма $\rho_k(t)$ приведена на рис. 2. Удельное сопротивление первого слоя определяется непосредственно на диаграмме $\rho_k(t)$ величиной в 70 Ом·м. Контрастный локальный минимум приводит $\rho_k(t_{min})=35$ Ом·м при $t_{min}=16,08$ мс. Однако на более позднем времени $t_{max}=42,80$ Ом·м возникает локальный максимум $\rho_k=74$ Ом·м и далее $\rho_k(t)$ плавно уменьшается до значений 66 Ом·м и далее возрастает асимптотически приближаясь к $\rho_1=70$ Ом·м. Границы раздела среды определяются по точкам перегиба кривой $S_k(H_k)$, h_1 – мощность первого слоя определяется величиной 796 м ($t_1=11,79$ мс), граница перехода к третьему бесконечному слою определилась на глубине 1200 м ($t_2=32,74$ мс).

Рассматриваемая геоэлектрическая модель является усредненной по результатам каротажа кажущегося сопротивления КС для условия Ромашкинского месторождения нефти в Татарии. Приведенные переходные сигналы могут являться опорными при постановке полевых работ методом ЗМПП. Указанный интервал включает нефтеперспективные отложения, начиная с середины среднего карбона (верейский ярус) и полностью нижнего (турнейский ярус). Зондирования проведены на Ерыклинском выступе на юге Ромашкинского месторождения нефти в р. Татарстан [6].

При достаточно точном определении $n(t)$ можно, определяя $\delta(t)$, оценить число напластований даже не рассчитывая $S_k(H_k)$ [5]. При использовании описанных методических приемов обработки и интерпретации и динамических параметров [4,5] существенно повышается разрешающая способность метода ЗМПП.

Литература

1. Альбомы трехслойных теоретических кривых зондирований становлением поля в ближней зоне: вып. №3 / А.А. Кауфман, В.Н. Курилло, Г.М. Морозова, Г.А. Исаев, Б.И. Рабинович. Методическое пособие. – Новосибирск, СНИИГГИМС, 1970. – 105 с.
2. Сидоров В.А. Импульсная индуктивная электроразведка [Текст] / В.А. Сидоров. – М.: Недра, 1985. – 192 с.
3. Яхин А.М. О функции глубинности при интерпретации результатов ЗСБ методом кажущейся продольной проводимости [Текст] / А.М. Яхин, И.А. Яхина // Строение литосферы и геодинамика: Материалы XXIII Всероссийской молодежной конференции. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2009. – С. 306-308.
4. Яхина И.А. Некоторые полезные экстремумы в зондированиях методом переходных процессов (ЗМПП) [Текст] / И.А. Яхина // Изв. ВУЗов. «Геология и разведка». – 2011. – №3. – С. 70-75.
5. Яхин А.М. Совершенствование алгоритмов интерпретации результатов импульсной индуктивной электроразведки применительно к поисковым и разведочным работам в верхней части разреза (ВЧР) осадочных пород [Текст] / А.М. Яхин, К.С. Епископосов, И.А. Яхина // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Материалы 40-й сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского, М.: ИФЗ РАН. 2013. – С. 396-400.
6. Электроразведка ЗМПП в варианте многомерных зондирований для доразведки месторождений углеводородов [Текст] / А.М. Яхин, К.С. Епископосов, И.Н. Файзуллин, М.Я. Боровский, А.А. Ефимов // Актуальные проблемы поздней стадии освоения нефтегазодобывающих регионов: Материалы Международной научно-практической конференции. – Казань: Изд-во «Фэн», 2008. – С. 524-528.

УДК 550.838

КОМПЛЕКСНАЯ АППАРАТУРА ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО СОСТОЯНИЯ ПОРОД В СКВАЖИНАХ

*Ю.Г. Астраханцев, И.И. Глухих, Н.А. Белоглазова, А.К. Троянов, А.Г. Вдовин,
Е.А. Баженова*

skvgeoph@mail.ru

ФГБУН ИГФ им. Ю.П. Булашевича УрО РАН, г. Екатеринбург, Российская федерация

Abstract. The new borehole equipment MESH-42 and MESHK-42 for simultaneous and continuous measurements of geoacoustic emission in three frequency bands (100÷500 500÷5000 and 2500÷5000 Hz), electromagnetic radiation at three frequencies (40, 80 and 120 kHz) and the geomagnetic field (Z) or the magnetic susceptibility of rocks (χ) in wells to a depth of 5 km has developed in the Institute of Geophysics UB RAS

Исследование геоакустических сигналов, электромагнитных полей, их взаимосвязь и влияние на них вариаций геомагнитного поля представляет большой научный и практический интерес при изучении геодинамического состояния горных массивов в их естественном залегании. Во многом сложность этой задачи связана с тем, что аномальные изменения естественного электромагнитного излучения (ЭМИ) и геоакустической эмиссии (ГАЭ), наблюдаемые в периоды высокой сейсмической активности, могут быть обусловлены как процессами перестройки геологической среды, так и изменением состояния ионосферы и магнитосферы Земли. Выяснение физических причин аномальных явлений может быть более объективным, если используются результаты одновременных скважинных измерений различных геофизических полей, отражающих изменение напряженно-деформированного состояния геосреды на глубине. С этой целью в Институте геофизики УрО РАН была разработана новая скважинная аппаратура МЭШ-42 и МЭШК-42, позволяющая одновременно и непрерывно производить измерения в скважинах глубиной до 5 км геоакустической эмиссии в трех частотных диапазонах (100÷500, 500÷5000 и 2500÷5000 Гц), электромагнитного излучения на трех частотах (40, 80 и 120 кГц) и геомагнитного поля (Z) или магнитной восприимчивости (χ). Аппаратура предназначена, как для проведения каротажа, так и для мониторинга геофизических полей на заданной глубине. Данная аппаратура прошла испытание на объектах Урала и Камчатки. На Камчатском геодинамическом полигоне проводились режимные измерения в опытной скважине «Родыгинская» в 2009 и 2010 гг. По результатам измерений 24-28 сентября 2010 г было отмечено: 1) уменьшение среднего уровня сигнала ЭМИ на частоте 120 кГц до 05.0 ч 25 сентября, после чего произошло увеличение амплитуды колебания сигнала; 2) повышение среднего уровня ЭМИ на частоте 70 кГц до 06.0 ч 25 сентября. Такие явления, возможно, связаны с подготовкой сейсмического события, произошедшего в районе наблюдений 25.09.2010 г в 23.53 ч на глубине 81 км. Аналогичные эффекты отмечались и ранее при регистрации электромагнитного излучения в различных частотных диапазонах на Камчатке и других регионах. Проведение каротажных работ, выполненных с данной аппаратурой, позволило расчленивать разрезы исследуемых скважин по геодинамической активности горных пород, выделить контакты пород с различными прочностными свойствами и т.д.

Таким образом, комплексное исследование магнитных и акустических параметров в скважинах позволяет получать дополнительную информацию о деформационных процессах, происходящих в районе исследования, более уверенно производить расчленение геологического разреза и оценивать тектоническую ситуацию в исследуемом районе.

Работа выполнена при финансовой поддержке УрО РАН проект 12–У-5-1044.

УДК 550.832:681.5.03

**К ВОПРОСУ АВТОМАТИЗИРОВАННОГО КОНТРОЛЯ КАЧЕСТВА ДАННЫХ
ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ СКВАЖИН**

Пельмегов Р.В., Куделин А.Г.

rpelmegov@ugtu.net, akudelin@ugtu.net

Ухтинский государственный технический университет, г. Ухта, Россия

The article is devoted to the development of scientific principles, methods and techniques of automated control of the primary data recorded in geophysical research in the wells. The decision on the termination of logging on certain well connected with the expert expressed the certainty of receiving the results of qualitative research. The author argues the need for automated detection of errors and quality control of the recorded data during or immediately upon completion of studies. A brief analysis of the symptoms of insecurity fragments record. An algorithm is proposed and discussed in detail the solution of mathematics assess the quality of data recording geophysical well with the use of iterative methods for modeling incomplete data using low-dimensional manifolds. Provides examples demonstrating the high efficiency of the iterative methods for modeling incomplete data using low-dimensional manifolds in the problem of filling the gaps of geophysical studies and the results of numerical experiments on solving the problem of data quality control electric logging.

