

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
Институт геофизики Уральского отделения
Российский фонд фундаментальных исследований
Уральское отделение Евро-Азиатского геофизического общества

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

**Материалы 33-й сессии
Международного семинара им. Д.Г. Успенского**

Екатеринбург, 30 января – 3 февраля 2006 г.

**Екатеринбург
2006**

УДК 550.3:061.2/.4

В 748

*Рекомендовано к изданию Ученым советом
Института геофизики УрО РАН*

В748 Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Материалы 33-й сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского, Екатеринбург, 30 января – 3 февраля 2006 г. – Екатеринбург: Институт геофизики УрО РАН, 2006. – 465 с.

В сборнике представлены доклады 33-й сессии Международного семинара имени Д.Г. Успенского, основанного академиком Владимиром Николаевичем Страховым. Семинар проходил с 30 января по 3 февраля 2006 г. и был посвящён памяти одного из основателей Уральской школы теоретической геофизики Александра Вениаминовича Цирульского. В докладах отражена тематика работавших в рамках семинара секций: теории интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей; геологического истолкования результатов интерпретации; моделирования и компьютерных технологий, а также вопросов геодинамики, глубинного строения континентов и океанов.

Публикуемые материалы представляют интерес для широкого круга специалистов, занимающихся теорией и практикой применения методов гравиметрии, магнитометрии и электрометрии и проблемами комплексной интерпретации. Сборник также адресован преподавателям и студентам высших учебных заведений геолого-геофизического профиля.

Организаторы семинара выражают благодарность Российскому фонду фундаментальных исследований за финансовую поддержку (грант РФФИ № 06-05-74003).

Оргкомитет 33-й сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского:

Председатель Оргкомитета –

Петр Сергеевич Мартышко, директор Института геофизики УрО РАН, д.ф.-м.н., профессор.

Почетный председатель семинара –

Владимир Николаевич Страхов, академик РАН.

Ученый секретарь семинара –

А.Ф. Шестаков, канд. физ.-мат. наук (ИГФ УрО РАН).

Члены Оргкомитета:

В.И. Старостенко, академик НАН Украины, директор ИГФ НАН (Киев)

Ю.И. Блох, профессор, доктор физ.-мат. наук (МГГРУ, Москва)

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

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

А.А. Никитин, профессор, доктор физ.-мат. наук, зав. каф. (МГГРУ, Москва)

В.М. Новоселицкий, профессор, доктор геол.-мин. наук. (ГИ УрО РАН, Пермь)

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ИНТЕГРАЛЬНЫХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ ДЛЯ РЕШЕНИЯ ДВУМЕРНЫХ ЗАДАЧ ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО КАРОТАЖА

П.Н. Александров

ЦГЭМИ ИФЗ РАН, г.Троицк Московской обл., Россия

Решение двумерных задач электромагнитного каротажа представляет в настоящее время актуальную задачу геоэлектрики. Для радиально неоднородной горизонтально слоистой модели геоэлектрической модели среды решение прямой задачи находится с помощью интегрального преобразования Ханкеля. Каждая однородная область рассматривается как анизотропная в цилиндрической системе координат по электропроводности и магнитной проницаемости. Используется преобразование Ханкеля первого порядка, поскольку в этом случае полученные интеграла от произведения функций Бесселя в конечных пределах интегрирования выражаются в явном виде. Это позволяет сформировать систему дифференциальных уравнений первого порядка относительно дифференцирования по вертикальной координате и вектора, непрерывного на горизонтальных границах раздела сред, и матрицы, зависящей от параметра преобразования Ханкеля и электромагнитных параметров радиально неоднородного слоя. Решение систем дифференциальных уравнений первого порядка выражается через экспоненту от матрицы и вектор неизвестных коэффициентов. Дальнейшее решение находится с помощью системы алгебраических уравнений относительно векторов неизвестных коэффициентов для каждого слоя, которая получается в результате удовлетворения граничным условиям.

Полученное решение позволяет учитывать в модели среды тонкие прослойки, такие как глинистая корка. Анизотропия электромагнитных параметров позволяет моделировать процессы трещинно образования, которые появляются в результате геодинамических процессов при появлении в среде скважины (возникновение азимутальных и радиальных трещин отрыва). Время вычисления по программе, разработанной на основе предложенного решения, зависит от числа слоев и составляет около минуты для каждого горизонтального радиально неоднородного слоя на современном компьютере.

Рассмотрим азимутально-однородную горизонтально слоистую среду.

Положим, что поле обладает осевой симметрией и не зависит от азимутальной

координаты. Тогда система уравнений Максвелла, записанная в частотной области, приобретет вид

$$f_3(t_1, t_2) = \frac{1}{2} [f_2(t_1, -1)(t_2 - 1) + f_2(t_1, 1)(t_2 + 1) - f_2(-1, t_2)(t_1 - 1) + f_2(1, t_2)(t_1 + 1)];$$

$$\frac{\partial}{\partial z} E_r = \frac{\partial}{\partial r} E_z - i\omega \mu_{\theta\theta} H_\theta - i\omega B_\theta^{ex}$$

$$E_z = \frac{1}{\sigma_{zz}} \left(\frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} (r H_\theta) \right) - \frac{1}{\sigma_{zz}} J_z^{ex}$$

Воспользуемся преобразованием Фурье-Бесселя

$$f(\rho) = \int_0^\infty F(r) J_n(\rho r) r dr$$

для которого существует обратное преобразование $F(r) = \int_0^\infty f(\rho) J_n(\rho r) \rho d\rho$.

Найдем преобразование Фурье-Бесселя от выражения $\frac{\partial}{\partial r} E_z$:

$$\int_0^\infty \frac{\partial}{\partial r} E_z J_n(\rho r) r dr \frac{\partial}{\partial r} E_z = \int_0^\infty \frac{\partial}{\partial r} \left(\frac{1}{\sigma_{zz}} \left(\frac{1}{r} H_\theta + \frac{\partial}{\partial r} H_\theta \right) \right) J_n(\rho r) r dr =$$

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

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

Отсюда следует, что только в случае $n^2 = 1$ можно воспользоваться интегралами Ломмеля 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.

Полагаем $H_\theta(r) = \int_0^\infty \tilde{H}_\theta(\rho') J_1(r\rho') \rho' d\rho'$, тогда

$$\frac{1}{\sigma_{zz}} \left(\frac{1}{r} \int_0^\infty \tilde{H}_\theta(\rho') J_1(r\rho') \rho' d\rho' + \frac{\partial}{\partial r} \int_0^\infty \tilde{H}_\theta(\rho') J_1(r\rho') \rho' d\rho' \right) J_1(\rho r) r \Big|_0^\infty - \frac{1}{\sigma_{zz}} \int_0^\infty \tilde{H}_\theta(\rho') J_1(r\rho') \rho' d\rho' \rho J_0(\rho r) r \Big|_0^\infty$$

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

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

поскольку при $r = 0$ выражение

$$J_1(r\rho') J_1(\rho r) + r \rho' J_0(r\rho') J_1(\rho r) - J_1(r\rho') J_1(\rho r) - r \rho J_1(r\rho') J_0(\rho r) = 0.$$

Полагая среду кусочно-постоянной с числом границ N (граница $N+1$ находится в бесконечности) и используя интегралы Ломмеля (Корн, Корн, с.668), получим

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

где

$$\int_{r_i}^{r_{i+1}} J_1(\rho r') J_1(\rho r) r dr = \left\{ \begin{array}{l} \frac{-\rho r_{i+1} J_1(\rho r_{i+1}) J_0(\rho r_{i+1}) + \rho r_{i+1} J_1(\rho r_{i+1}) J_0(\rho r_{i+1}) + \rho r_i J_1(\rho r_i) J_0(\rho r_i) - \rho r_i J_1(\rho r_i) J_0(\rho r_i)}{\rho^2 - \rho^2}, \rho^2 - \rho^2 \neq 0 \\ \frac{\rho r_{i+1}^2 J_1(\rho r_{i+1})^2 - 2r_{i+1} J_1(\rho r_{i+1}) J_0(\rho r_{i+1}) + \rho r_{i+1}^2 J_0(\rho r_{i+1})^2 - \rho r_i^2 J_1(\rho r_i)^2 + 2r_i J_1(\rho r_i) J_0(\rho r_i) - \rho r_i^2 J_0(\rho r_i)^2}{2\rho}, \rho' = \rho \end{array} \right.$$

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

Аналогично преобразуем оставшиеся выражения во втором уравнении системы уравнений Максвелла:

$$\int_0^{\infty} \left[\frac{\partial}{\partial r} \left(\frac{1}{\sigma_{zz}} J_z^{ex} \right) + i\omega \mu_{\theta\theta} H_\theta + i\omega B_\theta^{ex} \right] J_1(\rho r) r dr =$$

$$i\omega \int_0^{\infty} \sum_{i=1}^N \mu_{\theta\theta}^i \int_{r_i}^{r_{i+1}} J_1(\rho r') J_1(\rho r) r dr \mu_{\theta\theta} \tilde{H}_\theta(\rho') \rho' d\rho' - \int_{R_s} \frac{1}{\sigma_{zz}} J_z^{ex} J_0(\rho r) \rho r dr + i\omega \tilde{B}_\theta^{ex}$$

Таким образом, получаем для второго уравнения

$$\frac{\partial}{\partial z} \tilde{E}_r = - \int_0^{\infty} \left[\sum_{i=1}^N \frac{1}{\sigma_{zz}} \int_{r_i}^{r_{i+1}} J_1(\rho r') J_1(\rho r) r dr \right] \rho^2 \tilde{H}_\theta(\rho') \rho' d\rho' + \int_0^{\infty} \sum_{i=1}^N \left(\Delta \frac{1}{\sigma_{zz}} \right) J_1(\rho r') J_0(\rho r_i) r_i \rho \tilde{H}_\theta(\rho') \rho' d\rho'$$

$$- i\omega \int_0^{\infty} \left[\sum_{i=1}^N \mu_{\theta\theta}^i \int_{r_i}^{r_{i+1}} J_1(\rho r') J_1(\rho r) r dr \right] \tilde{H}_\theta(\rho') \rho' d\rho' + \int_{R_s} \frac{1}{\sigma_{zz}} J_z^{ex} J_0(\rho r) \rho r dr - i\omega \tilde{B}_\theta^{ex}$$

Из первого уравнения

$$\frac{\partial}{\partial z} H_\theta = -\sigma_{rr} E_r - J_r^{ex}$$

с использованием предыдущего подхода получим

$$\frac{\partial}{\partial z} \tilde{H}_\theta = - \int_0^{\infty} \sigma_{rr} \int_0^{\infty} \tilde{E}_r(\rho') J_1(\rho r') \rho' d\rho' J_1(\rho r) r dr - \tilde{J}_r^{ex} = - \int_0^{\infty} \left[\sum_{i=1}^N \sigma_{rr}^i \int_{r_i}^{r_{i+1}} J_1(\rho r') J_1(\rho r) r dr \right] \tilde{E}_r(\rho') \rho' d\rho' - \tilde{J}_r^{ex}$$

Тогда

$$\frac{\partial}{\partial z} \tilde{H}_\theta = - \int_0^{\infty} \left[\sum_{i=1}^N \sigma_{rr}^i \int_{r_i}^{r_{i+1}} J_1(\rho r') J_1(\rho r) r dr \right] \tilde{E}_r(\rho') \rho' d\rho' - \tilde{J}_r^{ex}$$

$$\frac{\partial}{\partial z} \tilde{E}_r = - \int_0^{\infty} \left[\sum_{i=1}^N \frac{1}{\sigma_{zz}} \int_{r_i}^{r_{i+1}} J_1(\rho r') J_1(\rho r) r dr \right] \rho^2 \tilde{H}_\theta(\rho') \rho' d\rho' + \int_0^{\infty} \sum_{i=1}^N \left(\Delta \frac{1}{\sigma_{zz}} \right) J_1(\rho r') J_0(\rho r_i) r_i \rho \tilde{H}_\theta(\rho') \rho' d\rho'$$

$$- i\omega \int_0^{\infty} \left[\sum_{i=1}^N \mu_{\theta\theta}^i \int_{r_i}^{r_{i+1}} J_1(\rho r') J_1(\rho r) r dr \right] \tilde{H}_\theta(\rho') \rho' d\rho' + \int_{R_s} \frac{1}{\sigma_{zz}} J_z^{ex} J_0(\rho r) \rho r dr - i\omega \tilde{B}_\theta^{ex}$$

В случае однородной среды, используя свойство

$$\int_0^{\infty} J_n(\rho r) J_n(\rho' r) r dr = \frac{1}{\rho} \delta(\rho - \rho') = \frac{1}{\rho'} \delta(\rho - \rho')$$

получим

$$\frac{\partial}{\partial z} \tilde{H}_\theta = -\sigma_{rr} \tilde{E}_r(\rho) - \tilde{J}_r^{ex}$$

$$\frac{\partial}{\partial z} \tilde{E}_r = -\left(\frac{1}{\sigma_{zz}} \rho^2 + i\omega \mu_{\theta\theta}\right) \tilde{H}_\theta(\rho) + \int_{R_s} \frac{1}{\sigma_{zz}} J_z^{ex} J_0(\rho r) \rho r dr - i\omega \tilde{B}_\theta^{ex}$$

Для каждого слоя добавим и вычтем выражения связанные с внешней

бесконечным слоем. Тогда окончательно получим

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

Для вертикального стороннего тока найдем

$$\int_0^a \frac{1}{\sigma_{zz}} J_z^{ex} J_0(\rho r) \rho r dr = \frac{1}{\sigma_{zz}} J_z^{ex} \int_0^a J_0(\rho r) \rho r dr = \frac{1}{\sigma_{zz}} J_z^{ex} J_1(a\rho)$$

Таким образом, заменяя несобственные интегралы конечными суммами получим систему уравнений вида

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

Отсюда можно получить $\frac{\partial^2}{\partial z^2} \mathbf{H}_\theta = L_{12} L_{21} \mathbf{H}_\theta + L_{12} \mathbf{J}_z^{ext}$, решение которой имеет

вид

$$\mathbf{H}_\theta = v e^{\sqrt{\lambda} z} \mathbf{C}_1 + v e^{-\sqrt{\lambda} z} \mathbf{C}_2 + \mathbf{H}_\theta^f$$

где λ , $\text{Re}(\lambda) > 0$ - собственные значения матрицы $L_{12} L_{21} = v \lambda v^{-1}$, v - матрица, составленная из собственных векторов матрицы $L_{12} L_{21}$ соответствующих собственным значениям этой матрицы.

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 и горизонтально – слоистой модели среды.

Результаты решения двумерной задачи в скважинном варианте представлены на рис.1. Горизонтальная граница находится на оси z с координатой $z = 1$ м, скважина диаметром 0.1 м с электропроводностью 0.1 См/м. Внешние области сред с электропроводностью 0.01См/м (верхний слой), 0.05См/м (нижний слой).

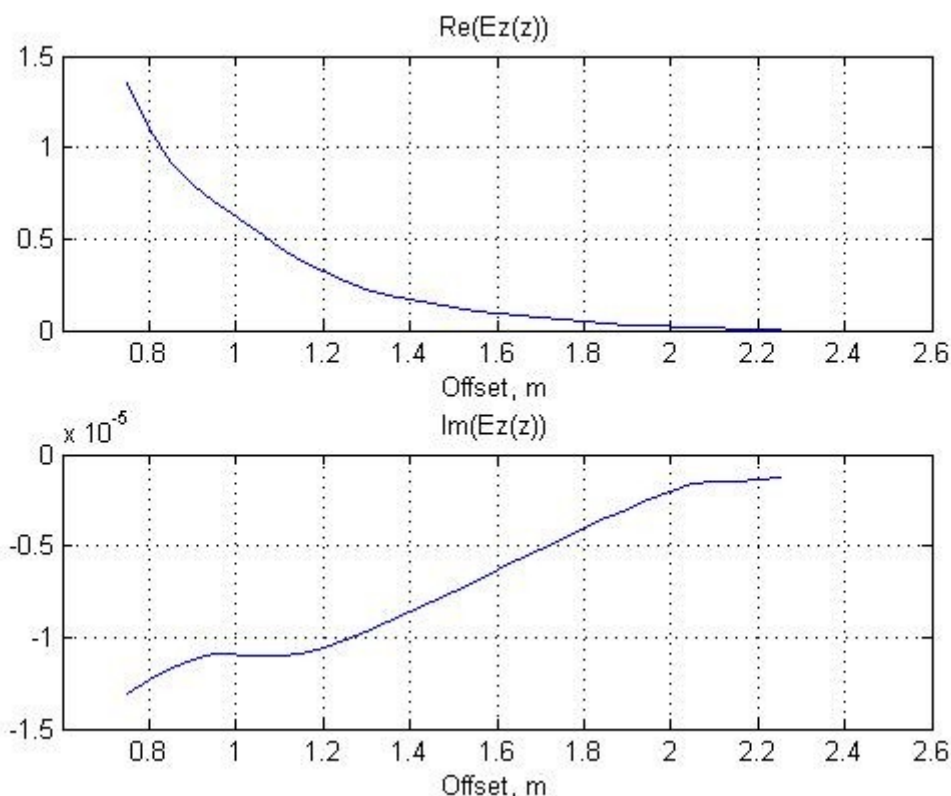


Рис.1. Действительная и мнимая части вертикальной составляющей электрического

поля $E_z = \frac{1}{\sigma_{zz}} \left(\frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} (r H_\theta) \right) - \frac{1}{\sigma_{zz}} J_z^{ex}$ на оси скважины для источника (вертикальный электрический диполя), находящегося в точке с координатой $z = 0$ на частоте 1000Гц.

ВОССТАНОВЛЕНИЕ ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ ПРИ РЕШЕНИИ ДИСКРЕТНОГО УРАВНЕНИЯ ЛАПЛАСА С РАЗЛИЧНЫМИ КРАЕВЫМИ УСЛОВИЯМИ

3.3. Арсанукаев

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

Развитие вычислительной техники в последние годы позволило по-новому взглянуть на использование математических методов при интерпретации опытных данных. Сказанное относится и к решению обратной задачи в геофизике. Как известно, эта задача относится к числу некорректно поставленных. Классический метод решения обратной задачи сводится к многократному решению прямой задачи до получения согласованных по какому либо критерию вычисленного и наблюдаемого значений поля для пробного источника поля. Этот метод является очень трудоемким из-за большого количества прямых задач, которые необходимо здесь решать. Кроме этого, приходится задавать довольно сложные законы распределения плотностей для пробных источников.

Другой путь решения обратной задачи, который оказался возможным эффективным реализовать в последнее время, связан с появлением вычислительной техники, позволяющей выполнять очень большой объем вычислительной работы за ограниченное время. Это метод заключается в восстановлении поля силы тяжести в нижнем полупространстве по его заданным значениям на поверхности Земли с использованием сеточных подходов. Затем по виду восстановленного поля решается обратная задача в двух вариантах:

- а) по восстановленному полю определяются особые точки источников поля, т. е. оконтуривается аномалиеобразующий объект.
- б) по восстановленному полю при априорно заданных границах источника поля определяется его плотность.