В настоящее время бурение любой скважины обязательно сопровождается комплексом геофизических исследований скважин (ГИС) [1]. Во время проведения или непосредственно по завершении исследования необходимо провести оперативную верификацию каротажных диаграмм и, при необходимости, принять решение о повторном замере. Однако в большинстве случаев эта процедура переносится на этап обработки и интерпретации, тем самым увеличивая затраты времени на выдачу заключений. Очевидно, что контроль качества первичных материалов необходимо проводить непосредственно при полевых работах, иначе эффективность и целесообразность ГИС становится сомнительной. В связи с этим представляется актуальной разработка автоматизированной системы оценки качества (АСОК) первичных материалов ГИС, обеспечивающей возможность оценивать качество диаграммного материала перед его отправкой на интерпретацию.

Целью автоматизированного контроля качества является выявление проблемных ситуаций, которые определяют информационную нерегулярность данных и привлечение к ним внимания оператора. Признаками ненадежности фрагментов записи выступают:

1. Бессмысленные с геолого-геофизической точки зрения значения показаний приборов, возможно связанные со срывами, выбросами, затяжками, утечками в кабеле, ошибки АЦП, и т.д.;
2. Противоречивые показания приборов, проявляющиеся в виде расхождения показаний разных методов исследования, либо при разных условиях записи одного метода. Например, показания электрических методов на постоянном и переменном токе, либо несоответствие показаний разных зондов при исследовании на постоянном токе;
3. Несоответствие показаний приборов априорной информации, имеющейся об объекте исследований. Например, отсутствие артефактов на записи электромагнитных методов при прохождении интервалов перфорации колонны.

Сложность, случайность и гетерогенность геофизических объектов, зависимость результатов измерений от условий проведения ГИС являются причинами того, что большая часть существующих методов оценки качества данных основанных на математической статистике и теории вероятностей оказываются малоэффективными при решении данной задачи. Проблемы применимости статистических методов для проверки качества ГИС могут быть частично устранены использованием способа многоскважинного статистического контроля [2], основанного на предположении о том, что выбранный геофизический параметр имеет постоянное распределение по площади для достаточно мощной толщи пластов. Проблема метода состоит в получении эталонного распределения изучаемого параметра.

Идеальным является случай, когда можно построить распределение параметра по представительной выборке керн. В большинстве случаев, когда имеются лишь единичные образцы керн, строить по ним распределение какого-либо параметра не имеет смысла. Контроль качества данных представимых в виде временных рядов может быть выполнен путем анализа спектральных составляющих сигнала [3]. Визуально спектр представляется в виде графика, на котором по горизонтальной оси откладывается круговая частота, по вертикали – амплитуда спектральных составляющих. Наличие шумов в контролируемых параметрах может быть выявлено путем сравнения спектра тестируемых образцов с некоторым эталонным спектральным распределением. Однако этот метод не позволяет установить локализацию вызывающего сомнения участка записи, а лишь определяет возможное наличие помех. Таким образом, единственным надежным источником информации о достоверности каротажного материала является оценка, основанная на опыте и интуиции квалифицированного специалиста. Достоверность экспертных оценок зависит от ряда факторов, в том числе и от того, насколько квалифицированы эксперты, каковы условия их работы, какие используются приемы обработки и анализа суждений экспертов, насколько совершенна организация принятия решений с учетом мнений экспертов. Однако решающим недостатком использования человека-эксперта выступает низкая скорость обработки материала.

Исходя из всего вышесказанного, необходима разработка новых методов и технологий АККД охватывающих возможно большую часть методов комплекса ГИС и использующих опыт квалифицированных специалистов для локализации участков, качество которых вызывает сомнение.

Разработанный нами метод автоматизированного контроля качества данных ГИС отвечает всем выдвинутым требованиям. Основная идея предлагаемого метода базируется на представлении о том, что ряды измеряемых геофизических величин формируют одномерное изображение исследуемого объекта. В случае исследования сходных объектов даже существенно отличающиеся (в виду многих причин) по амплитуде и форме диаграммы-изображения, имеют и сходное содержание. Сравнивая тестируемое изображение с подобранными по содержанию изображениями из имеющейся базы эталонов, являющейся аккумулятором опыта эксперта, можно судить о качестве изучаемого материала.

Для определения сходства изображений обычно применяется некоторая мера расстояния или характеристики, с помощью которых можно получить численную оценку подобия изображений. Для решения этой задачи нами предложено проводить сравнение участков каротажных диаграмм (далее – кривых) и главной характеристикой подобия считать специфическую форму присущую описываемому объекту. Разработанный алгоритм вычисления оценки сходства изображений имеет следующий вид:

1. Нормирование кривых по охватываемой площади (мощности);
2. Нахождение градиентов нормированных кривых (формы объектов);
3. Вычисление интеграла модуля разности градиентов.

Полученное число будет характеризовать сходство формы объектов вне зависимости амплитуды и дисперсии описывающих их числовых рядов по принципу меньшее отклонение — лучшее сходство.

Следующим этапом предложенного метода является исследование тестируемой кривой на предмет выявления существенных особенностей не присущих эталонным кривым. Для нахождения таких особенностей нами предложено применение метода итерационного моделирования неполных данных с помощью многообразий малой размерности [4]. Все версии метода трактуется как построение нейросетевого конвейера, решающего следующие задачи:

1. заполнение пробелов в данных;
2. ремонт данных, корректировка значений исходных данных так, чтобы наилучшим образом работали построенные модели;

41-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского, 2014 г.

3. построение вычислителя, заполняющего пробелы в поступающей на вход строке данных (в предположении, что данные о новых объектах связаны теми же самыми отношениями, что и в исходной таблице).

Алгоритм выявления локальных особенностей кривых на основе методов заполнения пробелов был построен нами следующим образом:

1. Нормирование подобранных на предыдущем этапе кривых по мощности;
2. Удаление участка тестируемой кривой, качество которого подвергается сомнению;
3. Формирование из кривых матрицы (поверхности) с пробелами;
4. Восстановление участка по имеющимся избыточным данным;
5. Вычисление интеграла квадрата разности исходной и восстановленной кривой.

Оценка отклонения предстанет числом прямопропорциональным величине неуверенности системы в качестве данного участка (Рис. 1).

С целью улучшения работы используемых методов восстановления данных формирующие матрицу кривые ранжируются по критерию образования максимально «гладкой» поверхности. Подобранные кривые уже обладают достаточным сходством, поэтому разработанный алгоритм построения «гладкой» поверхности представлен следующей последовательностью операций:

1. Нормирование подобранных кривых по мощности;
2. Нахождение градиентов нормированных кривых;
3. Вычисление среднего квадратического отклонения кривой градиента;
4. Ранжирование кривых по полученной величине.

Результаты вычислительных экспериментов позволяют утверждать о применимости и конкурентоспособности предлагаемого метода. При наличии слабых гармонических помех в наблюдениях он, по-видимому, является наиболее предпочтительным.

Показания прибора

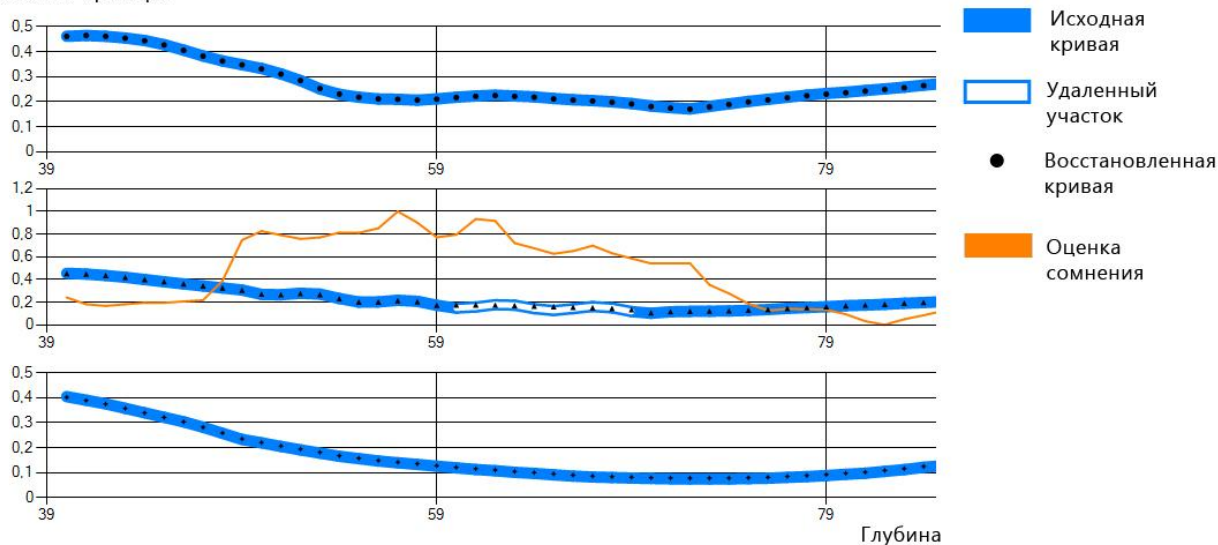


Рис. 1. Оценка сомнения участка искаженного наложенными гармоническими колебаниями.