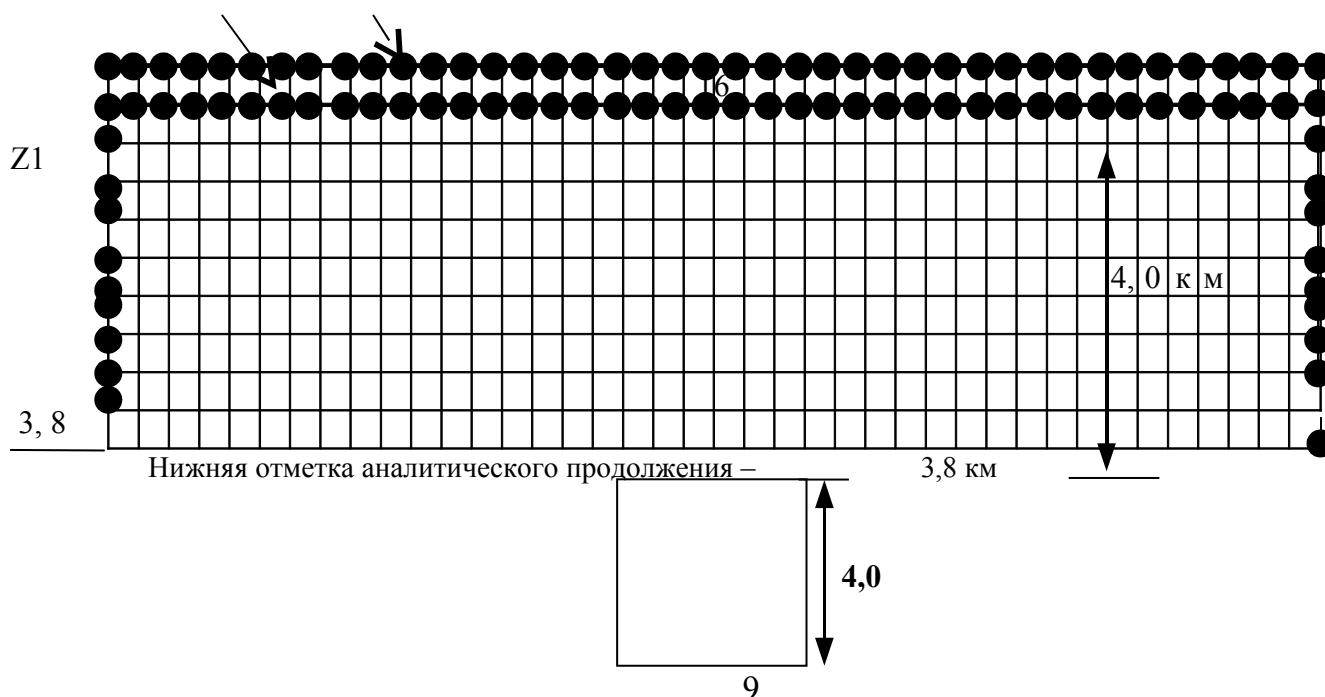
Задача восстановления поля по заданным значениям решается путем замены дифференциальных операторов Лапласа конечно-разностными отношениями и редуцируется, таким образом, к решению систем линейных алгебраических уравнений (СЛАУ). Следует отметить, что здесь пришлось преодолеть трудности, во-первых, постановочного характера, поскольку известная классическая схема восстановления значений поля по заданным («задачи Дирихле для уравнения Лапласа в квадрате») предполагает задание поля по всему контуру заданного нижнего горизонтального слоя, тогда как на практике поле задано лишь на части контура, обычно на дневной поверхности. Во-вторых, необходимо было разработать устойчивые методы решения СЛАУ, причем устойчивость при решении СЛАУ обеспечивалась тем, что использовались совместно несколько дискретных операторов Лапласа; и, в-

третьих, необходимо было решить проблему оценки точности восстанавливаемых значений поля.

На основе указанных выше положений метода дискретных аппроксимаций потенциальных полей, предложенного академиком Страховым В.Н. совместно с автором, были разработаны компьютерные технологии решения задачи аналитического продолжения заданных значений поля в заданный горизонтальный слой.

Ясно, что для успешного решения обратной задачи необходимо искать пути повышения точности восстанавливаемых значений поля. Для этого была разработана соответствующая методика в рассматриваемых модельных примерах, которая позволяет оценивать точность восстанавливаемых значений поля. Были разработаны технологии, позволяющие повысить точность восстанавливаемых значений поля при фиксированном шаге сетки. Далее в результате проведения вычислительных экспериментов было доказано повышение точности восстанавливаемых значений поля при уменьшении шага сетки.

На предыдущих сессиях семинара Успенского автором неоднократно докладывались эти результаты проведенных исследований по восстановлению гравитационного поля в нижнем полупространстве по заданным значениям на поверхности Земли. Однако во всех этих исследованиях при решении дискретного уравнения Лапласа принималось, что поле задано на 2-х горизонтальных уровнях: $z = 0$, $z = -h$. В настоящем докладе излагаются постановка задачи и результаты расчетов при решении дискретного уравнения Лапласа, когда к заданным значениям поля силы тяжести на 2-х горизонтальных уровнях добавляются значения поля на двух (рис.1) и на четырех боковых вертикальных профилях. В качестве аномалиеобразующего объекта принимался прямой пласт размерами $4,8 \times 4,0$ км, верхняя кромка которого расположена на глубине $4,0$ км от поверхности Земли.



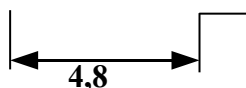
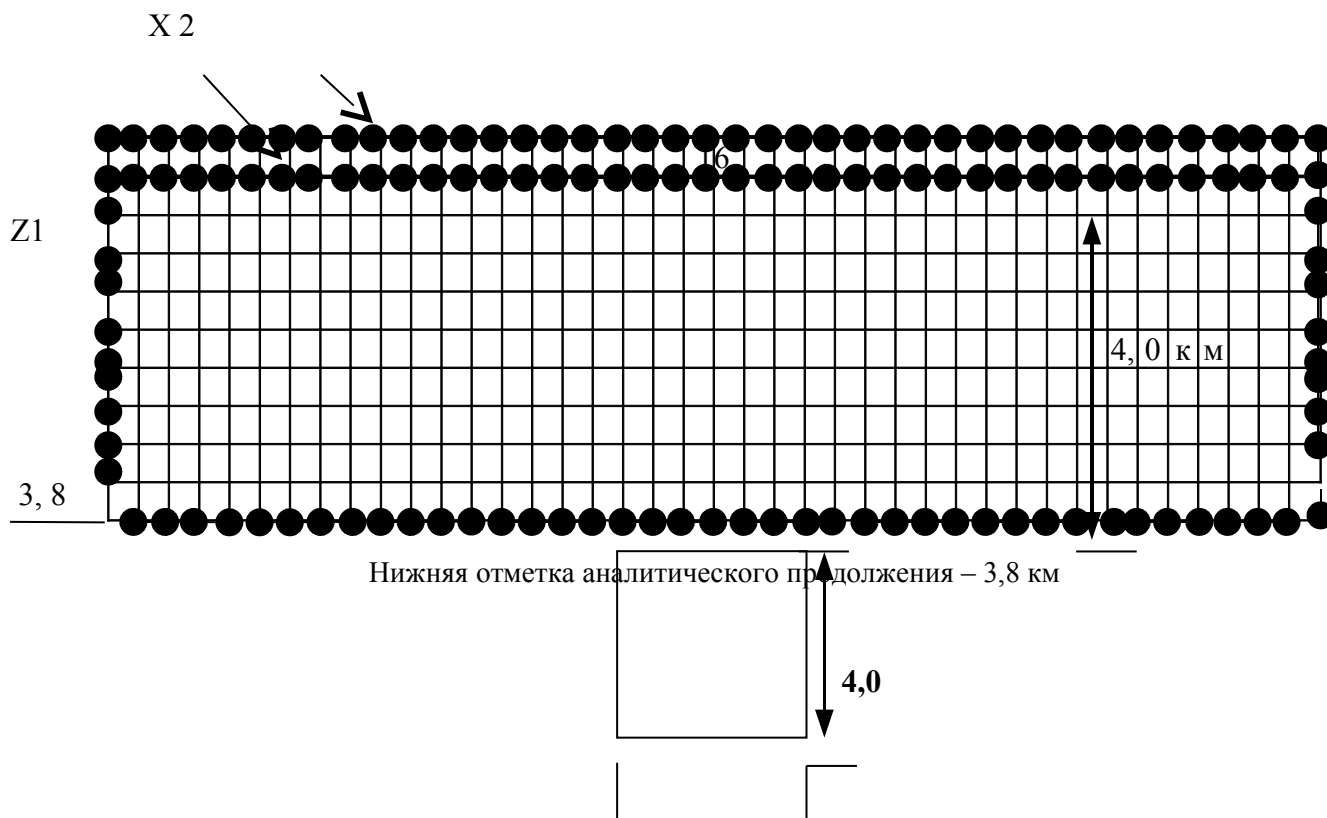


Рис.1 . Расчетная схема для прямого пласта при заданных значениях поля на 2-х горизонтальных и 2-х боковых уровнях «входных» данных.

«Входные данные» располагаются на профиле длиной 32 км, шаг сетки равен 0.2 км. Для формирования элементов матрицы и вектора правой части в возникающей здесь системе линейных алгебраических уравнений (СЛАУ) были разработаны компьютерные программы `rg 606KTZ` и `rg607KTZ`.

Результаты расчетов показывают, что точность восстанавливаемых значений поля увеличивается при дополнительном задании значений поля по боковым вертикальным профилям. Однако это повышение точности не очень существенно и, таким образом, остается в силе следующий замечательный вывод: отправляясь от заданных на 2 горизонтальных уровнях $z = 0$, $z = -h$, можно восстановить поле с очень высокой точностью при аналитическом продолжении заданных значений поля до отметки, расположенной выше верхней кромки источника поля.

Были проведены вычислительные эксперименты, в которых значения поля заданы уже по всему контуру («задача Дирихле») - рис.2. Для формирования элементов матрицы и вектора правой части в возникающей СЛАУ были разработаны компьютерные программы `rg 606KZ` и `rg607KZ`. Размер матрицы $A=6042 \times 2862$, вектор правой части $f=6042 \times 1$, время решения СЛАУ= 00:01:41.



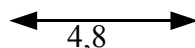


Рис. 2. Расчетная схема для прямого пласта при заданных значениях поля на 2-х горизонтальных верхних, 2-х боковых вертикальных и 1-го горизонтального нижнего уровней «входных» данных.

Как видно из таблицы 1, расчеты показывают (уже на шаге сетки 200м) справедливость теоретического результата при решении задачи Дирихле: об однозначном восстановлении значений поля в заданном слое.

Действительно, впервые, в отличие от проведенных ранее расчетов, на отметке равной 2 шагам сетки от верхней кромки прямого пласта относительная погрешность равна 10^{-4} т.е. восстановленные значения отличаются от точного решения в среднем на 1/100 %.

Таблица 1

АНАЛИТИЧЕСКОЕ ПРОДОЛЖЕНИЕ ДО ОТМЕТКИ 3,8 КМ ПРИ ЗАДАННЫХ ЗНАЧЕНИЯХ ПОЛЯ НА 2-Х ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ ВЕРХНИХ, 2-Х ВЕРТИКАЛЬНЫХ БОКОВЫХ, И 1-ОМ ГОРИЗОНТАЛЬНОМ НИЖНЕМ ПРОФИЛЯХ

Режим для заданных значений поля	Глубина, в км	Относительная погрешность
		Профиль длиной 32 км
		Шаблон "прямой крест" и "косой крест"
Точное задание	0,2	$1,073628 \cdot 10^{-5}$
	0,4	$2,941497 \cdot 10^{-5}$
	0,6	$5,376914 \cdot 10^{-5}$
	0,8	$8,206198 \cdot 10^{-5}$
	1,0	$1,129267 \cdot 10^{-4}$
	1,2	$1,452448 \cdot 10^{-4}$
	1,4	$1,780613 \cdot 10^{-4}$
	1,6	$2,106502 \cdot 10^{-4}$
	1,8	$2,425003 \cdot 10^{-4}$
	2,0	$2,732097 \cdot 10^{-4}$
	2,2	$3,026575 \cdot 10^{-4}$
	2,4	$3,309432 \cdot 10^{-4}$
	2,6	$3,538232 \cdot 10^{-4}$
	2,8	$3,851298 \cdot 10^{-4}$
	3,0	$4,112802 \cdot 10^{-4}$
	3,2	$4,353962 \cdot 10^{-4}$
	3,4	$4,521158 \cdot 10^{-4}$
3,6	$4,369747 \cdot 10^{-4}$	

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ АЭРОГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ НА РАННИХ ЭТАПАХ ПОИСКОВАНИЯ НЕФТЕГАЗОПЕРСПЕКТИВНЫХ ТЕРРИТОРИЙ

П.С. Бабаянц¹, Ю.И. Блох², А.А. Трусов¹

¹ ЗАО ГНПП «Аэрогеофизика», Москва; ² Российский государственный геологоразведочный университет им. Орджоникидзе, Москва.

Использование дешевых и мобильных аэрогеофизических технологий прочно вошло в практику исследования нефте-газоперспективных территорий, в первую очередь, на ранних стадиях их изучения. При этом в состав сложившегося комплекса аэрогеофизических методов, включающего аэромагнитную съемку, аэрогамма-спектрометрию и газовую аэросъемку с определением концентраций метана и пропана в приземном слое атмосферы, в последние годы все чаще включается аэрогравиметрическая съемка. Это обусловлено, в том числе, резким повышением качества материалов аэрогравиметрии в результате современных аппаратурно-программных достижений. Современные аэрогравиметрические съемки позволяют получить аномальное поле в редукции Буге с точностью 0.5 мГал (при использовании в качестве носителя самолета) и по своим кондициям и пространственному разрешению отвечают требованиям, предъявляемым к наземным съемкам масштаба 1:100000.

В настоящее время изучение нефте-газоперспективных территорий в ГНПП «Аэрогеофизика» осуществляется на базе целевой технологии содержательной геологической интерпретации комплексных аэрогеофизических данных, разработанной специально для решения задачи поисков месторождений углеводородов. С ее помощью могут решаться следующие геологические задачи.

1. Изучение геологического строения фундамента

Указанная задача включает два аспекта. С одной стороны, знания о геологическом строении фундамента помогают правильному пониманию процесса формирования осадочного чехла и закономерностей размещения в нем месторождений углеводородов. С другой стороны, открытие в породах верхней части кристаллического фундамента нескольких десятков крупных и уникальных месторождений углеводородов, в том числе таких, как Белый Тигр во Вьетнаме, показало перспективы поисков нефти и газа в самом фундаменте.

Ведущим методом в решении этой задачи является магниторазведка, поскольку в пределах платформенных областей основные источники аномального магнитного поля связаны именно с породами кристаллического фундамента. Фактически в таких регионах аэромагнитная съемка является прямым методом изучения строения фундамента, что эффективно реализуется с помощью описываемой технологии. В то же время полное и всестороннее

решение указанной задачи возможно лишь с привлечением данных гравиметрии.

Изучение рельефа поверхности фундамента. Информация о рельефе кровли кристаллического фундамента платформенных областей является весьма важной при решении разнообразных геологических задач, как региональных, так и поисковых, в том числе связанных с поисками месторождений нефти и газа в самом фундаменте и в унаследованных структурах осадочного чехла.

Обычно построение карт рельефа кровли погребенного фундамента производится по данным бурения и сейсморазведки, иногда с привлечением информации, полученной с помощью глубинных электрических зондирований. При этом общая совокупность точек, где имеются более или менее надежные сведения о глубинах фундамента, как правило, остается весьма ограниченной, а их расположение в плане – чрезвычайно неравномерным. Эффективность картирования поверхности кристаллического фундамента в плитной части платформ можно значительно повысить за счет привлечения дополнительной информации, получаемой с помощью магнитной съемки, поскольку основная часть энергии аномального магнитного поля (до 99%) зачастую обусловлена влиянием именно верхней части кристаллического фундамента.

Разработанный для решения указанной задачи специальный алгоритм (технология ROMGAS) обобщил предыдущие достижения в этой области. Он базируется на определении координат особых точек функций, описывающих магнитные аномалии, по амплитудному спектру, вычисляемому в скользящем окне. Технология применялась в различных геологических условиях и показала высокую эффективность. Точность определения при этом обычно не хуже 10 %, а в благоприятных условиях значительно выше.

Изучение вещественного состава фундамента осуществляется путем автоматизированного моделирования гравитационного и магнитного полей на основе модели субгоризонтального слоя, ограниченного двумя контактными поверхностями, с латерально изменяющимися намагниченностью и плотностью (технология REIST). Верхняя кромка моделируемого слоя задается по данным бурения, сеймики, электромагнитных зондирований, а также с привлечением информации, полученной на предыдущем этапе. Нижняя кромка слоя, как правило, принимается горизонтальной, а ее альтитуда оценивается по спектру интерпретируемого поля, хотя в принципе и нижняя граница может задаваться на основе априорных сведений.

Подчеркнем, что исходные поля при этом задаются в реальных точках наблюдений, то есть по неравномерной сети с учетом высоты над поверхностью геоида. Для повысотных съемок в интерпретацию могут одновременно вовлекаться все данные, в том числе измеренные на нескольких уровнях друг над другом.

Результатом моделирования магнитного и гравитационного полей в данном случае является двухпараметровая модель распределения эффективных плотности и намагниченности верхней части фундамента. Еще раз подчеркнем, что в отличие от разнообразных трансформант, традиционно применяющихся при геологическом истолковании данных магниторазведки и гравиразведки,

полученные петрофизические модели принципиально не содержат тех искажений, которые присущи большинству методик фильтрации и связаны с недоучетом разновысотности точек измерений, неравномерности исходных сетей, а также различий в глубинах источников. В связи с этим распознавание геологических образов по матрицам распределения эффективных физических свойств, а не по трансформантам полей методологически является значительно более предпочтительным.

Вещественно-петрофизическое картирование поверхности фундамента осуществляется посредством интерактивной двухпараметровой классификации модельных петрофизических данных. Решение этой задачи осуществляется на основе разделения двумерной гистограммы распределения пары параметров на непересекающиеся, статистически однородные классы с одновременным построением карты выделяемых классов (технология CLASS2).

Вещественная идентификация выделенных классов выполняется с привлечением априорных данных о физических свойствах (плотности и намагниченности) пород фундамента. В случае отсутствия такой информации, могут быть использованы сведения со смежных территорий. При этом следует иметь в виду, что петромагнитные исследования часто ограничиваются лишь изучением магнитной восприимчивости пород, а их естественная остаточная намагниченность, зачастую весьма существенно влияющая на аномальное поле, к сожалению, не изучается.

Картирование разрывной тектоники. Известно, что количество разрывных нарушений в осадочном чехле и фундаменте на единицу площади является одним из наиболее значимых критериев оценки перспектив нефтегазоносности. При малом их числе затруднена миграция углеводородов в потенциальные ловушки, а при большом – происходит их чрезмерное рассеивание. В связи с этим выявление разломов в фундаменте и осадочном чехле помогает в решении одной из важнейших задач нефтегазовой геологии. Картирование разрывных нарушений в фундаменте осуществляется посредством специальной фильтрации модельных петрофизических данных. Подчеркнем, что распознавание ведется не по матрицам аномальных полей или их трансформант, а по матрицам распределения физических свойств, полученных по технологии REIST.

Изучение морфологии аномальных объектов в фундаменте. Анализ распространения структур фундамента, выявленных на предыдущих этапах интерпретации, на глубину может проводиться с помощью методов интерпретационной томографии, как в аппроксимационном, так и в фильтрационном вариантах. При этом последовательный процесс моделирования наиболее глуболежащих слоев дает возможность присущего томографии послойного изучения среды, естественно, с теми теоретическими ограничениями, которые характерны для данных задач. Аппроксимационная технология в отличие от фильтрационной нуждается в значительно большем машинном времени, но зато дает возможность эффективно работать с

неравномерными трехмерными сетями наблюдений и учитывать рельеф дневной поверхности.

2. Изучение особенностей геологического строения осадочного чехла

Еще одна группа задач, решаемых аэрогеофизическими методами при поисках месторождений углеводородов, - это выделение аномалий от структур осадочного чехла и их количественное истолкование. Наиболее важным здесь является разделение полей фундамента и осадочного чехла. Традиционный подход к решению этой задачи заключается в подавлении связываемой с глубокозалегающими источниками низкочастотной части аномального поля различными методами фильтрации. Однако все подобные методы неминуемо выводят остаточные поля, связываемые с осадочным чехлом, из физически реальных классов. В итоге полученные после фильтрации остаточные поля, уже вообще не подлежат дальнейшей количественной интерпретации. Этого принципиального недостатка лишен подход, реализуемый нами: для разделения, как правило, оказывается достаточным вычесть поле модели фундамента из исходного аномального поля.