Список литературы

1. ГОСТ Р 54362-2011 Геофизические исследования скважин. Термины и определения.
2. Губерман Ш.А., Овчинникова М.И. Некоторые возможности использования статистических характеристик геологических разрезов. Изв. АН СССР. Сер. Геофиз. 1964. № 7. С. 87-94.
3. Никитин А.А. Статистические методы выделения геофизических аномалий. М.: Недра, 1979.
4. Россиев А.А. Итерационное моделирование неполных данных с помощью многообразий малой размерности. Красноярск. 2000.

МАГНИТНАЯ СЪЕМКА МЕСТА ПАДЕНИЯ МЕТЕОРИТА «ЧЕБАРКУЛЬ»

А.В. Овчаренко, В.А. Щапов

ark-ovcharenko@yandex.ru

Институт геофизики Уральского отделения РАН, Екатеринбург,

Представлены результаты магнитной съемки места предполагаемого падения остатков метеорита «Челябинск». Дан опыт оперативного выполнения микро-магнитных съемок без предварительной разбивки съемочной сети, рекомендации для детализации и вероятным местам поиска основных осколков хондритового тела.

Введение

Челябинский метеорит упал 15 февраля 2013 в 9 ч.21 мин местного времени. Падение сопровождалось яркой вспышкой, значительным инверсионным следом от светящегося болида, сильным взрывом и мощной звуковой волной. Взрыв и ударная звуковая волна нанесли значительный материальный ущерб городу Челябинску и городам спутникам. Число пострадавших от стекол выбитых окон превысило 1 тысячу человек. Одно из обнаруженных к настоящему моменту мест падения осколков расположено на озере Чебаркуль в 2.3 км от города на Запад. Для изучения места падения и возможного обнаружения фрагментов метеорита была выполнена микромагнитная съемка места падения. Результаты представлены в данной работе.

«По сообщению ГУМВД по Челябинской области, около семи обломков взорвавшегося в небе объекта разлетелись в разные стороны, один из них упал в озеро Чебаркуль, образовав полынью диаметром около восьми метров. Вокруг полыньи были собраны мелкие обломки черного твердого вещества, напоминающего осколки скальной породы, размером 0,5—1 сантиметр, которые были переданы на экспертизу. Доступ посторонних на место происшествия был ограничен и открыт в день выполнения съемки (рис.1).

Использованная аппаратура, метод съемки

Измерения модуля магнитной индукции выполнялись квантовым цезиевым магнитометром G859 «Geometrix» [1]. Использовался режим простой съемки с одновременным измерением координат GPS, частота регистрации 5Гц. Участок покрыт спиралевидными маршрутами и системой прямолинейных маршрутов с секущими. Секущие маршруты выполнялись для получения узловых точек, по которым можно приближенно учесть вариации без дополнительного прибора и вычислить точность съемки. Контроль точности съемки выполнялся по повторным точкам, которые возникают в узлах-пересечениях съемочных маршрутов. Длительность съемки составила примерно один час. Геометрия съемочной сети показана на рис.2. В момент выполнения съемки лунка падения уже замерзла, что позволило производить сплошные измерения по всей площади (рис. 6)

Результаты съемки

В результате выполненной съемки составлена карта модуля магнитной индукции (Средняя квадратическая ошибка пересечений $\text{err}=0.8$ нТл) и ряд магнитометрических профилей для иллюстрации структуры поля. В процессе работ измерены также точные (60.32072380E, 54.95965160N) координаты лунки падения. Эти результаты представлены ниже (рис.3-7).

Выводы и заключение

Выполненная магнитная съемка на месте падения фрагмента метеорита «Чебаркуль» не выявила интенсивных магнитных аномалий явно связанных с основным телом. В настоящее время достоверно известно, что метеорит является хондритовым и немагнитным.



Рис. 1. Процесс выполнения магнитной съемки.
Оператор А.В. Овчаренко, фото Щапова В.А., 21.02.2013.

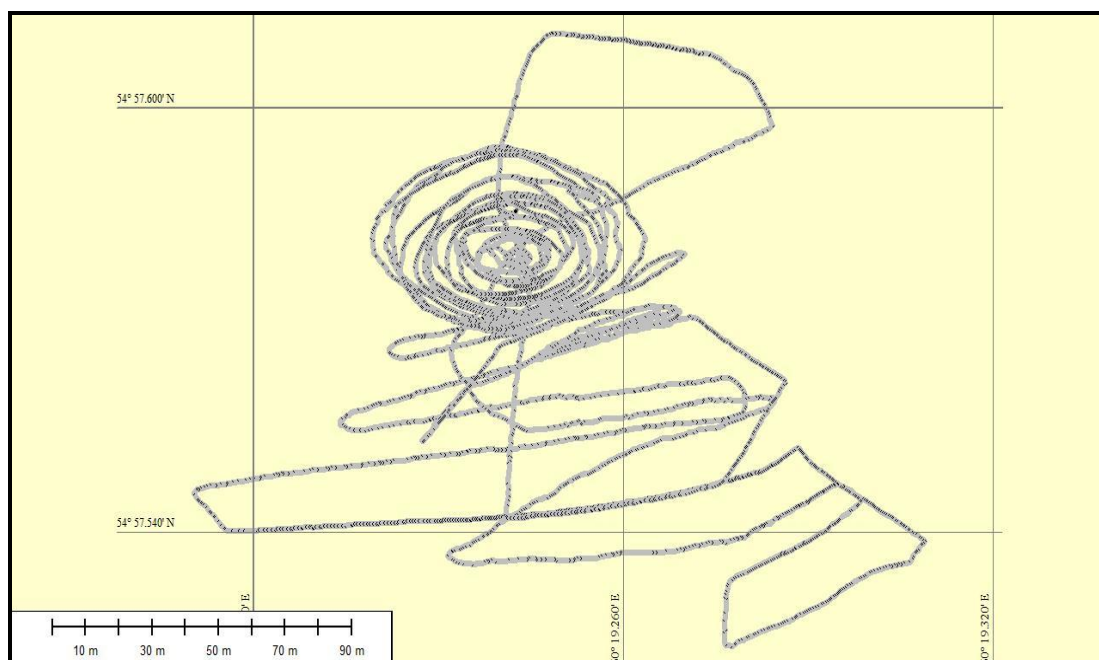


Рис.2. Сеть магнитной съемки района падения метеорита «Чебаркуль»
(А.В.Овчаренко 20.02.2013). Измерены точные координаты места падения.

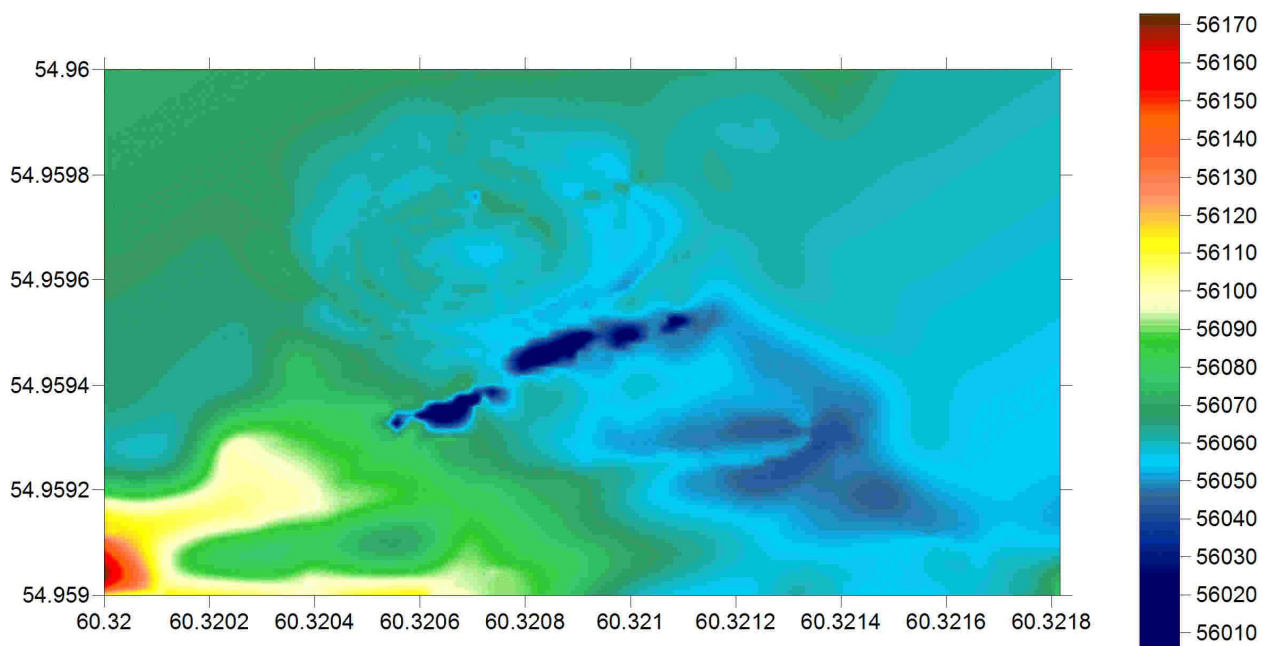


Рис. 3. Цветотонная карта модуля магнитной индукции участка падения. Лунка падения проявлена слабой отрицательной аномалией 5-6 нТл с кольцевой структурой. Интенсивная отрицательная вытянутая аномалия 40-50 нТл в южной (ЮВ) части лунки имеет неустановленную природу. (А.В.Овчаренко 20.02.2013).

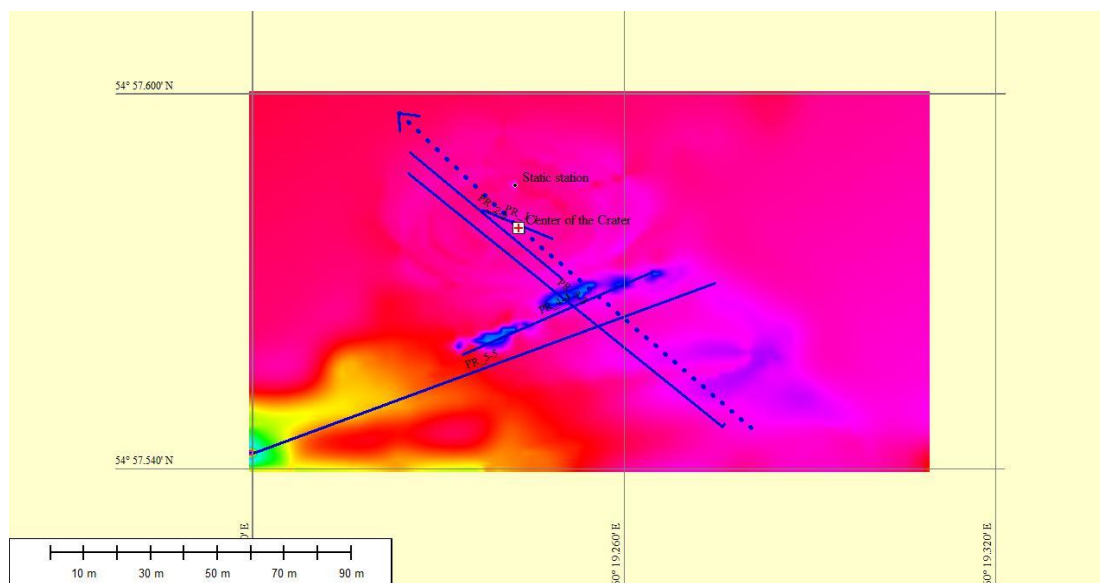


Рис.4. Карта модуля магнитной индукции участка падения. Расположение профилей иллюстрирующих ниже структуру магнитного поля.. Крестиком обозначен центр лунки. Показаны также место установки магнитовариационной станции и примерное направление полета метеорита[2]. (А.В.Овчаренко 20.02.2013)

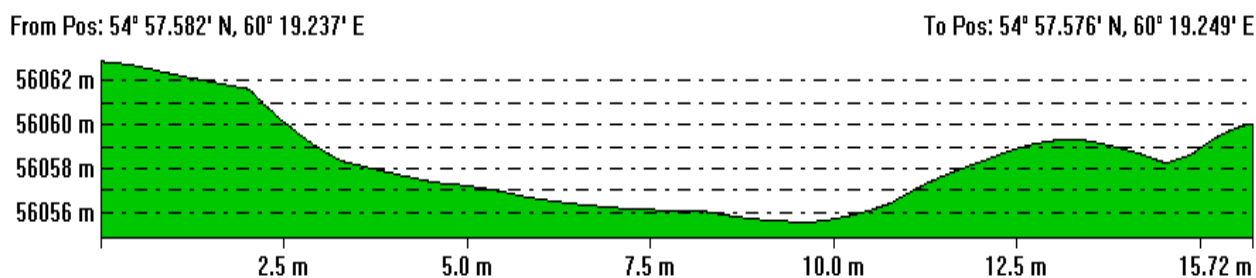


Рис. 5. Профиль 1-1 модуля магнитной индукции через центр лунки (центр 7.5м).

41-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского, 2014 г.

Интенсивность отрицательной магнитной аномалии -6 нТл. Ширина лунки около 9 м.

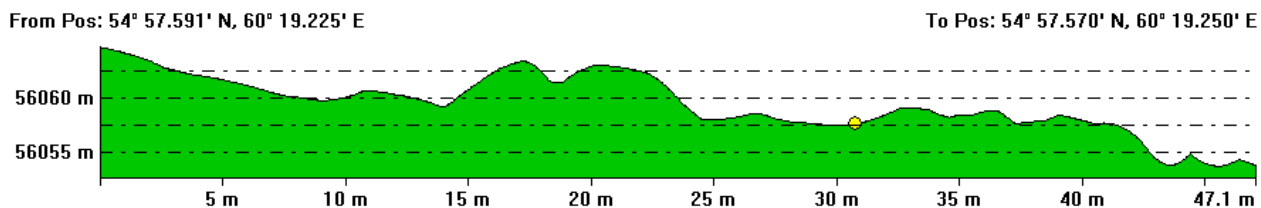


Рис. 6. Профиль 2-2 через центр лунки падения (желтая точка)

На СЗ лунки в 10 м от центра проявляется слабая положительная аномалия-5-6 нТл - вероятная область для обнаружения основного тела метеорита. Поскольку эта аномалия имеет кольцевой характер, то вероятно осколки рассеялись во всех направлениях от центра лунки

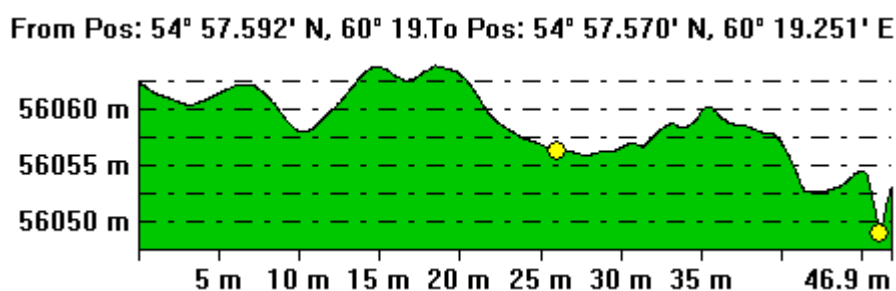


Рис. 7. При сжатом горизонтальном масштабе аномалия над лункой и вероятным местом для обнаружения основного тела проявляются более отчетливо (профиль 2-2б)

Лунка падения проявлена в магнитном поле слабой отрицательной аномалией около 5 нТл с кольцевой структурой. С южной стороны лунки падения выявлена отрицательная линейная аномалия интенсивностью 40-50 нТл. Данная аномалия вероятнее всего не имеет связи с падением метеорита, поскольку простирается данной аномалии не совпадает с траекторией движения метеорита. Глубина до верхней кромки источника этой аномалии около 3 м, при глубине озера в месте падения 10 м. Природа данной аномалии не выяснена. Для однозначного выявления природы данной аномалии необходимы дополнительные геофизические исследования (георадарная съемка и индукционная электроразведка). Причиной данной аномалии могут быть источники геологической, техногенной или антропогенной природы (дайка среднего или основного состава, береговая отмель, трос рыболовной сети, металлические предметы, аномальные и неучтенные вариации в момент прохождения данных маршрутов). С северной (СЗ) стороны лунки падения (по ходу траектории, в 10-15 м от центра лунки) выявлена слабая положительная аномалия кольцевой структуры интенсивностью 5-6 нТл, которая может быть обусловлена основными осколками хондритового тела (вероятная область для обнаружения основных осколков метеорита). Для детализации этой аномалии необходимо расширить область магнитной съемки к северу (СЗ) от лунки падения, выполнить георадарные и электроиндукционные исследования.