Магнитные свойства образований осадочного чехла зависят как от состава слагающих его пород, так и от влияния наложенных процессов, в частности, под влиянием вертикально мигрирующих от залежи легких углеводородов. В связи с этим характер распределения остаточного магнитного поля может прямо отражать отдельные элементы геологического строения осадочного чехла.

Картирование разрывной тектоники в осадочном чехле при наличии данных газовой съемки или аэрогамма-спектрометрии целесообразно на основе анализа особенностей распределения газовых компонент. Основания для этого следующие. Общепризнанно, что радиоактивный газ радон связан с глубинными источниками и поступает в атмосферу по ослабленным зонам, в первую очередь, разрывным нарушениям, проницаемым для газа в момент его образования. Летучие углеводороды – пропан и метан, генетически связанные с залежами нефти и газа, должны поступать в атмосферу по тем же каналам. Следовательно, их комплексный линеаментный анализ позволяет, во-первых, выполнить картирование системы тектонических нарушений в осадочном чехле, а во-вторых – классифицировать выделенные в пределах фундамента разломы на живущие, по которым может продолжаться поступление радона, и залеченные, вблизи которых этот эффект не наблюдается.

Привлечение к моделированию данных гравиразведки может существенно повысить эффективность интерпретации применительно к изучению строения осадочного чехла. Отметим при этом, что традиционное применение при моделировании чехла только гравиразведки в комплексе с сейсморазведкой – без учета данных магниторазведки – обычно приводит к тому, что влияния плотностных неоднородностей в фундаменте начинают «выметать» в осадочный чехол. В результате модель плотностного строения осадочного чехла становится настолько искаженной, что вычисленное от нее

гравитационное поле начинает сильно коррелировать с магнитным, основные источники которого явно находятся именно в фундаменте. Дополнение сейсмогравиметрического комплекса магниторазведкой позволяет контролировать неадекватное «выметание» и, следовательно, избавиться от типичной для геофизиков ошибки.

3. Возможности выявления прямых признаков залежей углеводородов

Одной из наиболее актуальных проблем в рамках данной задачи является вопрос о нефтегазоносности образований фундамента. Палеозойское основание, в частности, является в настоящее время одним из основных неразведанных ресурсов углеводородов Западной Сибири. Однако в настоящее время практически не существует эффективных методов прогноза продуктивности этой сложной по строению и составу толщи. В условиях Западной Сибири сейсморазведка уверенно картирует поверхность палеозоя, однако, в отличие от структур мезокайнозоя, строгий морфологический контроль залежей в образованиях палеозоя, по-видимому, отсутствует. Кроме того, и степень изученности нефтегазоносности палеозоя буровыми скважинами оставляет желать лучшего.

Тем не менее, на некоторых месторождениях Западной Сибири имеются обнадеживающие примеры решения указанной задачи, связанные с комплексной обработкой и интерпретацией данных потенциальных методов – гравиметрии и магнитометрии. В основу методики прогноза положена идея совместного анализа распределений эффективных значений плотности и намагниченности, вычисленных методами интерпретационной томографии и отнесенных к уровню продуктивного горизонта – в данном случае к поверхности палеозоя.

Для образований осадочного чехла важным фактором локализации месторождений углеводородов по аэромагнитным данным является миграция, концентрация и рассеяние углеводородов, сопровождающееся низкотемпературными гидротермально-метасоматическими изменениями вмещающих осадочных пород, которые могут приводить к изменению валентной формы железа в них. В частности, в красноцветных отложениях замещение акцессорного магнетита пиритом в условиях восстановительной среды под влиянием углеводородов приводит к переходу железа из трехвалентного состояния в двухвалентное, что приводит к уменьшению намагниченности породы.

В других породах, наоборот, изменения под влиянием углеводородов могут приводить к появлению вторичного магнетита в виде микроскопических сферических агрегатов, что повышает магнитную восприимчивость и намагниченность пород. В магнитном поле эти изменения, особенно в зонах разломов, в том числе на границах ловушек осадочного чехла, приводят к появлению локальных аномалий специфической морфологии.

С целью выявления возможных каналов миграции углеводородов может быть выполнено специальное моделирование аномального магнитного поля

методами аппроксимационной интерпретационной томографии в дифференциальном варианте. Суть технологии моделирования заключается в последовательном подборе магнитного поля на смежные горизонты, отстоящие друг от друга, например, на 1000 м, и последующем синтезе объемной модели по разностям распределения намагниченностей между горизонтами. Естественно, что вычисленная разность при этом относится к середине анализируемого слоя. При таком подходе в состав модели войдут лишь неоднородности из заданного интервала.

3D МОДЕЛИРОВАНИЕ ПОДВОДНЫХ ВУЛКАНОВ КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ

П.С. Бабаянц¹, Ю.И. Блох², В.И. Бондаренко³, В.А. Рашидов⁴, А.А. Трусов¹
¹ ЗАО ГНПП «Аэрогеофизика», Москва; ²Российский государственный геологоразведочный университет им. Орджоникидзе, Москва; ³ Костромской Государственный Университет им. Н.А. Некрасова, Кострома, ⁴Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский.

В настоящее время одним из наиболее эффективных средств автоматизированного трехмерного (3D) моделирования гравитационных и магнитных аномалий является пакет программ структурной интерпретации СИГМА 3D. Пакет применялся при решении разнообразных геологических задач в регионах, находящихся как в северном, так и в южном полушариях Земли, при разных наклонениях главного геомагнитного поля, в том числе и в экваториальной зоне. Только в Российской Федерации с его помощью проведена интерпретация потенциальных полей примерно на четверти ее территории.

Перспективным направлением применения пакета СИГМА 3D является интерпретация данных морской магниторазведки, в первую очередь, моделирование подводных вулканов. Для решения этой задачи до сих пор, как правило, применяются программы, реализующие различные 2 и 2.5-мерные технологии решения обратной задачи и не дающие возможности получения достаточно полного представления о пространственной структуре сложных объектов.

Технологии, реализованные в пакете СИГМА 3D, были опробованы при изучении четырех подводных вулканов, расположенных в пределах Курильской островной дуги, которые были изучены в 80-х годах XX века во время проведения вулканологических экспедиций с борта НИС «Вулканолог». Комплекс исследований включал эхолотный промер, непрерывное сейсмоакустическое профилирование (НСП), гидромагнитную съемку (ГМС) и драгирование.

1. Плосковершинный подводный вулкан Григорьева находится в 5.5 км к СЗ от о. Атласова (вулкан Алайд) и в 58 км от вулканического фронта. Он

располагается на генеральной линии СЗ направления местоположения побочных кратеров вулкана Алайд, поднимаясь с глубин 800-850 м, а его основание срослось с основанием Алайда. Размеры вулкана Григорьева по основанию составляют 12.5×15 км, объем вулканической постройки около 40 км^3 . Крутизна склонов достигает $10 \div 15^\circ$. Вершина вулкана срезана абразией и снивелирована до уровня глубин $120 \div 140$ м, что практически соответствует уровню моря в позднем плейстоцене. В ЮЗ части вершины отмечены скальные выступы, поднимающиеся до глубины $50 \div 55$ м, которые, возможно, образовались после формирования вершины и представляют собою голоценовые экструзии или небольшие лавовые постройки. На ЮЗ склоне вулкана отмечена цепочка скальных выступов СВ простирания с относительными превышениями от 30 до 60 м и размерами в поперечнике до $400 \div 650$ м, которые, скорее всего, также являются экструзивными куполами или лавовыми конусами. Судя по записям НСП, вулканическая постройка сложена, в основном, плотными вулканическими породами. Мощность осадочного чехла в окрестностях вулкана достигает $1500 \div 2000$ м.

При драгировании вулкана Григорьева были подняты однотипные высокоглиноземистые, высокожелезистые, высококалийевые и умеренно-титанистые базальты. Остаточная намагниченность драгированных базальтов изменяется в диапазоне $1.47 \div 28.45$ А/м, магнитная восприимчивость – $(2.39 \div 94.83) \cdot 10^{-3}$ СИ, а отношение Кенигсбергера – от 1.24 до 22.65.

Подводный вулкан Григорьева создает интенсивную аномалию магнитного поля ΔT мозаичного характера с амплитудой более 1400 нТл. Вулканическая постройка намагничена по направлению современного магнитного поля. Все выделенные по данным эхолотного промера и НСП скальные выступы в ЮЗ части плоской вершины и на ЮЗ склоне вулкана отчетливо проявляются в магнитном поле наличием локальных аномалий. Расчеты, выполненные с помощью пакета СИГМА 3D, показали, что эффективная намагниченность этих выступов сопоставима с эффективной намагниченностью самой постройки вулкана. Это, вероятнее всего, указывает на их лавовую природу, а отмеченные неоднородности рельефа действительно являются экструзивными куполами или лавовыми конусами, развитыми вдоль радиальной трещины северо-восточного простирания. Сравнивая вычисленные программой REIST значения эффективной намагниченности с результатами изучения магнитных свойств драгированных пород, можно с высокой вероятностью предположить, что вся постройка вулкана Григорьева сложена однотипными высокоглиноземистыми базальтами.

2. Островершинный подводный вулкан 1.4 находится на пересечении прогиба Атласова с продолжением поперечной структуры 4-го Курильского прогиба в 80 км к западу от о. Парамушир. Он расположен далеко в тылу Курильской островной дуги, возвышаясь над окружающим дном Охотского моря на $650 \div 700$ м. Основание его слегка вытянуто в северо-западном направлении и имеет размеры $\sim 6500 \times 7000$ м. Вершина осложнена рядом пиков, а основание вулкана почти замкнутым кольцом опоясывается

отрицательными формами рельефа. На удалении 3÷10 км от вулкана по данным НСП выделены три небольших (по-видимому, магматических) тела, не достигших поверхности дна. Перекрывающие их осадки образуют купольные поднятия.

Особенности строения осадочного чехла указывают на то, что прорыв магмы к поверхности дна здесь не сопровождался крупномасштабным процессом накопления вулканогенно-осадочного материала и, вероятнее всего, завершился образованием одной или серии вулканических экструзий. Пологие склоны вулкана представлены асимметричными блоками, со стороны вершины ограниченными крутыми уступами. Скорее всего, вся постройка сложена вулканическими породами, а приблизительный возраст ее образования, по данным НСП и ГМС, составляет 0.4÷0.7 млн. лет.

При драгировании привершинной части вулкана были подняты, в основном, амфиболовые андезиты, с подчиненным количеством пироксеновых андезибазальтов и плагиобазальтов.

Аномальное поле ΔT в районе подводного вулкана характеризуется преимущественно положительными значениями, лишь в его СЗ части отмечаются отрицательные значения поля интенсивностью до -200 нТл. Области положительных и отрицательных значений магнитного поля разделены линейной зоной высоких градиентов до 80÷100 нТл/км, имеющей СЗ простирание. Непосредственно к вулканической постройке приурочена положительная аномалия магнитного поля интенсивностью до 500 нТл, а вблизи привершинной части отмечен локальный максимум интенсивностью до 700 нТл. Максимум аномалии смещен к югу от вершины вулкана. Отмеченные магматические тела, не достигшие поверхности дна, в магнитном поле не выражены самостоятельными аномалиями.

Расчеты, выполненные с помощью пакета СИГМА 3D, показали, что наибольшая эффективная намагниченность отмечена на СЗ склонах постройки, на глубинах 1100÷1200 м. Привершинная часть постройки является менее магнитной. Исходя из полученных данных, можно предположить, что последние по времени излияния лав происходили на СЗ склоне, где расположен активный вулканический центр.

3. Островершинный подводный вулкан Юбилейный расположен на восточном краю Курильской глубоководной котловины, в 30 км к СЗ от о. Кетой и в 44 км от вулканического фронта. Вулкан возвышается над дном Курильской котловины на 2900 м, а минимальная глубина, зафиксированная над его вершиной, составляет 420 м. Размер основания вулкана 17.5×19 км, крутизна склонов увеличивается от подножия (7÷10°) к вершине (15÷20°, местами до 30°), объем вулканической постройки ~ 250 км³. С нижних горизонтов постройки драгированы гидротермально измененные туфы, со склонов и вершины подняты свежие оливин-пироксеновые и пироксеновые андезибазальты. В привершинной части постройки опробованы также свежие пироксен-амфиболовые андезидациты экструзивного облика. Мощность пирокластических отложений на склонах вулкана достигает 300÷400 м.

Подножие вулкана практически не перекрыто осадками. Отмечены каньонообразные углубления в рельефе, которые возможно маркируют края лавовых потоков. На склонах, в пределах линейной зоны СЗ простирания развиты побочные вулканические конусы - их относительная высота 100÷120 м.

Вулкан Юбилейный отчетливо проявляется в магнитном поле положительной аномалией ΔT интенсивностью 300 нТл, максимум которой несколько смещен к югу от вершины постройки. Его породы намагничены по направлению современного магнитного поля.

В результате 3D моделирования с помощью программы REIST аномальное поле было аппроксимировано со среднеквадратической погрешностью 22 нТл. На СВ и ЮЗ вулкана выделяются две вершины, расположенные, соответственно, на глубинах 420 и 700 м. На его склонах в интервале глубин от 1100 до 2500 м находятся 7 побочных лавовых конусов. Вершины вулкана и побочные конусы характеризуются повышенными значениями намагниченности, что свидетельствует об однотипности слагающих их пород.

Морфологические особенности постройки, намагниченность ее по направлению современного магнитного поля и свежесть драгированных пород, относящихся к единой петрографической группе, отсутствие осадочных отложений, перекрывающих основание вулкана, свидетельствуют о молодом, возможно, голоценовом, возрасте вулкана Юбилейный. Исходя из морфологических особенностей лав можно предположить, что андезибазальты, драгированные со склонов вулкана, изливались в подводных условиях. С вершины вулкана подняты андезибазальты, слагающие экструзивное тело, венчающее вулканическую постройку.

4. Плосковершинный подводный вулкан Крылатка представляет собой конусовидную постройку субмеридионального простирания, с плоской вершиной на глубине 300 м. Размер вершины – 4.3×6.5 км, и она слегка вытянута в том же направлении. Северные и западные склоны вулкана опускаются до глубин 2200÷2300 м, их крутизна увеличивается от 15° в нижней части до 20÷25° у вершины. Угол наклона плоской вершины 1.5°÷2°. Судя по данным НСП, постройка вулкана Крылатка сложена преимущественно плотными эффузивными или экструзивными породами. Основание постройки с севера и запада покрыто субгоризонтально залегающими осадочными отложениями мощностью до 700 м, что свидетельствует о ее относительной древности. Размер перекрытого основания – 14×22 км. Полная высота, с учетом перекрытого осадками основания, около 2900 м, а объем постройки – около 140 км³.

На записях эхолотных промеров в центре плоской вершины вулкана в интервале глубин 210÷250 м отмечены акустические аномалии в водной толще, которые, возможно, могут быть вызваны газогидротермальной деятельностью. При драгировании постройки вулкана подняты базальты, андезибазальты, андезиты, андезидациты, зачастую имеющие экструзивный облик, и риолиты. Остаточная намагниченность драгированных базальтов изменяется в диапазоне

0.08÷8.83 А/м, магнитная восприимчивость – $(18.6÷54.4) \cdot 10^{-3}$ СИ, а отношение Кенигсбергера в пределах 0.12÷22.40.

Основание вулкана оконтуривают отрицательные изодинамы ΔT интенсивностью 100÷130 нТл. К западу, юго-западу и югу привершинной части постройки приурочена положительная локальная аномалия около 100 нТл, а к востоку привершинной части и восточному склону – локальные положительные аномалии интенсивностью 230 и 150 нТл.

Эффективная намагниченность подводных вулканов Курильской островной дуги по данным интерпретации в пакете СИГМА 3D:

1 - вулкан Григорьева, 2 – вулкан 1.4, 3 – вулкан Юбилейный, 4 – вулкан Крылатка.

Расчеты, выполненные с помощью пакета СИГМА 3D, показали, что в центральной части вулкана Крылатка эффективная намагниченность очень мала и, скорее всего, слагающие ее породы утратили свои магнитные свойства. Вероятно, породы, слагающие эту часть вулканической постройки в интервале глубин 180÷700 м, подверглись значительным гидротермальным изменениям, а

слабо намагниченный блок представляет собой вершинную кальдеру, заполненную продуктами разрушения верхней части.

Результаты, полученные при изучении подводных вулканов Курильской островной дуги, показали эффективность пакета программ структурной интерпретации СИГМА 3D при решении задач морской вулканологии.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 05-05-65102).

ЭФФЕКТЫ, СВЯЗАННЫЕ С ИЗМЕНЕНИЕМ ВЫСОТ ПУНКТОВ НАБЛЮДЕНИЙ, ПРИ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГРАВИТАЦИОННЫХ И МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ

П.С. Бабаянц¹, Ю.И. Блох², А.А. Трусов¹

¹ ЗАО ГНПП «Аэрогеофизика», Москва; ² Российский государственный геологоразведочный университет им. Орджоникидзе, Москва.

Классическая теория интерпретации данных гравirazведки и магниторазведки была разработана в рамках многочисленных и довольно грубых упрощений. Одно из них, ставшее неотъемлемой чертой большинства способов интерпретации, заключалось в предположении, что рельеф дневной поверхности является плоским и горизонтальным, и наблюдения проводятся на той же поверхности. Появление аэрогеофизических методов способствовало осознанию того, что дневная поверхность и поверхность наблюдений могут различаться, но их горизонтальность в явной или неявной форме продолжала предполагаться. Это характерное для ушедшего века, но весьма грубое по современным меркам приближение привело к формированию в массовом сознании множества устойчивых ошибочных стереотипов.

Самым опасным из них является представление о том, что стандартная карта является полноценным и адекватным средством отображения аномального поля. Именно карты изолиний или карты графиков многими до сих пор считаются всеобъемлющими итоговыми документами, получаемыми в результате съемки. В результате данного заблуждения, отраженного, в том числе, в устаревших, но действующих поныне инструкциях, многие, к сожалению, до сих пор убеждены, что интерпретация аномального поля – это фактически интерпретация карт аномального поля.

На самом деле эти карты не могут служить полноценными и адекватными современными средствами отображения аномального поля в значительной степени именно из-за содержащихся в ней влияний разновысотности пунктов наблюдений и окружающего рельефа. Ясно, что при съемках на нескольких уровнях, например, при разных высотах полета в аэромагниторазведке, на одной площади будут получены несколько различных карт. Следовательно, и интерпретация карт без учета указанных факторов не может быть адекватной, причем степень неадекватности резко возрастает при увеличении амплитуды рельефа, усложнении его морфологии и повышении контрастности пород по физическим свойствам. В гравirazведке высоты пунктов наблюдений

измеряются и фиксируются в каталогах хотя бы из-за необходимости редуцирования поля, то есть эта информация существует и может быть учтена. В магниторазведке же действующая инструкция не требует ее фиксации с требуемой для современной количественной интерпретации точностью, поэтому такой информации зачастую вообще нет. Этот недостаток инструктивных документов и применяемых технологий съемки к настоящему времени стал серьезным тормозом прогресса в магниторазведке и привел как минимум к двум неприятным последствиям.

Во-первых, из-за отсутствия достаточно точной информации о геоидальных высотах пунктов наблюдений данные наземных магнитных съемок стали принципиально уступать в качестве исходного материала для количественной интерпретации данным аэромагнитных съемок тех же масштабов (1:5000 и мельче), которые непременно сопровождаются высокоточной спутниковой привязкой, в т.ч. и по вертикали.

Во-вторых, поскольку итогом съемки предлагается считать карту, ее в процессе съемки зачастую чрезмерно сглаживают, тем самым фактически добавляя неистотообразные погрешности. При этом карта получается «красивой», но заведомо содержащей помехи, пагубно влияющие на результаты интерпретации в силу общеизвестной неустойчивости решения обратных задач. На самом деле изолинии на картах элементов гравитационного и магнитного полей, измеренных на неровном рельефе, могут быть не только негладкими, но даже разрывными. Более того, строго говоря (то есть без скидок на точность измерений), функции, описывающие измеренные на неровном рельефе элементы потенциальных полей, вообще не принадлежат тем классам, к которым их относит классическая теория интерпретации со всеми вытекающими отсюда последствиями, например, вовсе не обязательно являются непрерывными функциями. Чувствительность же аппаратуры сейчас такова, что стереотипные ссылки на то, что подобные эффекты находятся за пределами погрешности наблюдений, давно потеряли права на сколь либо серьезное к ним отношение.