Литература

1. G-859 MINING MAG CESIUM VAPOR MAGNETOMETER. OPERATION MANUAL. MAY 2005, P/N 25270-OM, REV. A, GEOMETRICS, INC. 2190 FORTUNE DRIVE, SAN JOSE, CA 95131 USA.
2. Спутники помогли восстановить путь челябинского болида. Naked Science (№1, Январь 2014) <http://naked-science.ru/article/sci/sputniki-pomogli-vosstanovit-p>

УДК 550.35

РЕМЕДИАЦИЯ РАДИОАКТИВНО ЗАРАЖЁННЫХ ТЕРРИТОРИЙ

*В.А. Щапов, А.Д. Коноплин, И.С. Цай**

vlad-shchapov@yandex.ru

Институт Геофизики Уральского отделения РАН, Екатеринбург

**Уральский научно-исследовательский Институт метрологии*

Представлены результаты измерения гамма поля и плотности потока радона на территории оранжерей, которые в период с 1947 по 1964 год подвергались радиоактивному загрязнению. Сделаны выводы об отсутствии каких-либо изотопов на данной территории и пригодности ее для использования в народном хозяйстве.

Введение

Николай Владимирович Тимофеев-Ресовский, заведующий с 1947 по 1964 год биофизическим отделом объекта 0215 (ныне г. Снежинск), проводил радиационно-биологические и биофизические исследования. Это были новаторские работы по применению меченых атомов в биологии. Свои исследования он продолжает и позже, будучи заведующим отделом радиобиологии и биофизики Института биологии Уральского филиала АН СССР. Эти работы привели к созданию нового оригинального направления - экспериментальной радиационной биогеоценологии, изучающей закономерности распределения и накопления радиоактивных изотопов в почве, в водоемах, в растения и животных. В эти же годы проводится цикл исследований по биологическим основам очистки вод, загрязненных радиоактивными шлаками, а также по проблемам радиостимуляции растений. Подготовленный Николаем Владимировичем научный материал лег в основу разработки планов ликвидации последствий радиационных аварий. В этот же период он много внимания уделял эволюционной, популяционной и радиационной генетике, вел исследования в области биофизики, радиобиологии, молекулярной биологии.

Радиационно-биологические исследования проводились в оранжереях, построенных на берегу озера Сунгуль, рядом с посёлком Сокол, Челябинской обл. В качестве радиоактивных препаратов для определения избирательного поглощения растениями изотопов использовались продукты мгновенного деления ядер урана 235 и 238, которые содержали изотопы с массовыми числами от Se^{83} до Eu^{156} [1]

Сотрудниками института были проведены работы по измерению радиоактивного загрязнения данной территории по истечению 50 лет.

Использованная аппаратура, метод съёмки

Измерения мощности четвертичных отложений, представленных суглинками и супесями, проводились методом ВЭЗ четырёхэлектродной установкой Шлюмберже с разносами АВ/2 до 30 м с одновременным измерением координат GPS, Контроль точности съёмки выполнялся по повторным точкам измерения.

Работы выполнялись электроразведочной аппаратурой ЭРА-В-ЗНАК. Измеритель № 070203 и генератор № 080504.

Исследования ВЭЗ, проведённые на территории, позволили определить мощность рыхлых отложений, максимальная мощность не превышает 6 м.

Радиометрические исследования.

Радиометрическая съёмка проводилась по сети 5x5 метров в пешеходном варианте.

Прибор СРП68-01. Сцинтиллятор NaI/Tl.

Измерение плотности потока радона.

Измерение плотности потока радона (ППР) проводилось измерительным комплексом «КАМЕРА».

Измерение объёмной активности (ОА) радона и ППР производится сорбционным способом с использованием активированного угля. Измерительный комплекс позволяет измерять ППР с поверхности земли и строительных конструкций в диапазоне $3-3 \cdot 10^5$ мБк/с*м².

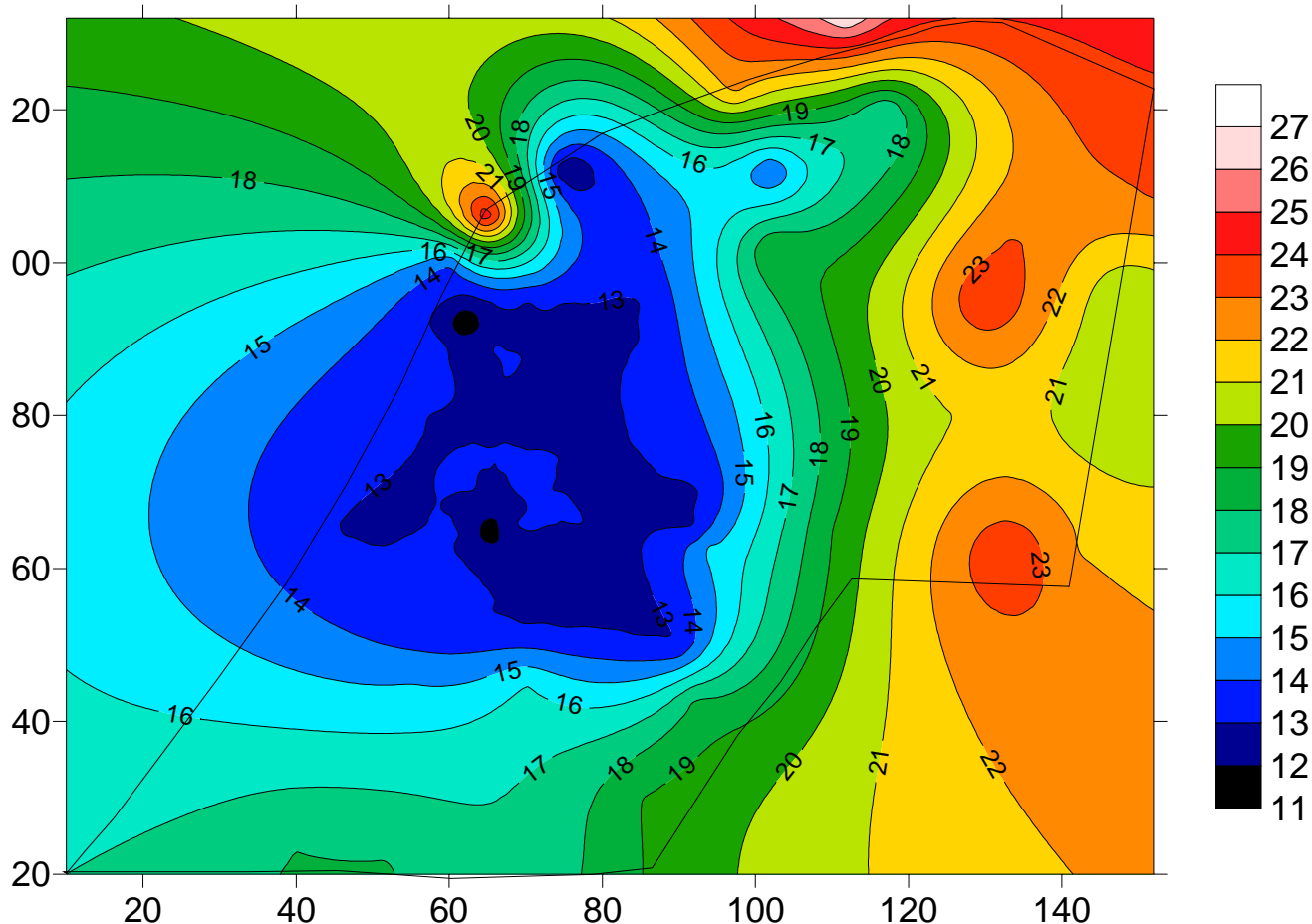


Рис. 1. Данные полевых радиометрических гамма измерений в мкР/час и контур участка под проектируемое строительство

Площадь под теплицами имеет самые низкие значения интенсивности гамма-излучения 11-13 мкР/час. Это объясняется, вероятно, просто: все короткоживущие изотопы, которые ранее применялись для исследования, распались, а из долгоживущих мог остаться только цезий 137. Но цезий- это щелочной металл, хорошо вступающий в реакцию с водой и хорошо растворяющийся в любой пропорции. Поведение цезия в водном растворе похоже на обычную мыльную воду (раствор щелочного металла натрия). Поскольку растения в теплицах интенсивно поливались водой, эта вода вынесла весь цезий из почвы в озеро. Три аномальные точки на рис1 со значениями (21- 23) мкР/час соответствуют выходам гранитов на поверхность с типичным значением радиационного фона, что объясняется содержанием в них изотопа K^{40} (линия энергий гамма квантов 1.46 Мэв).

Максимальное значение плотности потока в 240 мБк/с*м² в нижней правой части рисунка, указывает на наличие проницаемой зоны, по которой происходит поступление радона.

Требования для вновь строящихся зданий прописаны в: [2]

При проектировании новых зданий жилищного и общественного назначения должно быть предусмотрено, чтобы среднегодовая эквивалентная равновесная объемная активность дочерних продуктов изотопов радона и торона в воздухе помещений ЭРОА_{Rn} + 4,6ЭРОА_{Tn} не превышала 100 Бк/м³, а мощность эффективной дозы гамма-излучения не превышала мощность дозы на открытой местности более чем на 0,2 мкЗв/ч.

На исследуемой территории максимальное измеренное значение ЭРОА не превышает допустимого значения.

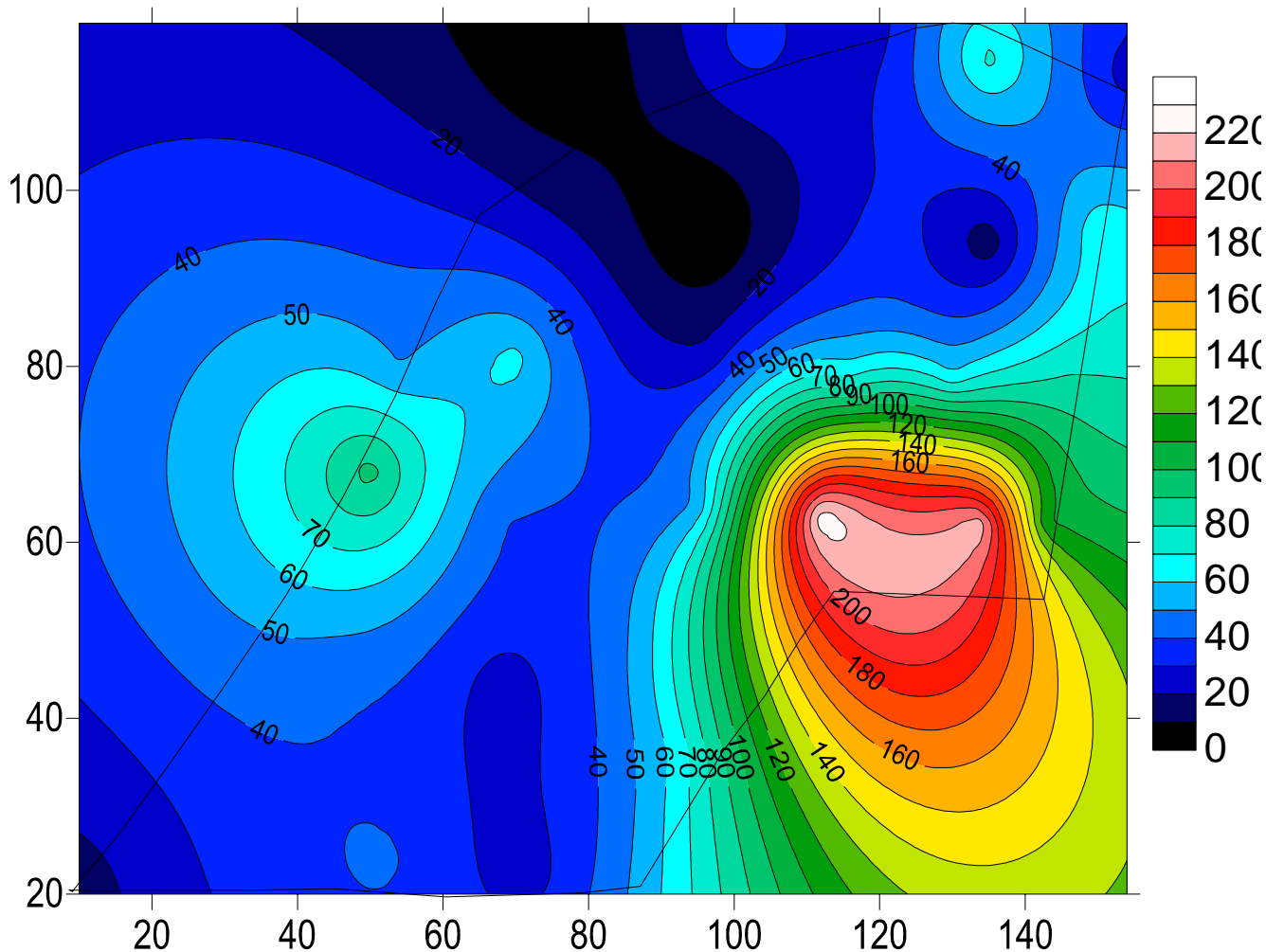


Рис 2. Результаты измерения плотности потока радона в мБк/с*м² и контур участка под проектируемое строительство

Выводы и заключение

По прошествии 50 лет после радиоактивного заражения территории продуктами мгновенного деления урана теоретически остаются следующие долгоживущие изотопы:

Kr^{85} (10.27 года. $A=1.25 \cdot 10^{-3}$ расп/мин),

$Sr^{90} - Y^{90}$ (28 лет, 64.3 часа. $A=1.57 \cdot 10^{-1}$ расп/мин)

Cs^{137} (39 лет. $A=8.46 \cdot 10^{-2}$ расп/мин)

Ba^{137m} (2.57 мин)

Sm^{151} (80 лет. $A=4.81 \cdot 10^{-3}$ расп/мин)

В результате проведённых измерений ни один из приведённых изотопов не был обнаружен, что свидетельствует о подвижности ионов данных элементов, и более быстром выносе изотопов из почвы за счёт гидроциркуляции.

Данная территория пригодна для строительства зданий и сельскохозяйственного использования земли.

Литература

1. Гречушкина М.П. Таблицы состава продуктов мгновенного деления U^{235} U^{238} Pu^{239} М. Атомиздат 1964г. 68 с.
2. Нормы радиационной безопасности. НРБ-99/2009. – М.: Изд-во Минздрава России, 1999. 115 с.