Зарождающееся в настоящее время новое поколение программ интерпретации ориентируется в качестве исходной информации не на карты, а на массивы (базы) данных, где для каждого пункта наблюдения задаются четыре числа (три координаты: x , y , z и реальное аномальное поле в этом пункте). Для больших площадей и больших глубин исследования, естественно, требуется также корректный учет сферичности Земли. В предыдущих поколениях фактически для каждой точки задавались только три числа (без координаты z), да и те зачастую представляли собой не реальные, то есть наблюдаемые по неравномерной сети данные, а приведенные одним из множества формальных алгоритмов интерполяции (обычно не принимающих во внимание изменения высот) к регулярной сети, в значительной степени «фантастические» значения. Можно сказать, что новое поколение интерпретационных программ решительно перешло к анализу в пространстве более высокой размерности, другими словами, от работы с **планово привязанными** данными (картами) устремилось к истолкованию **пространственно привязанных** данных. При этом становится по-настоящему реальной одновременная количественная интерпретация разнородной и

разноуровневой информации, например, данных аэросъемок, наземных и скважинных измерений.

Вообще говоря, проблема учета рельефа дневной поверхности и разновысотности пунктов наблюдений известна и давно изучается в гравиразведке и магниторазведке. За последние полвека ей посвящены многочисленные работы различных авторов. Их усилиями были изучены разнообразные аспекты влияния рельефа и намечены три основных подхода к его учету:

1) выявление и использование корреляционной связи между высотами пунктов наблюдения и полем;

2) устранение влияния окружающего рельефа путем решения прямой задачи и последующего геологического редуцирования;

3) приведение (редуцирование) наблюденного на неровном рельефе поля на горизонтальную плоскость.

Тем не менее, проблема до сих пор весьма далека от решения.

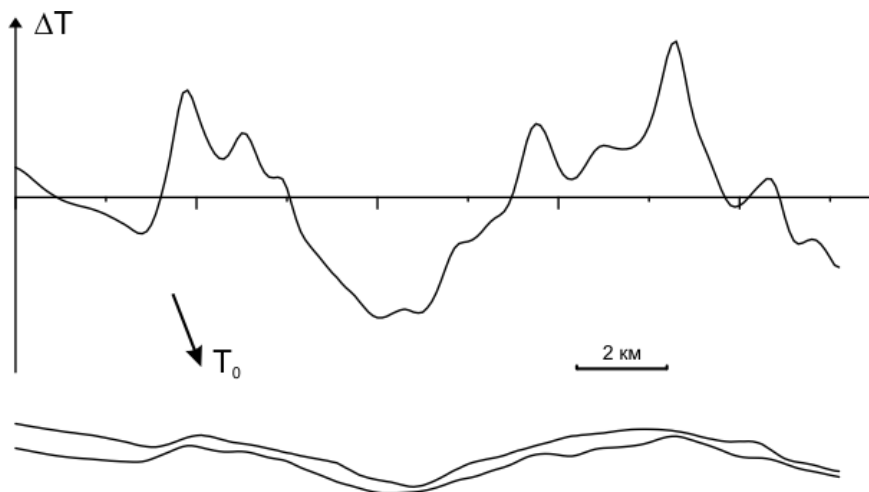


Рис. 1. Аномалии ΔT , вычисленные от однородно и индуктивно намагниченных пород, слагающих неровный рельеф, в точках аэромагнитной съемки.

На рис. 1 представлен синтетический пример влияния однородно намагниченных пород, выходящих на неровный рельеф в точках аэромагнитной съемки, проводимой с его генеральным обтеканием. Здесь рельеф и маршрут съемки взяты реальные, зарегистрированные при аэромагнитной съемке в Бурятии, а поле получено путем решения соответствующей прямой задачи в предположении об индуктивной намагниченности пород. Изменения высот дневной поверхности в пределах маршрута превышают 1 км, весьма значительны и изменения в высотах точек измерений над рельефом. Все это в совокупности привело к достаточно сложному характеру влияния на вычисленное поле ΔT . Обратим внимание, что с геологической точки зрения данная среда – абсолютно однородна, а амплитуда создаваемых аномалий, естественно, тем больше, чем выше намагниченность рельефообразующих пород, и может достигать до нескольких сотен нТл. Данный пример показывает, что приемами, базирующимися на корреляционных связях пользоваться можно

лишь с чрезвычайной осторожностью, иначе они могут не уменьшить аномалии-помехи, но, наоборот, увеличить их.

Вычисляемые поправки за рельеф уменьшают его непосредственное влияние, но сохраняют проявления разновысотности пунктов наблюдений, так как аномалии с введенными поправками за рельеф пространственно относятся к тем же самым пунктам. Вариации альтитуд от точки к точке приводят к соответствующим вариациям в расстояниях до источников аномального поля - тем самым разновысотность продолжает влиять на поле, и ее надо адекватно учитывать при интерпретации.

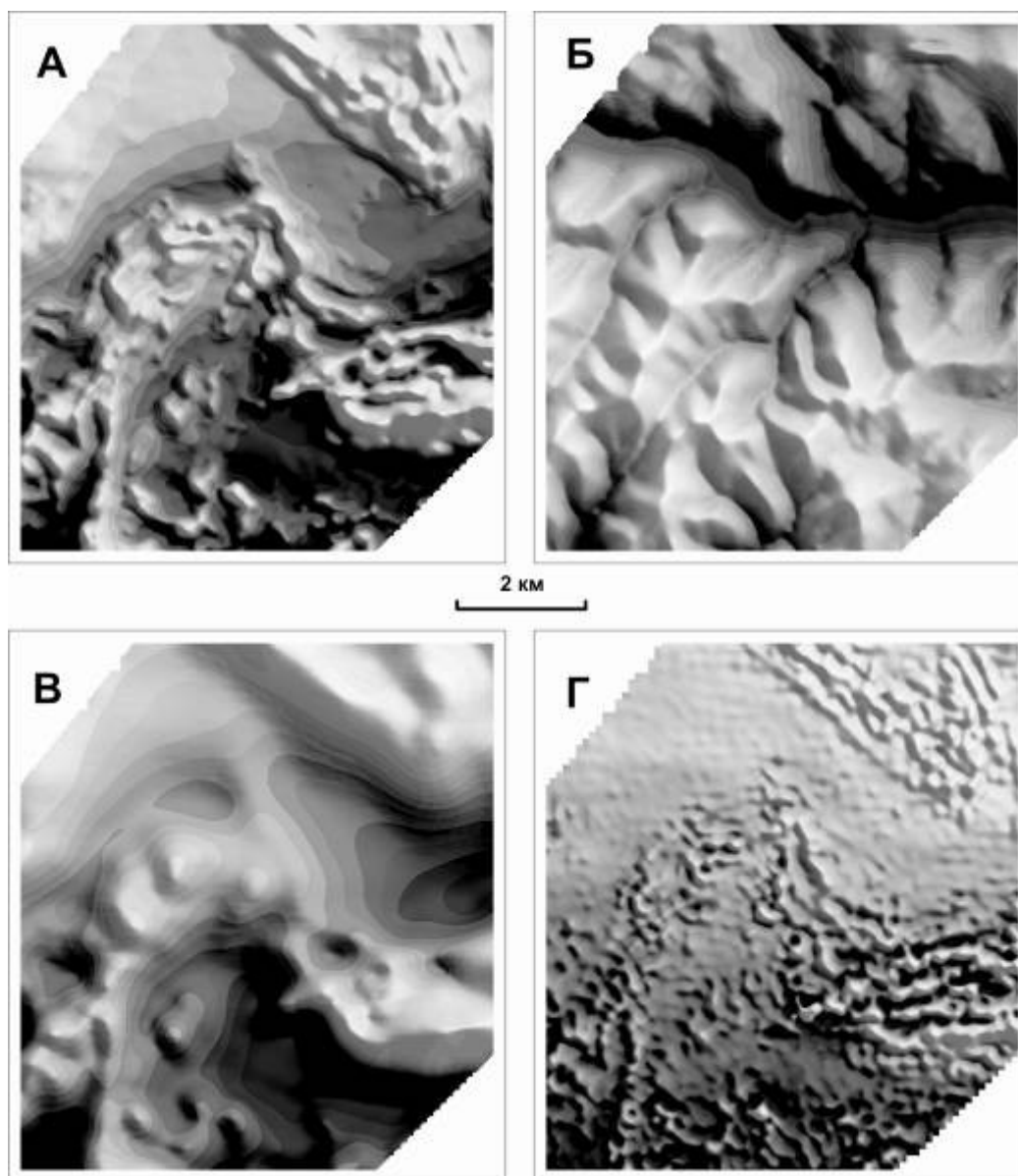


Рис. 2. Результаты учета влияния сильно расчлененного магнитного рельефа:
А - аномальное магнитное поле ΔT ; Б – рельеф дневной поверхности;
В – результаты редуцирования аномального поля на плоскость проходящую через верхнюю точку дневной поверхности; Г – распределение эффективной намагниченности по результатам моделирования в технологии REIST.

Самый распространенный подход к учету рассматриваемых эффектов состоит в редуцировании наблюденного поля на горизонтальную плоскость, но и он не лишен недостатков. Главный из них проявляется в существенном подавлении локальных аномалий от источников, расположенных в долинах. Дело в том, что плоскость приведения выбирается обычно выше всех источников, поэтому аномалии от объектов в долинах при этом фактически продолжают вверх (иногда на несколько километров) и сглаживаются, сильно изменяя характер поля. На рис. 2 показаны результаты применения такого приема на материалах реальной аэромагнитной съемки, выполненной на Полярном Урале. Превышения рельефа на участке более 500 м, а его карта приведена на рис. 2,б. Аномальное магнитное поле ΔT , измеренное в процессе съемки с генеральным обтеканием рельефа, показано на рис. 2,а, а результаты его редуцирования на плоскость, проходящую через верхнюю точку дневной поверхности, на рис. 2,в. Сопоставление этих полей наглядно показывает недостатки подобного редуцирования.

Другой подход базируется на аналитическом продолжении поля на поверхность, повторяющую дневной рельеф и проходящую на постоянной высоте над ним. За рубежом его называют «draping» (по-английски - драпировка) и часто применяют в условиях, когда съемка выполнялась на горизонтальной плоскости. Тем самым этот подход в какой-то степени противоположен первому и частично преодолевает его недостатки, но все равно, очевидно, является полумерой и не допускает, в частности, дальнейшего применения трансформаций и других операций в скользящих окнах.

Работа с пространственно привязанными данными, позволяет вообще отказаться от паллиативных подходов и предоставляет интерпретатору гораздо более широкие возможности. На рис. 2,г представлены результаты, полученные с помощью программы REIST, входящей в разработанный нами пакет программ структурной интерпретации гравитационных и магнитных аномалий СИГМА-3D. Она предназначена для построения модели субгоризонтального слоя с латерально изменяющимися намагниченностью и плотностью, и с ее помощью возможно решение разнообразных задач, в том числе и местностях с резко пересеченным рельефом. Здесь верхняя кромка модели может совпадать с дневной поверхностью, а размер аппроксимирующего элемента в плане – быть равным средней высоте полета при съемке. Получаемое в результате распределение эффективной намагниченности полностью свободно как от влияния разновысотности точек наблюдений, так и от влияния самого рельефа, и тесно связано с рельефообразующими породами. К нему уже вполне применимы операции в скользящих окнах, например, для распознавания.

Таким образом, развивающееся новое поколение программных средств намечает новые пути преодоления ряда существенных недостатков предыдущих программ и позволяет эффективно работать, в том числе, в районах с расчлененным рельефом. Естественно, работы в этом направлении только начинают разворачиваться. Тем не менее, появление новых подходов и программ особо остро ставит вопрос о принципиальной переработке

устаревших инструкций по гравиразведке и, особенно, по магниторазведке, которые, к сожалению, до сих пор продолжают ориентировать геофизиков на работу с планово привязанными, а не с пространственно привязанными данными, что давно уже стало тормозом на пути прогресса в этих областях. Одним из неперенных элементов новых инструкций при этом должны стать обоснованные требования к точности высотной привязки пунктов наблюдений.

ПОСТРОЕНИЕ МОДЕЛИ МАГНИТОАКТИВНОГО СЛОЯ ОКЕАНИЧЕСКОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ НА ОСНОВЕ СОВМЕСТНОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ СКВАЖИННЫХ И НАЗЕМНЫХ МАГНИТНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ.

А.Н. Бахвалов, Н.А. Белоглазова, И.И. Глухих, Л.А. Муравьев

Институт геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург

Изучение тектонического развития литосферы океана и, соответственно, аномалий магнитного поля акватории мирового океана, является актуальным и в настоящее время.

Магнитометрические исследования в скважинах глубоководного бурения позволяют получить дополнительную информацию о дифференциации вскрытых пород по величине магнитной восприимчивости и намагниченности, поведении составляющих магнитного поля внутри магнитоактивного слоя. Такие измерения были впервые выполнены сотрудниками Института геофизики УрО РАН В.Н.Пономаревым и В.Л.Нехорошковым в 1978-1981 г. при их участии в проекте «Deep Sea Drilling Project» на Американском научно-исследовательском судне «Glomar Challenger» [1]. Измерения проводились на двух объектах – полигон 395 в зоне Срединного Атлантического хребта (скв. 395А) и на Коста-Риканском рифте Восточно-Тихоокеанской рифтовой системы (скв. 501, 504В) [2].

Магнитная модель океанической коры по профилю, пересекающему скважину 395А, была построена на основе данных, полученных в районе этой скважины: батиметрии морского дна, сейсмометрии, площадной магнитной съемке, карте полосовых магнитных аномалий и скважинной магнитометрии, проведенной в скважине 395А в интервале глубин 4597-5091 м ниже уровня моря [1]. Проведение скважинной магнитометрии позволило расчленить пробуренную толщу земной коры, на три магнитных слоя с разными направлениями намагниченности. Прямо намагниченные блоки отмечаются отрицательными значениями вертикальной составляющей магнитного поля, измеренного в скважине (Z_a). Это объясняется тем, что внутреннее магнитное поле имеет знак, противоположный намагниченности: $Ta_i = -N \cdot I$, где N – тензор размагничивания. Соответственно, обратно намагниченные блоки отмечаются положительными значениями вертикальной составляющей Z_a .

В работе [2] по скв. 395А отмечаются следующие основные закономерности:

1. Смена знака вертикальной составляющей наблюдается на глубинах 4750 м, 5050 м и 5093 м, что связано с изменением полярности магнитного поля Земли в соответствующие времена.
2. В интервале глубин 4750÷5050 м в зоне положительных значений ΔZ наблюдается уменьшение средних значений ΔZ с глубиной от +4200 нТл до 0 нТл, что может быть связано с наличием призабойной или боковой аномалии.
3. Величина магнитной восприимчивости вскрытых пород меняется в небольших пределах: $1000 \pm 200 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. Однако на этом уровне выделяются два участка с повышенными магнитными свойствами. Первый связан с порфировыми базальтами на глубине 4660-4690 м и обусловлен, по-видимому, вторичной магнетитовой минерализацией по зонам серпентинизированных перидотитов и брекчий. Второй – среди толщи афировых базальтов в зоне развития трещиноватости (глубина 4910-4940 м).

В целом по скважине не отмечается закономерной связи изменений вертикальной составляющей земного магнитного поля с изменением величины магнитной восприимчивости пород, что свидетельствует об обусловленности вертикальной составляющей измеренного поля естественной остаточной намагниченностью пород.

В районе полигона скв.395А элементы нормального геомагнитного поля составляют: вертикальная компонента 26000 нТл, горизонтальная компонента 27500 нТл, наклонение 45°.

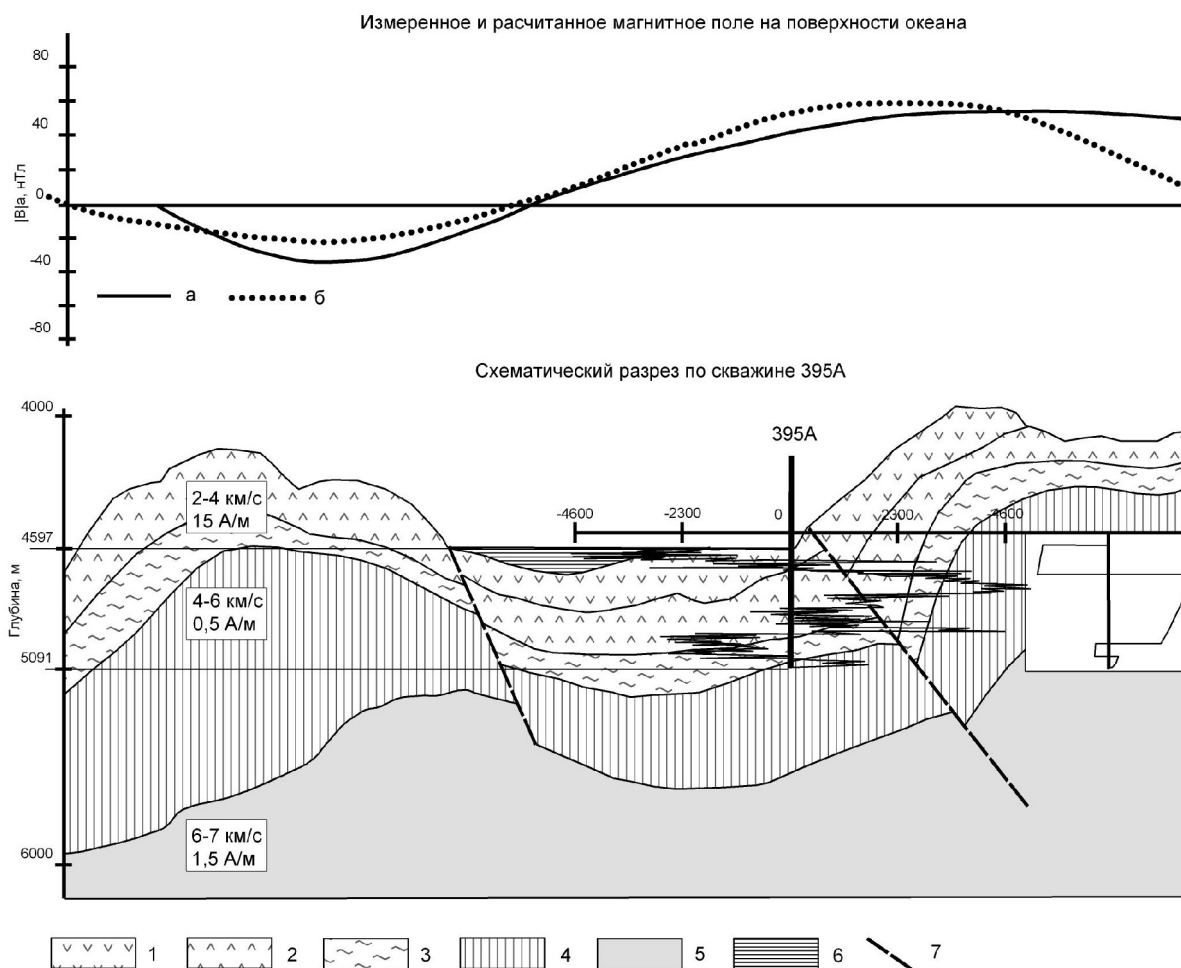
С учетом возможных тектонических нарушений, определенными по данным сейсмометрии, авторами предложен схематический разрез магнитоактивного слоя района скважины 395А, состоящий из 5-ти субгоризонтальных пластов разной мощности, которые характеризуются разными направлениями намагниченности (прямой или обратной):

1. **слой 2А** – подушечные базальты *прямой* намагниченности. Общая естественная намагниченность равна 15 А/м, средняя магнитная восприимчивость 1300×10^{-5} ед. СИ;
2. **слой 2А** – подушечные базальты *обратной* намагниченности. Величина общей естественной остаточной намагниченности 15 А/м, средняя магнитная восприимчивость 1300×10^{-5} ед. СИ;
3. **переходный слой** – измененные базальты *прямой* намагниченности;
4. **слой 2В** – дайковый комплекс *обратной* намагниченности. Величина общей естественной остаточной намагниченности 0.5 А/м, средняя магнитная восприимчивость 500×10^{-5} ед. СИ.
5. **слой 3А** – габбро, *прямой* намагниченности. Общая естественная намагниченность 1.5 А/м, средняя магнитная восприимчивость 100×10^{-5} ед. СИ.