Оглавление

Акимова Е.Н., Мисилов В.Е., Дергачев Е.А. "Алгоритмы решения структурной обратной задачи магнитометрии"	4
Александров П.Н., Яматов Р.Р., Салахов Т.Р., Юлмухаметов К.Р. "Моделирование электромагнитных полей в средах с осевой симметрией"	7
Александров С.П. "Определение возможностей методик ГЕОНОМ при интерпретации данных крупномасштабной гравиметрической съемки в сложных геологических условиях участка Шершневского месторождения нефти"	10
Ампиров Ю.П. "Тенденции в развитии рынка геофизических услуг на российском шельфе"	13
Арзамасцев Е.В., Астафьев П.Ф., Вишнев В.С., Коноплин А.Д. "Исследование возможности применения широкополосного измерительного канала для многочастотного индукционного зондирования"	16
Арсанукаев З.З. "О некоторых вычислительных экспериментах при решении задачи выделения геоплотностных неоднородностей с использованием пакета программ «GrAnM»"	19
Архипов А.А. "Технология прогноза абсолютных значений параметров фильтрационно-емкостных свойств, литологии и углеводородонасыщения разреза по материалам комплекса геофизических исследований"	23
Бабаянц П.С. "Алгоритм прогноза оруденения по комплексу бинарных признаков при малых обучающих выборках"	27
Бабаянц П.С., Бровкин Г.И., Могилевский В.Е. "Влияние погрешности аппроксимации рельефа на точность аэро- и наземных гравиметрических съемок"	29
Бабаянц П.С., Трусов А.А. "Технология прямого вычисления компонент градиента геофизических полей по аэрогеофизическим данным"	32
Балк П.И., Долгаль А.С. "Оценка вероятности обнаружения плотностных неоднородностей в изучаемой области геологического пространства"	33
Бахмутский М.Л. "Нахождение сингулярного разложения больших матриц"	36
Блох Ю.И. "Проблема адекватности интерпретационных моделей структурной гравиразведки"	38
Блох Ю.И. "Создатель первого российского учебника по магниторазведке Д.В. Фрост"	41
Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С., Новикова П.Н., Рашидов В.А., Трусов А.А. "Геофизические исследования подводного вулканического центра вблизи юго-западной оконечности о. Симушир (Курильская островная дуга)"	44
Богомоллов А.В., Виноградов В.Б. "Совершенствование методики комплексного истолкования данных магниторазведки и электроразведки в Амурской области"	47
Бойков И.В., Рязанцев В.А. "Об одном численном методе продолжения потенциальных полей"	50
Боровский М.Я. "Эколого-геофизические аспекты процессов освоения углеводородов сланцевых формаций"	52
Брусиловский Ю.В., Баранов Б.В., Бабаянц П.С. "Формирование фронтальной области центральной части Курильской островной дуги"	54
Брусиловский Ю.В. "Модель магнитоактивного слоя Восточной части Мезенской синеклизы"	56
Буртный П.А., Корчин В.А. "Геологическое моделирование земной коры центральной части Украинского щита по материалам РТ-петрофизики, ГСЗ и гравиметрии"	58
Быцань Е.Н. "Исследование процессов релаксации, последействия и поглощения в электрических полях"	61
Бычков С.Г. "Стереотипы и заблуждения вычисления аномалий силы тяжести"	63

41-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского, 2014 г.

Бычков С.Г., Симанов А.А., Хохлова В.В. Разработка современных методов обработки высокоточных гравиметрических наблюдений	66
Варенцов И.М., Иванов П.В., Ковачикова С., Лозовский И.Н., Сизов Ю.П. "МТ/МВ зондирования в зоне TESZ от Дании до Калининградской области: синхронная обработка данных и первые 3D модели"	69
Вельтистова О.М., Мотрюк Е.Н., Кобрунов А.И. "Технология мониторинга подземного газового хранилища"	72
Вишнев В.С., Дьяконова А.Г., Сурина О.В. "О некоторых усовершенствованиях в методе блуждающих токов"	75
Володькова Т.В. "Геофизические признаки крупных магматогенных месторождений (Приамурье)"	78
Воронова Т.А., Глазнев В.Н. "Трёхмерная плотностная модель гранитного массива Хоперского мегаблока (Воронежский кристаллический массив)"	82
Горнов П.Ю. "Геодинамическая обстановка и тепловое поле в зоне сочленения Евразийской, Северо-Американской и Тихоокеанской литосферных плит"	84
Грайвер А.В., Давыденко А.Ю., Попков П.А., Слепцов С.В. "Оптимизация компьютерной технологии интерпретации данных детальных магнитных и гравитационных съемок на основе физико-геологических моделей сложных объектов"	87
Гумерова А.А., Исаев В.И. "Мезозойско-кайнозойский тренд температур на поверхности земли как фактор реализации генерационного потенциала нефтематеринских отложений Западной Сибири"	90
Давыденко Ю.А. "Первый опыт применения технологии электромагнитного зондирования и вызванной поляризации (ЭМЗВП) в рудной геофизике"	93
Давыдов В.А., Байдилов С.В., Горшков В.Ю. "Индукционные зондирования с изучением частотной дисперсии на примере обследования Верхнесысертской плотины"	96
Дёмин А.А. "К вопросу о применении комплекса геофизических методов для прогноза гидрогенного палеодолинного уранового оруденения (на примере Амалатского плато базальтов в пределах Витимского урановорудного района)"	99
Дружинин В.С., Начапкин Н.И., Осипов В.Ю. "Схема тектоники кристаллической коры и гранитные массивы восточной окраины Урала"	102
Дудин О.А., Сапожников В.Н. "Локальное прогнозирование рудоносных интрузивных образований на основе пространственно-статистического анализа и 2D моделирования геолого-геофизических разрезов"	105
Исаев В.И., Нгуен Х.Б. "Петротипы и тектоника – факторы генезиса кристаллических коллекторов нефти месторождения Белый Тигр"	108
Каплун В.Б. "Строение северо-западной части Среднеамурского осадочного бассейна (Дальний Восток) по данным магнитотеллурических зондирований"	111
Кишман-Лаванова Т.Н. "Априорная информация и Парето-оптимальные решения обратной задачи гравиметрии"	114
Коберниченко В.Г., Сосновский А.В. "Особенности применения метода космической радиолокационной интерферометрии для построения цифровой модели местности и оценки деформаций"	117
Кочнев В.А. "Изменения Z-компоненты геомагнитного поля IGRF в геоцентрической системе координат в период 1980-2005 г"	121
Кочнев В.А., Поляков В.С., Гоз И.В. "Сравнение двух методик обработки сейсмических данных на одной из площадей Восточной Сибири"	125
Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н., Божежа Д.Н. "Апробация технологии частотно-резонансной обработки данных дистанционного зондирования Земли на рудных месторождениях Австралии и Южной Америки"	128

41-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского, 2014 г.

Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н., Шуст Д.Р. "Оценка перспектив нефтегазоносности поискового участка в северо-восточной части Украинского кристаллического щита дистанционными и геоэлектрическими методами"	131
Леушканова К.А., Фельдман И.С. "Комплексирование геолого-геофизических данных с целью выявления перспективных участков нефтегазоносности в пределах Непско-Ботуобинской антеклизы"	134
Лобанов А.М. "Гляциоизостазия – как фактор формирования залежей углеводородов"	137
Лобанов А.М. "Пути повышения эффективности гравиметрического контроля разработки нефтегазовых залежей"	139
Лобова Г.А., Власова А.В. "Нефтегазоносность нижнеюрского НГК Нюрольской мегавпадины (по данным палеотемпературного моделирования)"	141
Лыгин И.В., Булычев А.А., Соколова Т.Б., Гилад Д.А., Фадеев А.А. "Возможности площадной детальной высокоточной гравиметрии при изучении ледниковых и аллювиальных отложений (Калужская область)"	144
Лыгин И.В., Серегин А.И., Соколова Т.Б. "Возможности высокоточной гравиметрии при изучении подсолевых отложений на примере Южного Поволжья"	147
Мартышко П.С., Ладовский И.В., Колмогорова В.В., Бызов Д.Д. "Построение 3D плотностной модели Тимано-Печорского региона"	150
Мартышко П.С., Рублев А.Л., Федорова Н.В., Цидаев А.Г. "Метод восстановления поверхностей намагниченных слоев земной коры"	153
Миндубаев М.Г. "3D модели конвекции в пористой среде и её влияние на оценки геотермического потока"	156
Миненко П.А., Миненко В.П. "Решение обратных задач гравиметрии и магнитометрии с новыми итерационными формулами в аналогах фильтров Винера-Калмана"	159
Миненко П.А., Миненко Р.В. "О методах условной оптимизации в обратных задачах магнитометрии"	162
Михайлов В.О., Panet I., Naun M., Тимошкина Е.П., Bonvalot S., Ляховский В., Diamant M., deViron O., Хайретдинов С. "Сравнительный анализ временных вариаций гравитационного поля по данным спутников Грейс в областях трех недавних гигантских землетрясений"	165
Муравина О.М. "Идентификационное моделирование петрофизических параметров кристаллических пород Воронежского кристаллического массива"	168
Муравина О.М., Жаворонкин В.И., Глазнев В.Н. "Петроплотностная модель кристаллического фундамента Воронежского кристаллического массива"	171
Никитин А.А. "Критерии системного анализа для принятия решения в проблемных ситуациях геолого-геофизических исследований"	174
Оболенский И.В., Кузнецов К.М., Булычев А.А. "Трансформации потенциальных полей на основе непрерывного вейвлет-преобразования"	178
Оборнев И.Е., Шимелевич М.И., Оборнев Е.А. "Особенности нейросетевой инверсия натурных МТ-данных на примере региональных профильных зондирований"	181
Огнев Д.А., Шелихов А.П. "Анализ взаимосвязи структурно-тектонического строения Западно-Сибирской геосинеклизы и геопотенциальных полей"	183
Осипова Е.Н. "Нефтегазоносность шельфовых отложений неокома Нюрольской мегавпадины (по результатам палеотемпературного моделирования)"	186
Петровский А.П., Анищенко Ю.В., Федченко Т.А., Ганженко Н.С. "Интегральное геолого-геофизическое моделирование Оболонской астроблемы в свете перспектив ее нефтегазоносности"	189
Пигулевский П.И., Никиташ Л.П., Дубров Д.В. "Особенности проявления в гравимагнитных полях соляно-штоковых образований Днепровско-Донецкой впадины"	192