Для расчета магнитного поля данной модели использовался пакет программ конечноэлементного анализа двумерных магнитостатических и электромагнитных задач FEMM [5]. Модель представляла собой набор блоков,

каждому из которых присваивались значения намагниченности, ее направления и магнитной восприимчивости. Накладывалось внешнее поле, равное вертикальной компоненте земного магнитного поля в районе скважины. Параметры блоков модели: базальты ($\chi = 1300 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, $H=15$ А/м), дайковый комплекс ($\chi = 500 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, $H=0,5$ А/м), габбро ($\chi = 100 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, $H=1,5$ А/м).

Геометрия модели и значения рассчитанного аномального магнитного поля



в вертикальном разрезе приведены на рис. 1.

Рис. 1. *Верхний рисунок* – измеренное и рассчитанное магнитное поле на поверхности океана: а – измеренное магнитное поле, б – рассчитанное. *Нижний рисунок* – схематический разрез по скважине 395А: 1 – подушечные базальты прямой намагниченности (слой 2А), 2 – подушечные базальты обратной намагниченности (слой 2А), 3 – измененные базальты прямой намагниченности (переходный слой), 4 – дайковый комплекс (слой 2В), 5 – габбро (слой 3), 6 – осадки, 7 – сбросы. Приведены графики измеренного (слева) и рассчитанного (справа) значения вертикальной компоненты магнитного поля в скважине.

Вторым полигоном, на котором в скважинах глубоководного бурения по проекту DSDP выполнены измерения геомагнитного поля, является Коста-Риканский рифт [2].

Сведения о магнитных свойствах и геометрии источников геомагнитных аномалий акватории Тихого океана получают по результатам изучения драгированных образцов и керна скважин глубоководного бурения по проекту DSDP, а также при решении обратных задач по наблюдаемому магнитному полю. Для решения обратной задачи магнитометрии с целью оценки распределения намагниченности в океанической земной коре, используются, в основном, результаты абсолютных профильных наблюдений, проведенных на научно-исследовательских судах «Галилей», «Карнеги» и «Заря» [3].

Дальнейшие уточнения при пересчетах результатов измерений, проведенных по дну океана на его поверхность, показали, что оптимальной является мощность магнитоактивного слоя в 0.5 км [4].

Скважины 501 и 504В пробурены в точках с координатами 1°14' с. ш. и 83°44' з. д. и, соответственно, 1° 13.6' с. ш. и 83° 43.8 ' з. д. Элементы нормального геомагнитного поля составляют: вертикальная составляющая 13 000 нТл, горизонтальная составляющая 30 000 нТл, модуль полного вектора 32 695 нТл, магнитное склонение – восточное 3°, наклонение – 23°30'.

По результатам трехкомпонентной скважинной магнитометрии, проведенной в этих скважинах, авторами определены элементы залегания магнитных пластов (угол падения, азимут простираия), рассчитаны полная,

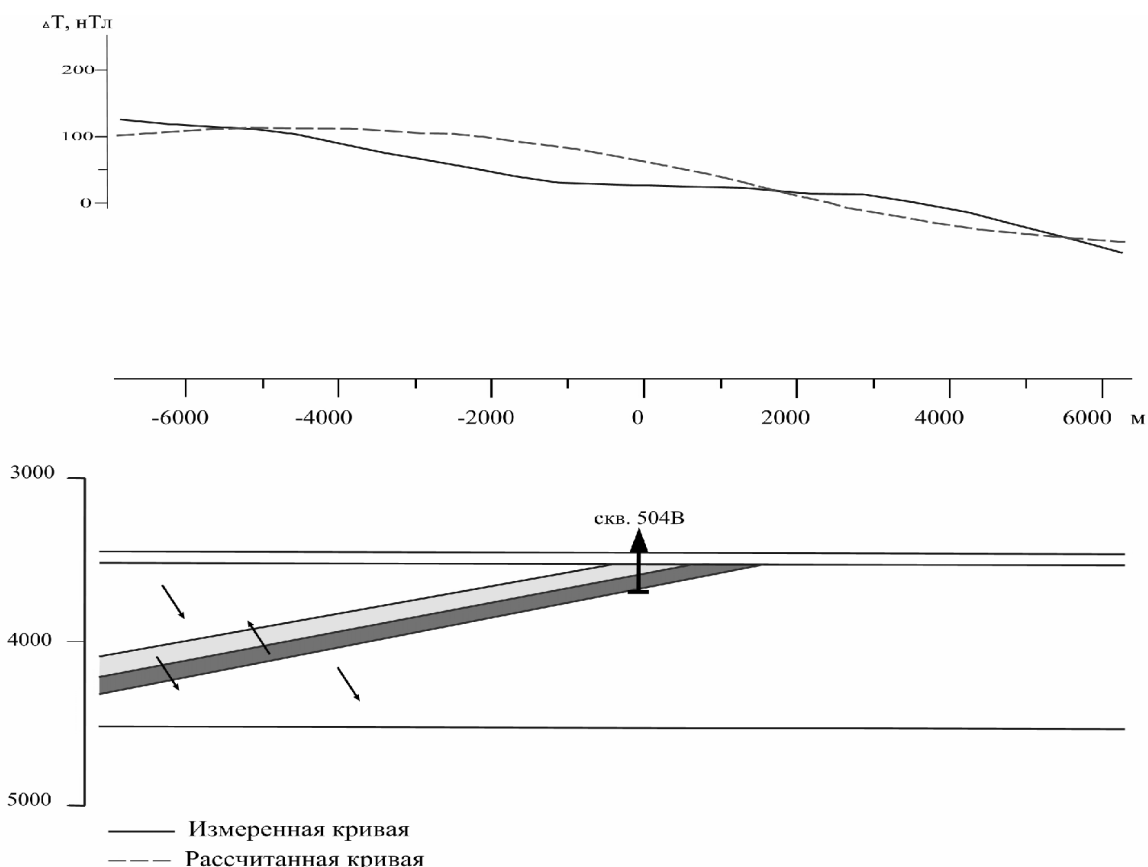


Рис.2. Измеренное и подобранное магнитное поле, приведенное к уровню океана, создаваемое моделью по профилю скв.504В:
направление естественной намагниченности,
рассчитанная кривая,
измеренная кривая.

индуцированная и остаточная намагниченности (величины и направления). В отличие от измерений образцов керна эти определения имеют привязку к меридиану в горизонтальной плоскости.

Расчет магнитного поля проводился от двух интервалов с заданной намагниченностью. Сопоставление с наблюдаемой кривой ΔT показывает совпадение общей тенденции поведения магнитного поля на рассматриваемом участке.

Исходя из того, что скважинные измерения величины магнитной восприимчивости и трех компонент геомагнитного поля позволяют определить элементы залегания подсеченных магнитных пластов (азимут простирания и угол падения) и рассчитать изменение величины естественной намагниченности в пределах магнитоактивного слоя, а результаты магнитной съемки на поверхности океана, позволяют определить интегральные характеристики источников аномалий, то совместная интерпретация этих измерений дает возможность получить объективные характеристики магнитоактивного слоя дна океана.

Литература

1. Reports of the DSDP- USA: leg 45,1977; Washington
2. Reports of the DSDP- USA; leg 68-70,1979, Washington.
3. *Карасик А.М., Касьяненко Л.Г., Цуцкарёв Б.М. и др.* Морские геомагнитные исследования на НИС «Заря». Наука, М., 1986 г., 184.
4. *Klitgord K.D., Huestis S.P., Mudie J.D. and Parker B.L.* An Analysis of the Near-Bottom Magnetic Anomalies: Sea Floor Spreading and the Magnetized Layer. Geophysic J. R. astr. Soc. 43 , 1975, p. 387-424.
5. *Chen Q. and Konrad A.* A review of finite element open boundary techniques for static and quasistatic electromagnetic field problems. //IEEE Transactions on magnetics, 33(1) : 663-676, January 1997

МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ В ЦИЛИНДРИЧЕСКИХ КУСОЧНО-ОДНОРОДНЫХ СРЕДАХ СО СПЛАЙН-АППРОКСИМАЦИЕЙ ГРАНИЦ

М.Б. Беляева, В.Н. Кризский

Стерлитамакская государственная педагогическая академия, г. Стерлитамак

Электроразведка – один из основных методов геоэлектрики при поиске и разведке месторождений полезных ископаемых.

Интерпретация электроразведочных экспериментальных данных сводится к определению строения и свойств среды по наблюдаемым значениям поля.

Известная информация о положении месторождения и его размерах позволяет оценить мощность залежей и перспективу их дальнейшей разработки.

Задача определения геометрических параметров среды на основе известных значений потенциала электрического тока относится к классу обратных задач электроразведки. В геофизике сложность решения обратных задач следует из принципа эквивалентности структур, когда двум существенно различным геофизическим разрезам могут соответствовать близкие значения экспериментальных данных. Академиком А.Н. Тихоновым разработана теория решения подобных задач [1].

В работе рассматривается построение алгоритма решения задачи для случая слоистой среды кусочно-постоянной проводимости с цилиндрической неоднородностью. Подобные задачи представляют интерес в электроразведке глубокозалегающих протяженных локальных включений, которые могут быть представлены с определенным приближением как бесконечные цилиндры.

Пусть в цилиндрической слоистой среде $\Omega = \bigcup_{i=1}^n \Omega_i$ с удельными электрическими проводимостями σ_i и параллельными образующими, в слое k находится цилиндрическое тело Ω_0 с границей S_0 , удельной электрической проводимостью σ_0 . Введем систему координат так, чтобы образующие были параллельны оси OY (рис.1).

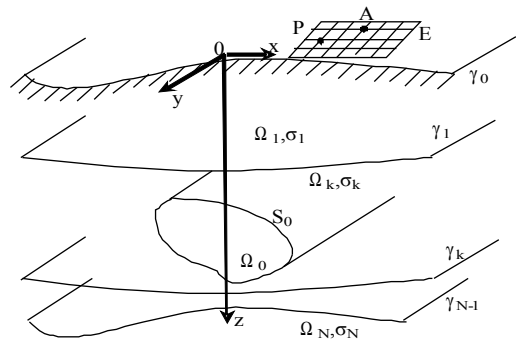


Рис.1. Кусочно-однородная среда

Предположим, что в многосвязной дискретной области E , мощности $|E| = r^2$, являющейся подобластью Ω_1 априорно известна функция распределения потенциала $u^{экср}(A, P, \vec{\sigma}, S_0)$, где

$$S_0 = S_0(\zeta(\vec{s}, t), y), \quad t \in [0, 2\pi), \quad -\infty < y < \infty$$

— поверхность цилиндрического «звездного» включения, заданная параметрически, $\vec{s} = \{s_i | m_i \leq s_i \leq M_i, i = \overline{1, L}\}$ — L -мерный вектор ограниченных параметров, $\zeta(\vec{s}, t)$ — параметрически заданная направляющая, аппроксимированная сплайном, s_i — радиус векторы точек направляющей от известной внутренней прямой $O(x_u, y, z_u)$, $-\infty < y < \infty$ (рис.2).

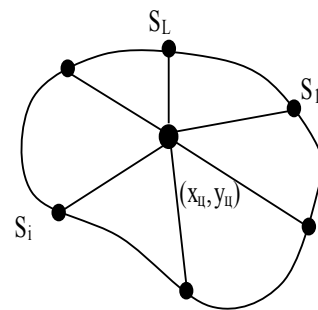


Рис.2 Сечение цилиндрического включения

Направляющая цилиндра ищется как решение задачи о минимизации функционала [2] $\Psi[\vec{s}] = \Phi[\vec{s}] + \alpha F[\vec{s}]$, здесь $\Phi[\vec{s}] = \sum_{i=1}^r b_i \sum_{j=1, j \neq i}^r [u_{ij}(\vec{s}) - u_{ij}^{экср}]^2$, а при ограничениях на параметры $m_i \leq s_i \leq M_i$, в качестве стабилизирующего

функционала $F[\bar{s}]$ может быть использован функционал $F[\bar{s}] = d \sum_{i=1}^L \xi_i (s_i - m_i)^2 + e \sum_{i=1}^m \beta_i (s_i - M_i)^2$, где $\xi_i, \beta_i, i = \overline{1, L}$, d, e - весовые множители, $u_{ij}^{эксн} = u^{эксн}(P_j, A_i)$ - экспериментальные значения потенциала в точках $P_j \in E, j = \overline{1, r}$, $A_i \in E, i = \overline{1, r}, j \neq i$ $u_{ij} = u(P_j, A_i)$ - решение прямой задачи в соответствующих узлах E .

Математическая модель задачи, описывающая потенциальное поле точечного источника постоянного тока интенсивности I , возбуждаемого в точке $A(x_0, 0, z_0)$ слоя Ω_l, σ_l , представляет собой краевую задачу:

$$\Delta u_l = - \frac{I}{\sigma_l} \delta(P - A);$$

$$\Delta u_i = 0, \quad i = \overline{1, N}, \quad i \neq l; \quad (1)$$

$$\left. \frac{\partial u_1}{\partial n} \right|_{\gamma_0} = 0; \quad (2)$$

$$\left. \frac{\partial u_i}{\partial y} \right|_{y=0} = 0, \quad i = 0, \dots, N; \quad (3)$$

$$u_0|_{S_0} = u_k|_{S_0}; \quad \sigma_0 \left. \frac{\partial u_0}{\partial n} \right|_{S_0} = \sigma_k \left. \frac{\partial u_k}{\partial n} \right|_{S_0}; \quad (4)$$

$$u_i|_{\gamma_i} = u_{i+1}|_{\gamma_i}; \quad \sigma_i \left. \frac{\partial u_i}{\partial n} \right|_{\gamma_i} = \sigma_{i+1} \left. \frac{\partial u_{i+1}}{\partial n} \right|_{\gamma_i}, \quad i = 1, \dots, N-1; \quad (5)$$

$$u \rightarrow 0, \quad \text{при } \sqrt{x^2 + y^2 + z^2} \rightarrow \infty, \quad (6)$$

где γ_i - нижняя граница слоя Ω_i при $i=1, \dots, N-1$ и «дневная» поверхность при $i=0$; \vec{n} - вектор нормали; δ - функция Дирака.

Решение задачи (1)-(6) найдем комбинированным методом интегральных преобразований и интегральных уравнений.

Для этого применим к задаче интегральное косинус-преобразование Фурье:

$$\bar{u}(x, m, z) = \int_0^{\infty} u(x, y, z) \cos my \, dy.$$

Умножим (1) – (6) на $\cos my$ и проинтегрируем по y от 0 до ∞ . Получим параметрическое семейство (относительно параметра $m \in [0, \infty)$) двумерных краевых задач:

$$\frac{\partial^2 \bar{u}_l}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \bar{u}_l}{\partial z^2} - m^2 \bar{u}_l = - \frac{I}{4\sigma_l} \delta(x - x_0) \delta(z - z_0); \quad (7)$$

$$\frac{\partial^2 \bar{u}_i}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \bar{u}_i}{\partial z^2} - m^2 \bar{u}_i = 0, \quad i = \overline{0, N}, \quad i \neq l; \quad (8)$$

$$\overline{u_0} \Big|_{\overline{S_0}} = \overline{u_k} \Big|_{\overline{S_0}}, \quad \sigma_0 \frac{\partial \overline{u_0}}{\partial n} \Big|_{\overline{S_0}} = \sigma_k \frac{\partial \overline{u_k}}{\partial n} \Big|_{\overline{S_0}} \quad (9)$$

$$\overline{u_i} \Big|_{\gamma_i} = \overline{u_{i+1}} \Big|_{\gamma_i}, \quad \sigma_i \frac{\partial \overline{u_i}}{\partial n} \Big|_{\gamma_i} = \sigma_{i+1} \frac{\partial \overline{u_{i+1}}}{\partial n} \Big|_{\gamma_i}, \quad i = \overline{1, N-1}; \quad (10)$$

$$\overline{u} \rightarrow 0, \quad \text{при } \sqrt{x^2 + z^2} \rightarrow \infty. \quad (11)$$

Решение задачи (7) – (11) будем искать в виде суммы потенциала источника и потенциала двойного слоя:

$$\overline{u_i}(x, m, z) = W(\overline{P}) + U_0, \quad \overline{P}(x, z) \in \overline{\Omega}_i, \quad i = \overline{1, N}, \quad (12)$$

$$\overline{u_0}(x, m, z) = \frac{\sigma_k}{\sigma_0} (W(\overline{P}) + U_0), \quad \overline{P} \in \overline{\Omega}_0, \quad (13)$$

где $W(\overline{P}) = \int_{\overline{S_0}} \mu(\overline{Q}) \frac{\partial}{\partial n} G(\overline{P}, \overline{Q}) d\overline{S_{0\overline{Q}}}$ – потенциал двойного электрического слоя на направляющей границе $\overline{S_0}$ включения, $U_0 = \frac{I}{4\sigma_l} G(\overline{P}, \overline{A})$, где $G(\overline{P}, \overline{Q})$ – функция Грина слоистой среды, $\mu(\overline{Q})$ – плотность потенциала двойного слоя.

Подставим (12) и (13) в первое равенство (9) и, учитывая, что при переходе через границу раздела сред потенциал двойного слоя терпит разрыв $W^\pm = W \mp \frac{1}{2} \mu(\overline{Q})$, получим следующее интегральное уравнение Фредгольма II рода:

$$\mu(\overline{P}) - 2\lambda \int_{\overline{S_0}} \mu(\overline{Q}) \frac{\partial}{\partial n} G(\overline{P}, \overline{Q}) d\overline{S_{0\overline{Q}}} = \frac{I\lambda}{2\sigma_l} G(\overline{P}, \overline{A}), \quad \lambda = \frac{\sigma_k - \sigma_0}{\sigma_k + \sigma_0}, \quad \overline{P}, \overline{Q} \in \overline{S_0}. \quad (14)$$

Искомое решение восстанавливается формулой обращения:

$$u(x, y, z) = \frac{2}{\pi} \int_0^\infty \overline{u}(x, m, z) \cos my \, dm,$$

где $\overline{u}(x, m, z)$ находится из равенств (12), (13), в которых неизвестная плотность потенциала двойного слоя $\mu(\overline{Q})$ определяется из интегрального уравнения Фредгольма II рода (14).

В случае важного в практике геофизических работ плоско–параллельного горизонтально–слоистого полупространства (γ_i – плоскости $z = z_i, i = \overline{1, N-1}, z_0 = 0$), функция Грина $G(\overline{P}, \overline{Q})$ определяется следующей краевой задачей:

$$\frac{\partial^2 G}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 G}{\partial z^2} - m^2 G = -\delta(x)\delta(z - z_0);$$

$$\frac{\partial G_1}{\partial z} \Big|_{z=0} = 0;$$

$$G_i|_{z=z_i} = G_i|_{z=z_i}, \quad \sigma_i \frac{\partial G_i}{\partial z}|_{z=z_i} = \sigma_{i+1} \frac{\partial G_{i+1}}{\partial z}|_{z=z_i}, \quad i = \overline{1, N-1};$$

$$G \rightarrow 0, \quad \text{при } \sqrt{x^2 + z^2} \rightarrow \infty.$$

Решение последней находится с помощью интегрального косинус преобразования по переменной x и рекуррентным формулам быстрого счета [6].

Сравнение результатов, полученных методом интегральных уравнений, с аналитическим решением для случая одного кругового цилиндра в пространстве [5] показало высокую эффективность метода интегральных уравнений (относительная погрешность приближенного решения не превышала 1%).

Решение обратной задачи осуществляется алгоритмами вариационного типа [7] на основе метода локальных вариаций и метода Хука-Дживса ориентированного на поиск минимумов сильно овражных функций.

Литература

1. Тихонов А.Н., Арсенин В.Я. Методы решения некорректных задач. – М.: Наука, 1986. – 288 с.
2. Друскин В.Л. О единственности решения обратной задачи электроразведки и электрокаротажа для кусочно-постоянных проводимостей. // Физика Земли – 1982. – №1. – С.72-75.
3. Кризский В.Н., Герасимов И.А., Ермолаев А.В., Заваруева М.Б. К задаче определения границ квазитрехмерных включений в слоистых средах кусочно-постоянной проводимости.// Труды института прикладной математики и механики НАН Украины, Донецк, 2001, т.6, с.71-74.
4. Кризский В.Н. Определение границ квазитрехмерных кусочно-однородных сред методами электроразведки// Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Материалы 30-й сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского, М: ОИФЗ РАН, 2003, с.59-60.
5. Кильдибекова Г.Я. Поле точечного источника тока в горизонтально-слоистой среде с цилиндрическим включением.//Численные методы решения уравнений математической физики. Уфа: БФАН СССР, 1986,с.64-74 .
6. Филатов В.А., Хогоев Е.А. Расчет поля точечного источника в слоистой среде.// Новосибирск. ВЦ СО АН СССР; Рук.Деп В ВИНТИ 13.02.87, №1065-В87.
7. Старостенко В.Н., Оганесян С.М. Некорректно поставленные задачи по Адамару и их приближенное решение методом регуляризации А.Н. Тихонова// Геофиз. Журнал – 2001. – Т23, №6. – с. 3-20.

ПРИМЕНЕНИЕ 2D ГРАВИМАГНИТНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ ДЛЯ ИНТЕРПРЕТАЦИИ РАЗНОРАНГОВЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБЪЕКТОВ

Изучение глубинного строения земной коры и литосферы, решение задач изучения верхней части разреза, решение инженерно-геологических задач практически невозможно без использования результатов моделирования наблюдаемых геофизических данных.

Комплексная программа интерактивного моделирования потенциальных полей создана на основе решения прямых задач гравиметрии и магнитометрии. Совместная интерпретация различных геофизических полей повышает достоверность геологических результатов.

При этом основной упор был сделан на разработку лёгкого в использовании интерфейса для интерактивного подбора и редактирования структурно-плотностных разрезов по аномальному гравитационному полю и его первым производным. Быстрое вычисление поля от 2D модели ускоряет процесс подбора и позволяет динамично проверять новые альтернативные решения. При построении структурно-плотностных моделей, задаваемый в двумерном варианте разрез аппроксимируется системой произвольных многоугольников с плотностью, изменяющийся внутри многоугольника линейно по вертикали и латерали.

На основе двумерного структурно-плотностного моделирования земной коры и литосферы с использованием программы выполнена интерпретация результатов гравиметрических наблюдений в Японском и Охотском морях (рис. 1). Позднее программа была дополнена возможностью построения модельных разрезов по аномальному магнитному полю (или вертикальной, горизонтальной компонентам магнитного поля).

Применение программы для моделирования верхней части разреза позволило провести количественную интерпретацию магнитометрических наблюдений на островах залива Петра Великого (Японское море). На основании которой проведена оценка глубины до верхней кромки магнитовозмущающих объектов, выделены мощности эффузивов и кор выветривания.

Хорошие результаты получены при структурном моделировании геологической среды по двум взаимно-пересекающимся профилям. Реконструкцией источников аномального магнитного поля вдоль разреза субмеридианального направления выявлено три блока коренных пород, имеющих высокие магнитные свойства. Первое тело, с намагниченностью 50 А/м, предположительно сложено вулканогенно-осадочными породами и перекрыто слабомагнитными четвертичными породами. В аномальном магнитном поле выход пород к поверхности отмечается сглаженной положительной аномалией с амплитудой 800 нТл. Второй и третий блоки имеют намагниченность 400 А/м, сложены предположительно основными породами интрузивного комплекса, перекрыты слабомагнитными эффузивами.

Участок кривой с высоким градиентом аномального магнитного поля соответствует практически вертикальной зоне контакта. Интенсивность аномалий магнитного поля значительно возрастает при выходе пород на поверхность и достигает величины 1700-2800 нТл. В точке пересечения модельных разрезов субширотного и субмеридианального направлений восстановленные объекты имеют одинаковую намагниченность. В восточной части изрезанное высокоградиентное аномальное магнитное поле вдоль субширотного разреза аппроксимируется чередованием пластовых крутопадающих магнитных и немагнитных тел, что хорошо согласуется с априорными геологическими представлениями. Реконструированные модели с большой степенью вероятности отражают реальную геологическую ситуацию, и позволяют классифицировать характерные магнитные аномалии по генезису магнитовозмущающих объектов.

При интерпретации гравитационного поля, используя это программное обеспечение, можно решать как региональные, задачи, так и задачи локального моделирования геологических объектов.

При региональном моделировании важно определить взаимосвязь различных тектонических блоков, структур, тип земной коры и условия ее трансформации. При «локальном» моделировании важно проследить взаимосвязь тех или иных геологических тел, условия их залегания и скрытого распространения.

На рис.1 представлены две разноранговые плотностные модели, секущие зону сочленения Японского моря с геологическими структурами Южного приморья.

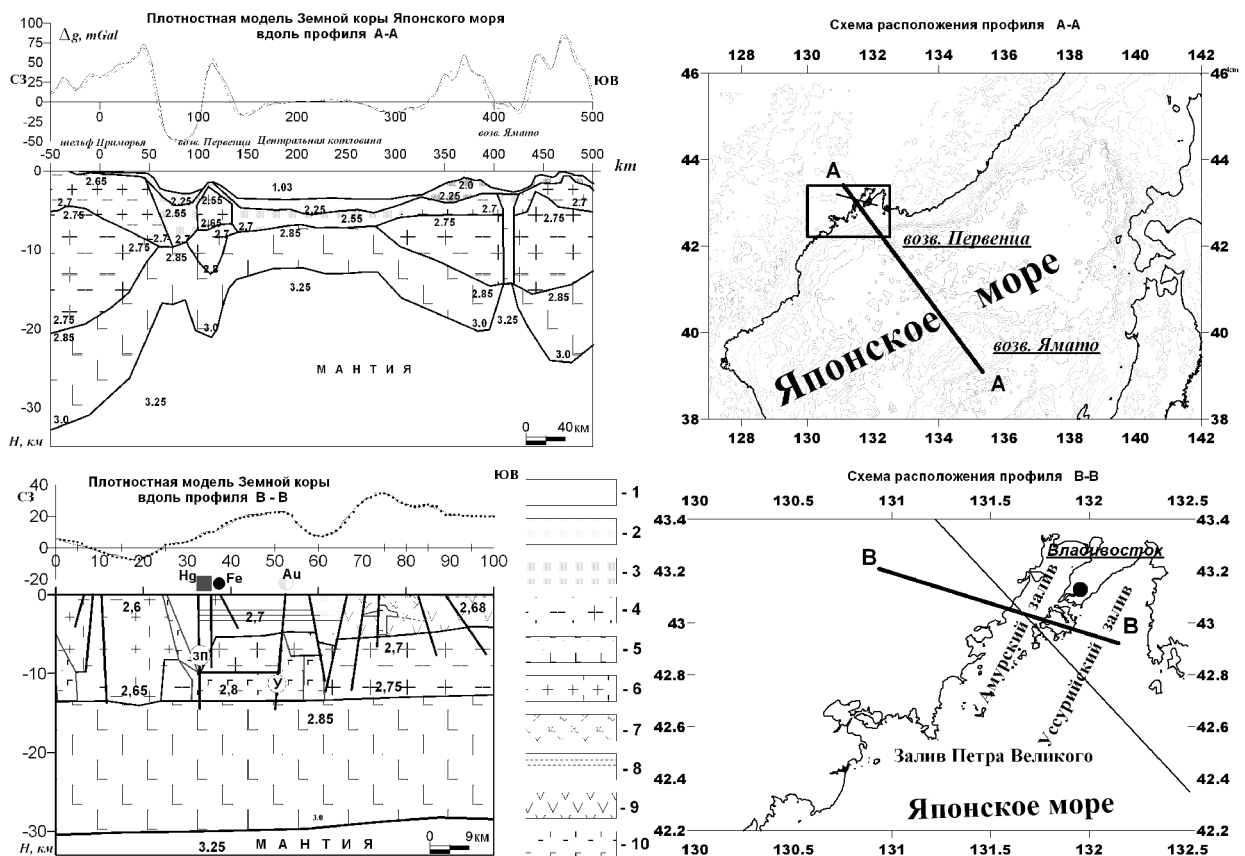


Рис 1. Условные обозначения: слои: 1 – вода, 2 – осадочный, 3 – переходный, 4 – гранитно-метаморфический, 5 – базальтовый, 6 – гранитный; 7 – грандиориты, 8 – континентальные отложения, 9 – вулканиты, 10 – габброиды

Профиль А-А начинается на в районе залива Петра Великого, пересекает возв. Первенца, Центральную котловину, возв. Ямато и заканчивается в котловине Хонсю. Исследуемый профиль пересекает Барабашский и Муравьевско-Дунайский окраинные прогибы Ханкайского блока Буреинско-Цзямусы-Ханкайского композитного массива.

При моделировании использовались результаты глубинного сейсмического зондирования в глубоководной котловине Японского моря, выполненного различными авторами в предшествующие годы, а также данные о мощности осадков, полученные по результатам непрерывного сейсмического профилирования, выполненного ТОИ ДВО РАН в течение предшествующих лет.

Основной задачей моделирования являлось определение участка смены типов земной коры, распространения редуцированной субконтинентальной коры по возвышенностям и степень ее гранитизации.

Земная кора залива Петра великого и прилегающей суши относится к субматериковому типу. Мощность земной коры континентальной части профиля составляет 30- 33 км, продолжая увеличиваться под континент. В ее составе выделяются четыре стандартных плотностных комплекса: первый слой с плотностью 2,0 – 2,4 г/см³ (кайнозойские осадочные отложения); слой с

плотностью 2,6 – 2,7 г/см³ (мезозойские интрузивные и осадочно-вулканогенные комплексы преимущественного кислого состава); слой с плотностью 2,7 – 2,75 г/см³ (метаморфические формации допалеозойского возраста); слой с плотностью 2,8 – 3,0 г/см³ соответствует «базальтовому» слою земной коры.

По результатам моделирования смена типов коры приурочена к подошве материкового склона.

В районе возвышенности Первенца строение земной коры заметно осложняется. Мощность земной коры возрастает до 22 км. По обоим бортам возвышенности наблюдаются локальные поднятия базальтового слоя, обусловленные внедрением мантийных масс по ослабленным зонам земной коры.

Разрез представлен тремя стандартными для субокеанической коры слоями: базальтовым (мощность 6 км, плотность 2,8 – 3,0 г/см³), переходным (мощность 3,5 км, плотность 2,55 – 2,7 г/см³) и осадочным (мощность до 2,5 км, плотность 2,0 – 2,3 г/см³).

Мощность земной коры в районе возвышенности Ямато составляет 16 км. При продвижении на север, в центральной котловине, мощность коры уменьшается до 14 км. Земная кора в районе возвышенностей Ямато и Первенца содержит гранититоидные образования, по физическим свойствам, схожие гранитоидными образованиям южноприморского шельфа.

Профиль В-В протягивается с северо-запада на юго-восток, начинаясь в пределах Лаоэлин-Гродековской складчатой системы и пересекая Пограничную, Барабашскую, а также Муравьевскую структурно-формационные зоны и впадину Амурского залива, заканчивается в пределах Уссурийского залива.

При построении модели по этому профилю основное внимание было уделено детальному моделированию верхней части земной коры (первые 13 км) с целью выяснения глубинных различий или сходства главнейших, картируемых на поверхности, геологических сооружений (структурно-формационных зон). Для этого в максимальной степени были использованы все имеющиеся результаты наземных среднemasштабных геологических съемок.

Мощность земной коры под профилем меняется незначительно (от 31 до 28 км) с общей тенденцией сокращения от континента в сторону Уссурийского залива, где глубина залегания поверхности Мохо оказывается минимальной. На наш взгляд, указанный фактор свидетельствует о формировании Уссурийского залива в условиях более интенсивной деструкции коры в сравнении, например, с Амурским заливом, где мощность коры в настоящее время не менее 30 км. Об этом также косвенно свидетельствует относительное обогащение консолидированной верхней части коры под Уссурийским заливом массами с высокой плотностью (2,7-2,75 г/см³), что может соответствовать комплексам его фундамента со средним-основным валовым составом.

В недрах о-ва Русский выделяется скрытый массив базитового состава (плотность 2,88 г/см³). Большой по объему выступ базитового комплекса,

«корни» которого уходят в «базальтовый» слой, выделяется под Барабашской структурно-формационной зоной, в районе одноименной антиклинали. Глубина залегания кровли указанного выступа варьирует в пределах 7-13 км. Указанный выступ имеет два апофиза, почти достигающих поверхности. Отдельные локальные скрытые тела базитов выделяются и в пределах Пограничной структурно-формационной зоны, однако главным объектом, выделенным здесь путем моделирования, является огромный гранитоидный батолит, вертикальная мощность которого по расчетам может достигать 13 км. В плане он занимает обширную площадь к западу от известного Западно-Приморского разлома, являющегося восточной границей Лаоэлин-Гродековской системы и, судя по нашим данным, контролирующего положение указанного батолита.

Структура Амурского залива представляет собой асимметричную грабенообразную структуру, западный борт которой более крутой нежели восточный. Депоцентр этой структуры смещен в сторону западного борта.

В результате выполненного моделирования определен характер глубинной трансформации континентальной коры юго-западного Приморья в зоне ее сочленения с глубоководной котловиной Японского моря. Установлено, что структурно-вещественные изменения в земной коре начинаются в широкой береговой зоне.

Сравнительный анализ глубинного строения различных участков шельфа показал, что степень деструкции континентальной коры здесь не одинакова. Земная кора под заливами Уссурийским и Посыета изменена в большей степени, чем под Амурским заливом.

Начало глубинной перестройки коры отразилось на валовом вещественном составе ее верхних горизонтов: геологический разрез Пограничной, Барабашской и Муравьевской структурно-формационных зон обогащен комплексами базитового состава. Картируемые на поверхности гранитоидные массивы в большинстве случаев не имеют глубоких «корней» и по мощности не превышают четырех километров. Выявлен лишь один батолит юрского возраста мощностью до 8 км, располагающийся в зоне Западно-Приморского разлома.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ АНОМАЛЬНОГО МАГНИТНОГО ПОЛЯ О. ПОПОВА (ЗАЛИВ ПЕТРА ВЕЛИКОГО, СЕВЕРО-ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ ЯПОНСКОГО МОРЯ)

Е.А. Бессонова, А.А. Гаврилов

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН

Очевидные трудности геологической интерпретации результатов гидромагнитной съемки акватории залива Петра Великого могут быть преодолены на основании аналогии природы магнитных аномалий островов, как эталонных геологических объектов. Детальные геолого-геофизические исследования открытых островных структур дают возможность прямого

сопоставления магнитных аномалий с конкретными геологическими телами, обнажающимися на поверхности.

В геологическом отношении крупные острова залива Петра Великого (Русский, Попова, Рейнеке и другие) представляют собой реликты очаговых купольных структур позднепермского возраста с фрагментами кровли и вмещающих вулканогенных, вулканогенно-осадочных образований. Вместе с кислыми и умеренно кислыми интрузивами полуострова Муравьева-Амурского они формируют единую цепь магматических куполов северо-восточного простирания, протягивающуюся из залива Петра Великого вглубь континента. В качестве объекта детальных исследований в работе рассмотрен остров Попова, в пределах которого был проведен комплекс геолого-геофизических работ, включающий геологическое картирование, дешифрирование материалов дистанционного зондирования из космоса, детальные магнитометрические работы М 1: 5000, измерения магнитной восприимчивости горных пород.

В процессе геологического картирования на о. Попова были выявлены такие интрузивные породы как лейкократовые и меланократовые габбро различной степени раскристаллизации, кварцевые диориты, серые и красновато-серые крупнокристаллические и гранофировые красные граниты. Наличие многочисленных ксенолитов габброидов в гранитах, проявление процессов ороговикования и альбитизации позволяет отнести базиты к ранним фазам внедрения. Кислые интрузивные образования, пространственно сопряженные с габбро, сформировались на завершающей стадии развития, определяя контактово-метасоматические и гидротермальные изменения более ранних интрузивных образований. Субвулканические образования являются переходными от эффузивных к глубинным фациям. Они представлены эктрузивными и дайковыми телами габбро-долеритов, андезитов, андезитовых порфиритов, фельзитов. Среди вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород отмечены: эксплозивные брекчии и лавы базальтов, лавы и лавобрекчии риолитов, и риолито-дацитов, агломератовые туфы и туфогравелиты, туфоалевролиты андезитового состава, и другие разновидности вулканитов владивостокской свиты (P₂).

Для определения статистической меры содержания в породах ферромагнитных минералов титаномагнетитового ряда были проведены измерения магнитной восприимчивости горных пород на образцах и обнажениях. Анализ полученной информации показал, что наиболее магнитными являются габброиды, которые резко дифференцированы по магнитным свойствам. Лейкократовые габбро с относительно невысокими содержаниями пироксенов и амфиболов при отсутствии акцессорного магнетита имеют магнитную восприимчивость $0.34-32.4 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ, а меланократовое габбро и габбро-диориты, обогащенные акцессорным магнетитом, $\approx 17 - 95.4 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ. В целом, магнитная восприимчивость меланократового габбро, отличающегося тонкой и афанитовой структурой, как правило, на порядок и более превышает значения лейкократовых разновидностей. В ряде случаев положительные аномалии

магнитного поля связаны с зонами развития гидротермального жильного магнетита, который установлен на участках развития скарнов в полосе в бухте Алексеевской и в экзоконтактовой части массива габброидов ($\approx 11 - 200 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ) бухты Западной. Интересно, что в жильных породах магнетит встречается вместе с сульфидами железа и меди (пирит, пирротин, халькопирит, и др.), что отражает существование как минимум двух отличных по физико-химическим условиям этапов гидротермального метаморфизма и рудогенеза, обусловленных более поздними фазами внедрения гранитоидов. Максимальная мощность жил содержащих гидротермальный магнетит составляет первые десятки сантиметров. Содержание другого магнитного минерала-пирротина в гидротермалитах составляет десятые доли процента. Характер распределения магнитной восприимчивости габбро на гистограммах соответствует нормальному, за исключением гидротермально измененного габбро, с характерной отдельно стоящей модой включений жильного магнетита (рис.1).

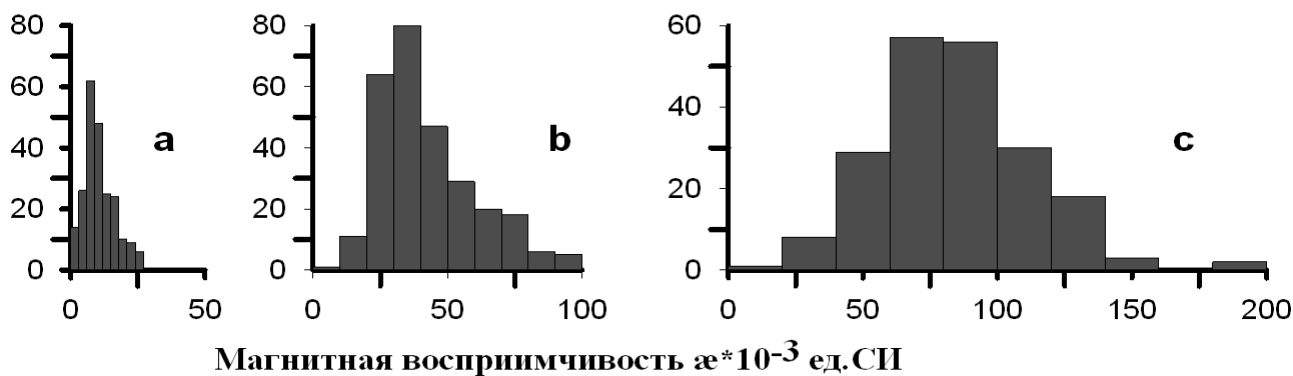


Рис.1. Распределение значений магнитной восприимчивости для различных типов габбро: **а**-лейкократовые разности, **б**-меланократовые, **с**- микрогаббро с включениями жильного магнетита.