41-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского, 2014 г.

Погребной В.Н., Гребенникова В.В. "Уточнение рельефа поверхности Мохо в Восточной части Кыргызского Тянь-Шаня по гравитационным данным"	195
Пономарева Т.А., Пыстин А.М. "Взаимосвязи физических параметров в породах полиметаморфических комплексов севера Урала"	198
Попков П.А. "Применение многомодульных пакетов обработки гравимагнитных данных при прогнозировании новых кимберлитовых полей в северо-западной части Якутской Алмазоносной Провинции (район Уджинского горста)"	202
Поспеева Е.В., Витте Л.В., Потапов В.В., Сахарова М.А. "Глубинное строение Курайской тектонической впадины Горного Алтая (по данным магнитотеллурических исследований)"	205
Прейс В.К., Хасанов И.М. "Перспективные направления поиска и разведки золотых россыпей на востоке России"	208
Простолупов Г.В., Щербинина Г.П. "Решение задач безопасной эксплуатации рудников Верхнекамского месторождения калийных солей методами наземно-подземной гравиметрии"	212
Пугин А.В., Мичурин А.В., Веселкова Н.В. "Стохастический алгоритм истокообразной аппроксимации: проверка гипотезы о "случайном вбрасывании" источника"	215
Пугин А.В. "Аппроксимация потенциальными гармоническими функциями: прикладные аспекты, остаточные интегралы и геометрия эквивалентных моделей"	218
Пьянков В.А. "Длинноволновые вариации радона как отражение динамики дилатирующего включения в зоне пересечения разломов Сан-Андреас и Калаверас"	221
Пьянков В.А. "Проявление волн пластической деформации в структурных изменениях горных пород"	223
Пятаков Ю.В. "Решение прямой задачи геотермии для трехмерной неоднородной среды в условиях седиментации"	226
Романюк Т.В., Власов А.Н., Волков-Богородский Д.Б., Михайлова А.В. "3-D моделирование методом конечных элементов напряженно-деформированного состояния литосферы разлома Сан-Андреас"	229
Ромашко В.В. "Эффективность комплекса наземных геофизических работ при поисках медно-никелевого оруденения"	232
Слепак З.М. "Геологическая интерпретация гравитационных аномалий при прогнозировании нефтяных месторождений"	235
Степанова И.Э., Раевский Д.Н. "О решении нелинейных обратных задач геофизики с помощью методов теории динамических систем"	238
Стогний В.В., Гришко О.А. "Комплексирование микромагнитной съёмки и каппа-метрии при инженерно-геологических изысканиях в условиях Краснодарского края"	240
Стогний Г.А., Стогний В.В. "Геолого-геофизическая модель Неждановского месторождения золота (Северо-восток России)"	242
Суранова К.Ж. "Вариации геомагнитного поля на территории Северного Тянь-Шаня"	244
Таранюк А.В. "Моделирование и интерпретация материалов ЗСБ в программной среде GeoModel"	247
Тихонова Сах.А., Тихонова Св.А. "Электрические свойства мерзлых пород"	250
Трусов А.А., Миледин А.К. "Технология оценки альтитуды изотермы Кюри по аэромагнитным данным"	253
Фадеев А.А., Лыгин И.В., Соколова Т.Б. "Естественные и аппаратурные микрогальные эффекты прецизионных съемок с гравиметрами Scintrex"	254
Федорова Н.В., Носкевич В.В., Бебнев А.С., Вдовин А.Г., Мехоношина Т.Л. "Геофизические исследования археологического памятника - поселение Андреевское (Южный Урал)"	257

41-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского, 2014 г.

Федорова О.И., Давыдов В.А., Горшков В.Ю., Маликов А.В. "Применение электрических и сейсмических зондирований при инженерно-геологических исследованиях состояния грунтовых гидротехнических сооружений"	260
Хасанов И.М. Терновский В.А. "Связь элементов глубинного строения с геофизическими критериями золоторудных месторождений юга Яно-Колымской складчатой системы"	263
Хачай О.А., Хачай А.Ю. "К вопросу об обратной задаче активного электромагнитного мониторинга иерархической геологической среды"	266
Христенко Л.А., Степанов Ю.И. "Интерпретация электрометрических наблюдений при исследовании основания железнодорожной насыпи"	269
Цидаев А.Г. "Способ построения структурных срезов по континуальной плотностной модели"	272
Чадаев М.С., Ибламинов Р.Г., Костицын В.И., Гершанок В.А., Гершанок Л.А., Коноплев А.В. "Структуры складчатого герцинского осадочного чехла и архейского фундамента западного склона Северного и Среднего Урала по данным гравиметрии и магнитометрии"	275
Чадаев М.С., Тарантин М.В. "Технологии пространственного преобразования данных в системе «ВЕКТОР»"	278
Шестаков А.Ф. "О решении задачи линейного сопряжения для стационарного электрического поля, возбуждаемого в слоистой среде с локальной неоднородностью"	280
Шимелевич М.И., Родионов Е.А., Оборнев Е.А. "Аппроксимационно-итерационный нейросетевой метод 3D инверсии данных геоэлектрики"	284
Штокаленко М.Б., Алексеев С.Г., Сенчина Н.П. "Итерационная или медианная полосовая фильтрация как средство фокусирования потенциального поля в томографии"	286
Яхина И.А., Яхин А.М. "Возможность повышения точности определения удельных сопротивлений пород методом ЗМПП"	289
Астраханцев Ю.Г., Глухих И.И., Белоглазова Н.А., Троянов А.К., Вдовин А.Г., Баженова Е.А. "Комплексная аппаратура для исследования геодинамического состояния пород в скважинах"	292
Пельмегов Р.В., Куделин А.Г. "К вопросу автоматизированного контроля качества данных геофизических исследований скважин"	293
Овчаренко А.В., Щапов В.А. "Магнитная съемка места падения метеорита «Чебаркуль»"	296
Щапов В.А., Коноплин А.Д., Цай И.С. "Ремедиация радиоактивно заражённых территорий"	299

Научное издание

**ВОПРОСЫ ТЕОРИИ И ПРАКТИКИ
ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ
ГРАВИТАЦИОННЫХ, МАГНИТНЫХ И ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ
ПОЛЕЙ**

41-я сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского

Материалы конференции

*Рекомендовано к изданию ученым советом
Института геофизики и НИСО УРО РАН*

Редактор Мартышко П.С.
Компьютерная верстка Рублев А.Л.

НИСО УрО РАН № 8 (14)
Подписано в печать 01.09.2014 г. Формат 60x84 1/8
Усл. печ. л. 16.5, Уч.-изд. л. 16.5
Тираж 100 экз. Заказ № 87

620016 Екатеринбург, ул. Амундсена, 100
Институт геофизики УрО РАН

Размножено с готового оригинал-макета в типографии
ООО «ИРА УТК», 620000, г. Екатеринбург, ул. Шаумяна, 83