Практически немагнитны кислые эффузивы (риолиты и риолито-дациты), они характеризуются $\approx 0 - 0,68 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ. Дифференцированы по магнитной восприимчивости и граниты. Красные граниты в южной части острова характеризуются очень невысокими значениями магнитной восприимчивости $0,08 - 0,18 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ. В то же время достаточно высокая магнитная восприимчивость установлена для красно-бурых гранитов в юго-западной части острова ($20 - 46 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ.).

По результатам магнитной съемки о. Попова и прилегающей акватории М 1:5000 составлена карта аномального магнитного поля (рис.2).

Аномальное магнитное поле острова характерно для структур центрального типа. Положительные аномалии магнитного поля расположены по периферии острова и в плане образуют разомкнутое в юго-восточной части кольцо. В центральной части острова, на юге и юго-востоке аномальное магнитное поле характеризуется небольшими отрицательными значениями с

невысоким градиентом. Это обстоятельство согласуется с данными дешифрирования космических снимков (КС), которые указывают на приуроченность очаговой системы острова к узлу пересечения региональных разломов северо-восточного, северо-западного и субширотного простираний.

В пределах рассматриваемой территории выделяется два основных морфологических типа положительных аномалий ΔT : мозаичные контрастные, вытянутые в субмеридиональном направлении (северо-западная и северо-восточная части острова) с амплитудами до 4000 нТл и сглаженные, относительно слабо дифференцированные с амплитудами до 1500 нТл, имеющие северо-восточное простирание.

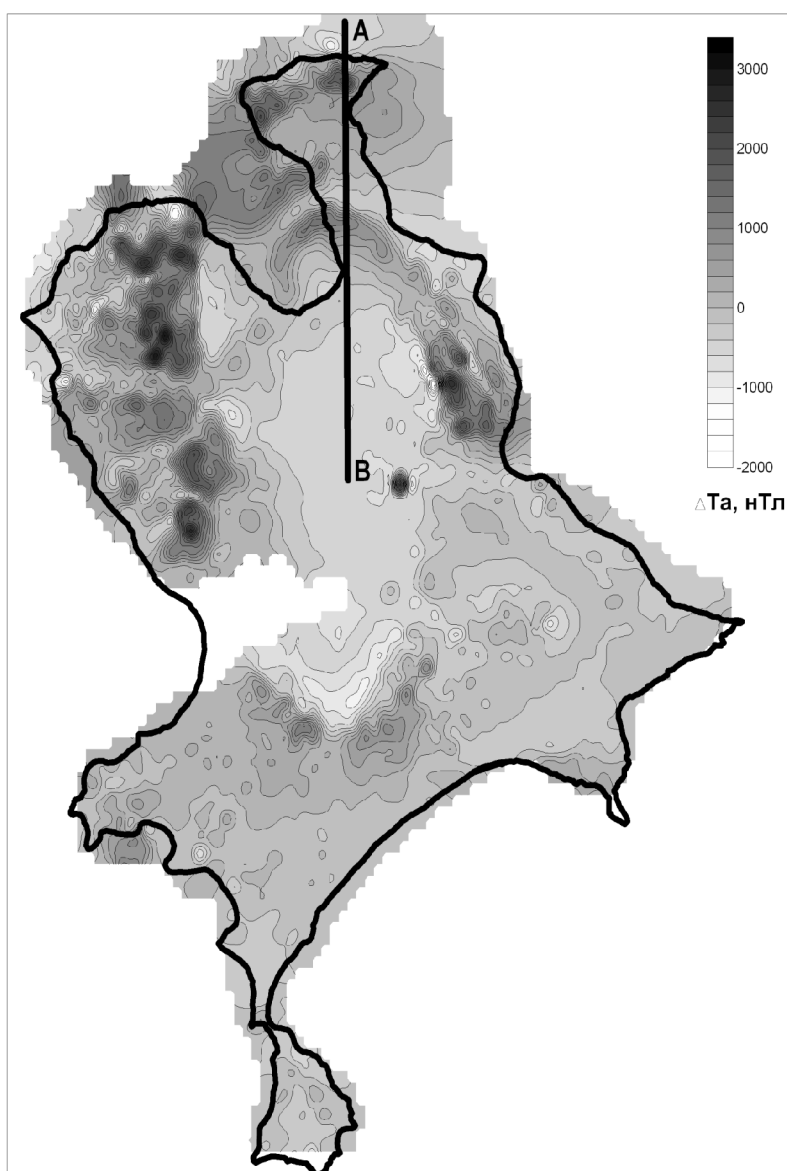


Рис.2. аномальное магнитное поле о.Попова (залив Петра Великого).

В северо-восточной части острова наблюдается обратная связь положительных сглаженных аномалий магнитного поля с рельефом опущенных блоков (коэффициент корреляции от -0.5 до -0.8), которые сложены слабомагнитными лавами риолитов и дацитов, выветрелыми гранитами и гранодиоритами. Это позволило предположить наличие

нижележащих геологических тел, с более высоким содержанием магнитных минералов. Сделанные предположения подтверждены результатами количественной интерпретации аномального магнитного поля в северо-восточной части острова с использованием программы интерактивного

двумерного моделирования магнитного поля. При вычислениях сделано допущение о сонаправленности вектора намагниченности модельных объектов с направлением вектора современного магнитного поля. Для расчетов намагниченности геологических тел использованы данные о магнитной восприимчивости горных пород о. Попова. По результатам количественной интерпретации представлен один из возможных вариантов геологического строения этой части острова – (рис.3). Мощность перекрывающих эффузивов в северной части разреза достигает 150 м на юге увеличивается до 300 м. Нижележащий сильномагнитный массив габбро разбит на две части.

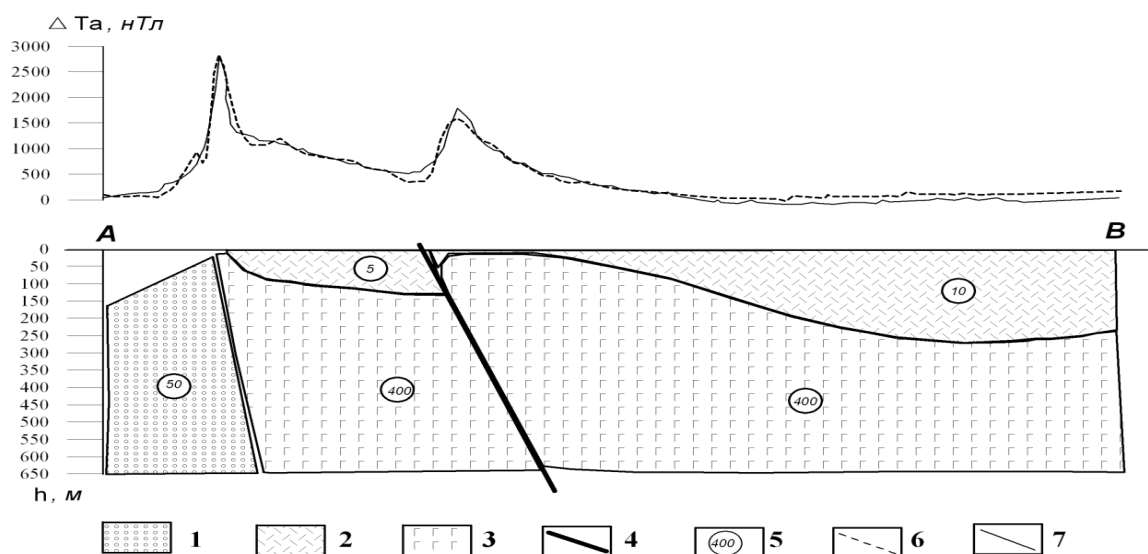


Рис.3. Результаты количественной интерпретации аномального магнитного поля, разрез по линии АВ. Условные обозначения: 1-вулканогенно-осадочный комплекс, 2 - кислые эффузивы, 3- габбро, 4 - плоскость смещения по разлому, 5-намагниченность, поле ΔT_a : 6- наблюдаемое, 7-рассчитанное.

Расчет корреляции магнитного поля с рельефом показывает приуроченность мозаичных магнитных аномалий к водораздельным участкам. Коэффициент корреляции изменяется здесь от 0,6 до 1. Аномальное магнитное поле на этих участках резко дифференцировано и характеризуется чередованием повышенных и пониженных локальных аномалий. Подобные высокоградиентные аномалии изометричной формы соотносятся с небольшими штокверками (линзовидной или воронкообразной формы) аксессуарного магнетита, которые ассоциируются как с ареалами меланократового, так и относительно лучше раскристаллизованного лейкократового габбро. Данные дешифрирования КС свидетельствуют об общей структурной позиции подобных штокверков, связанных с магматическими жерловинами и центральными каналами локальных очаговых систем. Прожилковой и жильной магнетитовой минерализации в габбро и эффузивах, отвечают узкие

высокоградиентные зоны положительных магнитных аномалий, которые иногда представляют элементы мозаичных. На участках развития гидротермального магнетита при мощности жил более десяти сантиметров амплитуды магнитного поля имеют максимальные для острова значения. В южной части острова сглаженные положительные аномалии соответствуют выходам на поверхность небольших тел меланократовых габбро. Небольшие локализованные низкоамплитудные положительные аномалии магнитного поля в прибрежных частях на юго-западе и юго-востоке связаны с красно-бурыми гранитами, расположенными в зоне контакта с габброидами. Повышенное содержание магнитных минералов в гранитах приближает их по магнитным свойствам к габбро. Отдельные низкоградиентные локальные аномалии магнитного поля на небольших участках сопряжены с высокими концентрациями магнетита, сформированными в результате экзогенных процессов в поверхностной зоне литогенеза.

Проведенные исследования показали что морфология, интенсивность и природа магнитных аномалий острова Попова различна и определяется, прежде всего, происхождением, особенностями распределения и концентрацией минералов магнетитового ряда. Положительные аномалии магнитного поля, связанные с коренными породами имеют характерные особенности определяющиеся прежде всего, различной магнетитовой минерализацией 1 - магматогенной и 2 - гидротермальной. Первые имеют изометричные очертания, значительные площади и связаны с телами акцессорного магнетита, образованными в ходе кристаллической и гравитационной дифференциации магмы базитового состава. Вторые отличаются линейной формой, максимальными градиентами и соотносятся с зонами жильной магнетитовой минерализации, которая возникла в результате мобилизация и транспортировки железа при процессах контактово-метасоматической и гидротермальной переработки массивов габброидов и эффузивов кровли на более поздних этапах эволюции магматического центра при внедрении гранитоидной магмы. Отмечены также экзогенные источники повышенных значений магнитного поля. Полученные данные об интенсивности морфологии и природе магнитных аномалий островных территорий позволят существенно уточнить интерпретацию данных гидромагнитных исследований акваторий Амурского, Уссурийского заливов Японского моря.

ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДОВ НЕЧЕТКОЙ ЛОГИКИ (АЛГОРИТМ МОНОЛИТ) ДЛЯ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГЕОМАГНИТНЫХ ДАННЫХ

Ш. Р. Богоутдинов

В геофизике для интерпретации магнитных аномалий, измеренных с помощью аэромагнитной съемки, часто применяют метод деконволюции Эйлера (МДЭ) [1, 2 и др.]. Данный метод позволяет получить оценки положения источников (эйлеровых решений) для аномалий потенциальных полей, заданных в скользящем окне. На простых теоретических примерах эти точки соответствуют положению изолированных аномалеобразующих тел, а также дают оценку их глубины. Таким образом, в простых случаях метод позволяет получать положение и глубины залегания тел, вызывающих те или иные магнитные аномалии.

Метод весьма чувствителен к целому ряду факторов: уровню помех, точности вычисления производных аномального поля, интерференции сигналов от близко расположенных источников и т.д. В таких случаях эйлеровы точки образуют размытые облака, что затрудняет определение положения тел. В то же время, расчеты на теоретических примерах показывают, что даже если эйлеровы точки не образуют плотных скоплений вблизи аномалеобразующих тел, в окрестности последних плотность распределения решений оказывается большей. Поэтому применение в таких задачах методов поиска сгущений представляется естественным и перспективным.

Для решения этой проблемы мы применили последовательность алгоритмов, построенных на нечеткой математике и нечеткой логики.

1. Нечеткие сравнения. Во многих случаях обычная линейная мера превосходства одного числа над другим в виде их разности оказывается слишком грубой. Кроме того, нормированное представление сравнения двух чисел позволяет сопрягать при его помощи операций нечеткой логики с другими такими сравнениями [3, 4].

1.1. Определение. Нечеткое сравнение $n(a, b)$ на действительных числах a и b измеряет в знакопеременной шкале отрезка $[-1, 1]$ степень превосходства b над a :

$$n(a, b) = \mu_{es}(a < b) \in [-1, 1]$$

Широкое применение в работе нашел вариант базового сравнения $n_0(a, b)$, определенный только на неотрицательных числах, а также его вариации специального вида Ψ_γ .

1.2. Определение. 1) Если $a, b \in \mathbb{R}^+$, то

$$n_0(a, b) = \frac{b - a}{\max(a, b)}$$

2) Для $\gamma \in (-1, 1)$ положим

$$n_\gamma(a, b) = \psi_\gamma(n_0(a, b)), \text{ где } \psi_\gamma(t) = \begin{cases} \frac{t - \gamma}{1 - \gamma}, & t \in [\gamma, 1] \\ \frac{t - \gamma}{1 + \gamma}, & t \in [-1, \gamma] \end{cases} \quad (1.1)$$

Такая вариация корректна: $n_0(a, b) = \psi_0(n_0(a, b))$. При $\gamma > 0$ получается усиление n_0 , при $\gamma < 0$ - наоборот, его ослабление. В дальнейшем под сравнением $n(a, b)$ понимается какое-либо $n_\gamma(a, b)$. Заметим, что в общем случае сравнение n некососимметрично: $n(a, b) \neq n(b, a)$.

Расширим $n(a, b)$ на произвольные неотрицательные конечные совокупности A и B : если $A = \{0 \sqcup a_1 \sqcup a_2 \sqcup \dots \sqcup a_N\}$, $B = \{0 \sqcup b_1 \sqcup b_2 \sqcup \dots \sqcup b_M\}$, то

$$\mu es(A < B) = n(A, B) = \frac{e_{i,j} n(a_i, b_j)}{NM} \in [-1, 1] \quad (1.2)$$

есть мера того, что A лежит левее B (B лежит правее A). В случае $a_i \sqcup b_j \forall i, j$ всегда $n(A, B) \geq 0$, так что определенная мера $\mu es(A < B)$ (1.2) корректна по отношению к исходному порядку на \check{Y}^+ .

Нечеткие сравнения дают возможность формализовать нечеткие понятия “маленький” и “большой”: совершенно естественно считать, что если некоторое свойство выражено в шкале $[-1, 1]$, то попадание в отрезок $\left(\frac{1}{2}, 1\right]$ означает сильно экстремальное (слабо экстремальное) его проявление. Аналогично попадание в отрезок $\left[-1, -\frac{1}{2}\right)$ означает сильное (слабое) отсутствие такого свойства.

1.4. Параметры нечеткого выбора: тип экстремальности (сильный, слабый), параметр γ в сравнении $n = n_\gamma$.

1.5 Пример. Дана функция $f: T \rightarrow \check{Y}^+$

- 1) Значение $f(t)$ в точке $t \in T$ - большое (небольшое), если $f(t)$ - большое (небольшое) по $\text{mod Im } f$;
- 2) Значение $f(t)$ в точке $t \in T$ - маленькое (немаленькое), если $f(t)$ - маленькое (немаленькое) по $\text{mod Im } f$.

1.6 Пример. Пусть (X, d) - конечное метрическое пространство. Обозначим через dX совокупность всех нетривиальных расстояний в X : $dX = \{d(x, y) \mid x \neq y \in X\}$ и назовем радиусом локализации $r = r(X)$ сильноминимальную границу dX :

$$n(r, dX) = \frac{1}{2} \quad (1.3)$$

Исследования показывают, что при $n = n_{0.5}$ (1.1) в любой точке $x \in X$ шар $D(x, r(X))$ формализует правильный взгляд на x внутри X , оптимально сочетая в точке x глобальные и локальные начала пространства X .

2. Локальная монолитность. Для определения локальной монолитности точки $x \in X$ относительно подмножества $A \subset X$ потребуется квантование полупрямой \check{Y}^+ .

2.1. Определение. Пусть h - квант и $\check{Y}_h^+ = \{kh, k = 0, 1, \dots\}$. Назовем квантованием соответствие $t \rightarrow t(h) : \check{Y}^+ \rightarrow \check{Y}_h^+$

$$h(t) = \begin{cases} mt, & \text{если } t = nh \\ \frac{h}{0}(n+1)h, & \text{если } t \in (nh, (n+1)h) \end{cases}$$

Выберем радиус локализации r (сейчас он не обязан совпадать с $r(X)$ (1.3)) и определим локальную “группу” нормирования $\Gamma_{h,A,r}(x)$: если $D_A(x, r) = \{a \in A : d(a, x) \leq r\}$ шар в A с центром в x , то

$$\Gamma_{h,A,r}(x) = \{nh, \text{если } \exists a \in D_A(x, r) : nh = \lfloor d(x, a) \rfloor\}.$$

За монолитность A в x примем монолитность нуля в $\Gamma_{h,A,r}(x)$ в контексте отрезка $[0, h(r)]$. Особое положение нуля требует монотонного отношения к квантам nh в $[0, h(r)]$: чем они больше, тем меньше имеют значение. Это достигается весом $\psi : \psi_0 = 1 - \frac{nh}{h(r) + h}$ и

$$\text{mon}_A(x | r) = \frac{e^{\psi(nh)} : nh \in \Gamma_{h,A,r}(x)}{e^{\psi(nh)} : nh \in [0, h(r)]}.$$

Монолитность можно считать одним из свойств дискретного выражения непрерывности A в x , мерой предельности A в x (неизолированности x от A). При этом принадлежность x к A не имеет решающего значения: большие монолитности $\text{mon}_A(x | r)$ могут достигаться для $x \notin A$ и, наоборот, если $x \in A$, то монолитность $\text{mon}_A(x | r)$ может быть достаточно маленькой.

2.2. Параметры монолитности: радиус локализации r , размер квантования h , вес ψ .

Итак, функция монолитности $\text{mon}_A(\psi | r) \stackrel{\text{def}}{=} \text{mon}_A(\psi)$ определена во всех точках пространства X . Ее можно трактовать как функцию принадлежности на X для нечеткого свойства “предельности к A ”.

Обозначим через $\text{Mon}_A X$ подмножество тех точек из X , в которых это свойство проявляется в значительной степени, т.е. является большой или немаленькой:

$$\text{Mon}_A X = \{x \in X : \text{mon}_A x \text{ - большая (немаленькая) по mod Im mon}_A(\psi)\}.$$

При переходе $A \rightarrow A^{(1)} = \text{M on}_A X$ убираются изолированные точки из A и, наоборот, присоединяются к A ей не принадлежащие, но достаточно им окруженные. Другими словами, при переходе $A \rightarrow A^{(1)}$ одновременно происходит “сглаживание” и “ошкуривание” топологического характера. Первую итерацию $A^{(1)}$ назовем монолитной оболочкой A . Далее возможны последующие высшие итерации:

$$A^{(i+1)} = \text{M on}_{A^{(i)}} X$$

3. Алгоритм “Монолит” начинает свою работу на всем пространстве: $A = X$. Строится локализация $r = r(X)$ (1.3), выбираются параметры монолитности 2.4. Первая итерация “Монолита” $X^{(1)}$ представляет собой совокупность всех значимых (плотных) точек в X . Как было отмечено выше, переход $X^{(1)} \rightarrow X^{(2)}$ исключает изолированные точки из $X^{(1)}$, одновременно заполняя (сглаживая) массивные скопления в нем. Другими словами, $X^{(2)}$ получается из $X^{(1)}$ одновременным освобождением от своих изолированных точек и своего рода кристаллизацией вокруг своих массивных подмножеств. И так далее: изолированное постепенно пропадает, массивное становится еще массивнее.

3.1. Параметры “Монолита”: количество итераций, параметры монолитности 2.4, параметры выбора большой (немаленький) по mod Im mon_A .

3.2. Блок-схема “Монолита” (рис.1)

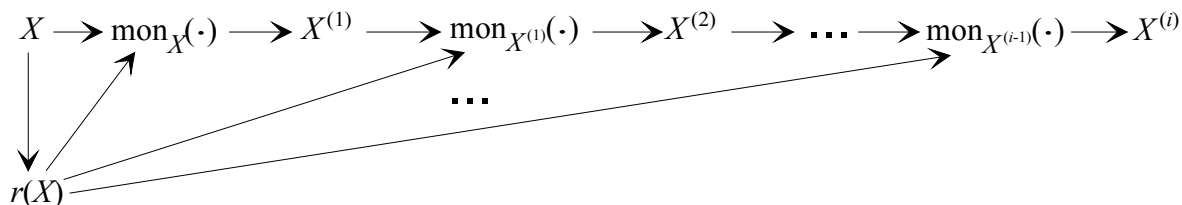


Рис. 1

4. Применение алгоритма “Монолит”. Построенный алгоритм применялся для участка аэромагнитной карты аномального поля ΔT в районе Каннского массива (рис. 2). Размер сетки 163x193.

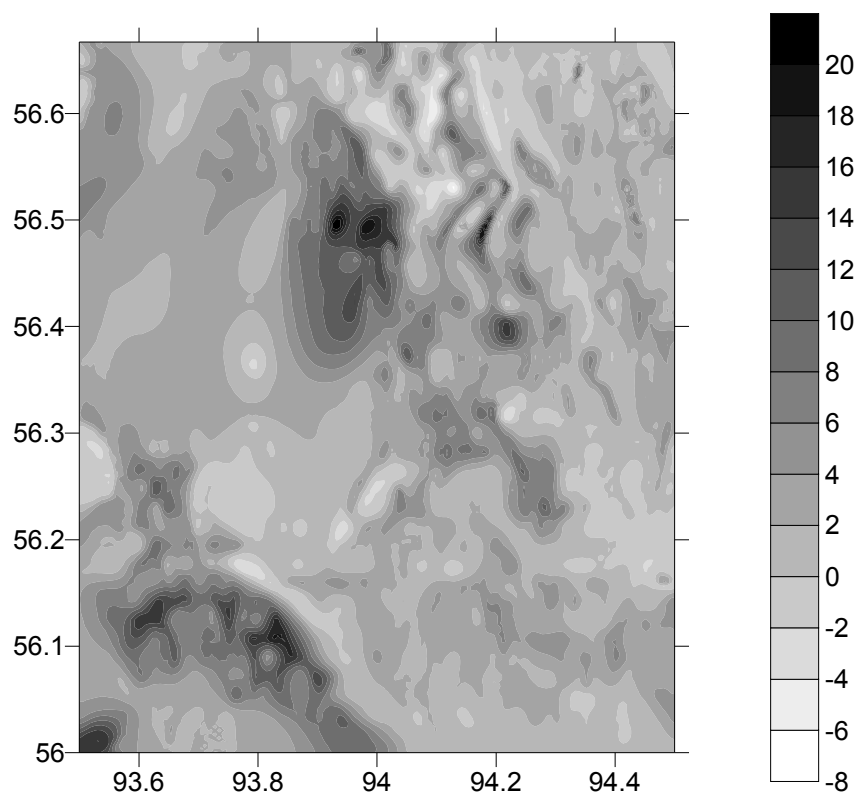
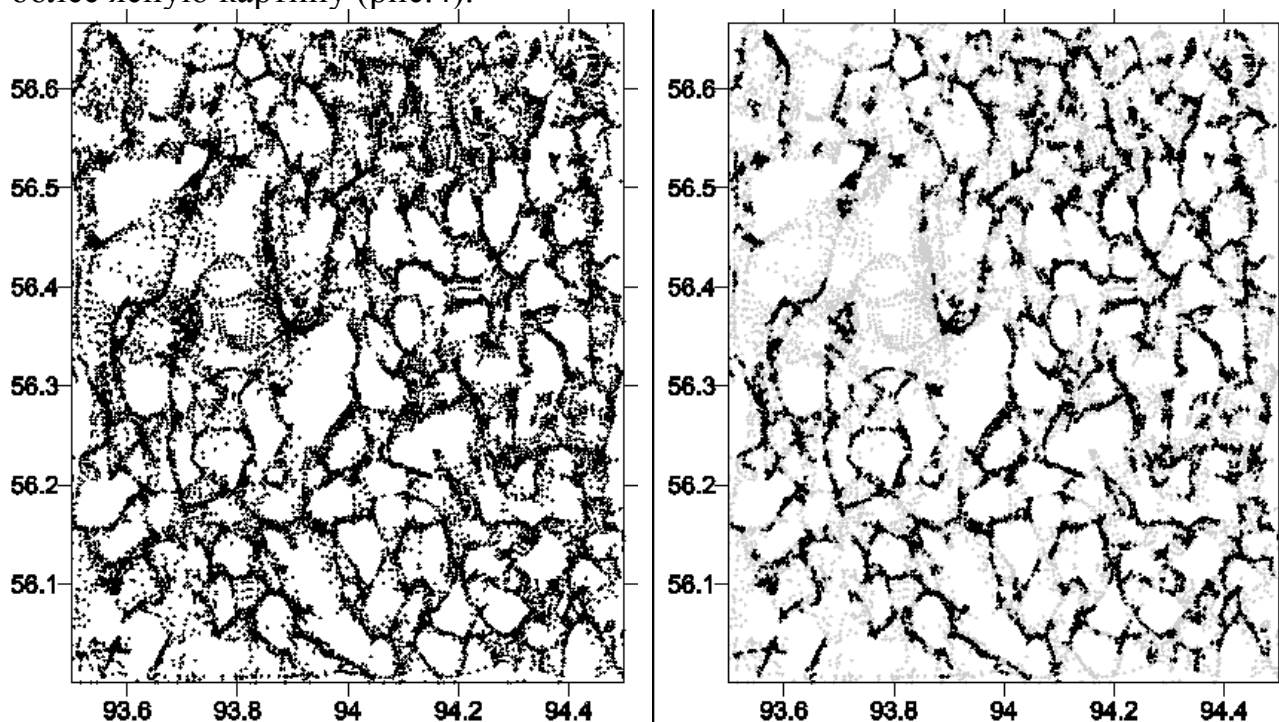


Рис. 2

Эйлеровы решения определялись с помощью квадратного окна размером 7×7 точек со структурным индексом $N=0.5$ (точечный диполь). Выбранная сетка порождает $157 \times 187 = 29359$ эйлеровых решений. Число их было уменьшено до 25379 путем фильтрации полученных решений. Проекция этих решений на горизонтальную плоскость (xOy) показаны на рис. 3. Применение алгоритма “Монолит” позволило сократить число решений до 16033 и получить более ясную картину (рис.4).



Отобранные решения (черные точки) дают четкую систему линейных аномалий, на ряде изученных участков хорошо совпадающих с положением древних разрывных нарушений и магматических внедрений в Нижне-Канском массиве.

Литература

1. Hood P. Gradient measurements in aeromagnetic surveying. // Geophysics. – 1965.
2. А.Д. Гвишиани, М. Диаман, В.О. Михайлов, А. Гальдеано, С.М. Агаян, Ш.Р. Богоутдинов, Е.М. Граева. Алгоритмы искусственного интеллекта для кластеризации магнитных аномалий. М.: Физика Земли, 2002, № 7, с.13-28.
3. V. Mikhailov, A. Galdeano, M. Diamant, A. Gvishiani, S. Agayan, S. Bogoutdinov, E. Graeva, and P. Sailhac. Application of artificial intelligence for Euler solutions clustering. Geophysics. 2003, vol. 68, no. 1, p.168-180.
4. Ягер Р. Нечеткие множества и теория возможностей. Последние достижения. – М.: Радио и связь, 1986.

МЕХАНИЗМЫ МИГРАЦИИ УГЛЕВОДОРОДОВ, ФИЛЬТРАЦИИ ИХ В ЛОВУШКАХ, ФОРМИРОВАНИЯ ОРЕЛОВ ДИФФУЗИИ, АВТОЛОКАЛИЗАЦИИ ГРАВИТАЦИОННЫХ АНОМАЛИЙ (НА ОСНОВЕ ФИЗИЧЕСКОГО И МАТЕМАТИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ)

Н.И. Божок¹, А.Т. Урдабаев¹, П. Н. Коврижных²

¹ РГП "Специализированное гравиметрическое предприятие", г. Алматы, Казахстан

² ТОО «НПЦ Геокен», г. Алматы, Казахстан

В геофизических методах локального прогноза нефтегазоносности структур залежь традиционно рассматривалась как неоднородность в геологической среде. При этом применялся специальный термин – аномалия типа залежь (АТЗ). Причина неэффективности такого подхода заключается в недостаточной контрастности отдельных физических свойств объекта относительно фона, приводящая к снижению соотношения сигнал/помеха. При этом прогнозирование становится невозможным, если залежь с незначительной мощностью находится на большой глубине.

В Казахстане рассматриваемое направление работ было сосредоточено в Прикаспийской впадине, на полуострове Бузачи и на Мангышлаке. При этом из несейсмических методов проводились гравиразведка и электроразведка в модификациях ДОЗ, ЗСБ и ЗС-МП, а принципиальные возможности магниторазведки не рассматривались вообще.

В гравиразведке был выявлен эффект автолокализации локальных гравитационных аномалий (Михайлов И.Н., ВНИИгеофизика, г.Москва), когда аномалии почти строго располагаются в контуре залежей УВ. Объяснить их

природу влиянием залежи или структурным эффектом не удалось. Была даже попытка объяснить эффект автолокализации гравитационной тенью от залежи, что вообще выходит за рамки законов Ньютона.

На эффективности электроразведки отрицательно сказалось увлечение дифференциальными методами обработки и интерпретации материалов, разработанными в НВНИИГГ (г.Саратов), являвшимся научным куратором электроразведочных работ во многих организациях. При этом не были учтены погрешности АЦП в серийной цифровой аппаратуре, которые при дифференцировании измеренного сигнала усиливались и неизбежно приводили к ложным выводам.

Выход из создавшейся ситуации видится, на наш взгляд, в принятии новой идеологии оценки нефтегазоносности структур, базирующейся на изучении субвертикального следа диффузионного потока углеводородов (СДП УВ) из нефтегазовых залежей, вплоть до дневной поверхности. Первые опыты исследований в этом направлении в условиях Южно-Торгайской впадины (ЮТВ) были предприняты в конце 80-х и начале 90-х годов прошлого столетия в Аэрогеофизической экспедиции ПГО "Казгеофизика" (Урдабаев, Божок, 1987, 1990, 1999, 2000, 2002).

1. Общие предпосылки локального прогноза залежей УВ

На основании многочисленных литературных источников, авторского опыта производственных, опытно-методических работ и моделирования, сформировалось следующее представление о механизмах образования залежей углеводородов (УВ) и связанных с ними аномальных объектов (в тезисном виде).

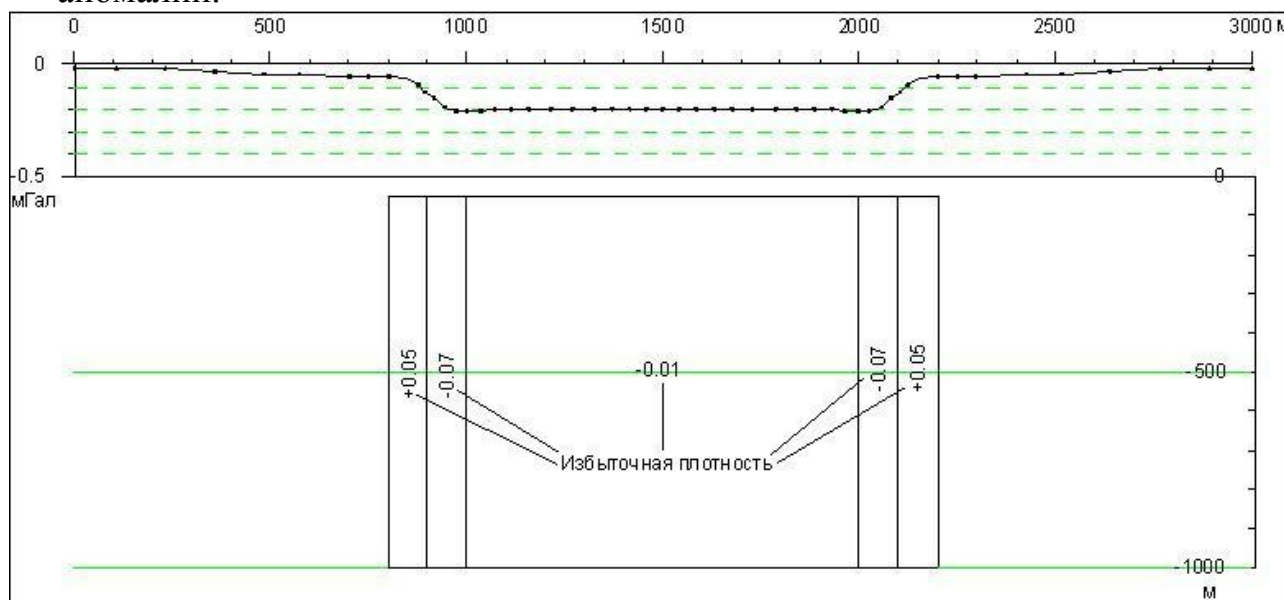
1. Любая ловушка УВ (структурная, примыкание, рифовая, тектонически-, литологически-, капиллярно-экранированная) представляет собой **«топливный фильтр»** на пути **сквозного** потока УВ-содержащих флюидов (подземных вод). Миграция капель и пузырьков УВ сквозь неподвижное водное заполнение вдоль напластования пористых пород физически невозможна.
2. Уменьшение с глубиной (и, соответственно, со временем) пористости осадочных пород сопровождается выдавливанием из них первоначального водного заполнения (вместе с рассеянными УВ) порядка 20% от начального объема пород. Выдавливание происходит по путям наименьшего сопротивления, основными из которых являются: **а) разломы, б) погребенные эрозионные палеоврезы на поверхностях несогласия**, в том числе и на поверхности фундамента в прибортовых частях осадочных бассейнов.
3. При пересечении узких линейных путей миграции с пористыми ловушками любого типа создаются благоприятные условия гравитационной или капиллярной **сепарации УВ** из флюида-переносчика. Имеющиеся на большинстве месторождений УВ **разломы**, которые принято считать

возможными разрушителями залежей, являются в большинстве случаев их **создателями**. В породах фундамента и более плотных нижних частях осадочного разреза разломы сопровождаются зонами дробления и, соответственно, **разуплотнения**. В несцементированных терригенных породах верхов разреза, наоборот, происходит **динамическое уплотнение**, резко снижается проницаемость разломов, они отмечаются узкими **положительными аномалиями силы тяжести**, которые усиливаются над залежами УВ вследствие вторичной карбонатизации. Яркие примеры - Главный Каратауский разлом в районе месторождений Арыскум и Майбулак, Арало-Кызылкумский разлом в акватории Аральского моря и Северном Приаралье.

4. При таком механизме выдавливания флюидов возможна дальняя миграция (десятки километров) как по горизонтали, так и по нисходящим участкам каналов миграции. Кстати, переход от восходящей части канала к нисходящей (антиклинальный перегиб продольного профиля) при большом сечении канала (например, эрозионный палеоврез) сам по себе является идеальной ловушкой УВ в связи с большой мощностью, высокими пористостью и проницаемостью аллювиальных песков.
5. После заполнения ловушки углеводородами сепарация УВ прекращается, продолжается их миграция сквозь ловушку и далее по каналу до следующих ловушек или до выхода в атмосферу.
6. Над залежами УВ происходит их **диффузия** на молекулярном уровне вверх до дневной поверхности, иногда с попутным образованием мелких вторичных залежей, в основном, газовых (легкие УВ). В результате реакции диффундирующих УВ с сульфат-ионами в подземных водах, образуются карбонат-ионы и вторичный сероводород (общепризнанная **«сульфат-редукция»**), которые, в свою очередь, осаждают из раствора ионы кальция и железа в виде нерастворимых кальцита и пирита. Из-за понижения минерализации подземных вод и закупорки кальцитом мелких пор повышается удельное сопротивление пород в зоне диффузии на 10-30%; рассеянная вторичная пиритизация вместе с понижением минерализации повышают их поляризуемость в 1.2 – 1.4 раза. Повышение сопротивления на 10-30% отмечалось как в Торгае при среднем фоне 10 ом.м, так и в Прикаспии при среднем фоне 1 ом.м. Такая выдержанная «относительность» аномалий сопротивления объясняется тем, что его фоновый уровень определяется минерализацией подземных вод, а относительное повышение – частичной запечаткой мелких пор вторичным кальцитом в зоне диффузии. Кажется парадоксальным установленное гравиметрией понижение плотности пород в зоне ореола диффузии при новообразовании кальцита и пирита. Для изучения этого явления нами проведено физико-химическое моделирование кальцитизации при реакции обмена хорошо растворимых солей (хлорида кальция и карбоната натрия) в водонасыщенном песке под грузом. В результате реакции получено

увеличение объема на 5%. Микроскопическим исследованием установлено выделение кальцита в электрохимически активных зонах контакта зерен минерального скелета, раздвигание зерен, увеличение пористости и объема. При дальнейшем ходе реакции с добавлением реагентов (не делалось) можно ожидать заполнение кальцитом крупных открытых пор и увеличение плотности породы. Интенсивность реакций и степень разуплотнения в естественных условиях максимальны в краевых частях ореола, где есть постоянный приток свежих ионов Ca, Fe, SO₄ извне. Узкая зона максимального разуплотнения окаймляется снаружи зоной уплотнения, образуемой, вероятно, под воздействием двух факторов: 1) динамическое уплотнение окружающих пород под давлением расширяющегося объема пород внутри ореола; 2) интенсивная кальцитизация с частичным заполнением крупных пор. Теоретическая плотностная модель ореола диффузии УВ представлена на рисунке.

7. Характерной особенностью слабых (десятые доли мГал) отрицательных аномалий силы тяжести, отмеченных над многочисленными месторождениями УВ различных нефтегазоносных провинций, являются **узкие зоны градиентов на их флангах**, с точностью порядка 15% соответствующие контурам залежей (так называемая «автолокализация» аномалий). Аномалии такой формы не могут быть вызваны ни залежами УВ, ни однородным разуплотнением пород в ореоле диффузии. Предложенная выше модель ореола диффузии полностью объясняет характерную форму аномалий.



Плотностная модель ореола диффузии

8. Важными следствиями расширения пород в зоне диффузии УВ являются.
- Кольцевые зоны тектонических подвижек и обусловленных ими аномалий различных геохимических и геофизических параметров по

периферии залежей.

- Поднятие дневной поверхности, образование вторичных антиклиналей в верхах разреза независимо от типа залежей.
 - Уменьшение скоростей упругих волн в зонах разуплотнения, что существенно искажает геометрию отражающих горизонтов вплоть до полной нивелировки малоамплитудных продуктивных структур или превращения их в малоамплитудные «синклинали». В частности, вероятно существенное искажение формы структуры Майбулак локальными зонами пониженных и повышенных скоростей над месторождением.
9. Опытными-методическими работами в Южном Торгае предварительно установлено, что диффузия углеводородов и, соответственно, аномалии ореольного типа меньшей интенсивности отмечаются также над путями миграции УВ-содержащих флюидов, что требует дополнительного изучения и проверки.
10. В магнитном поле ореолы диффузии УВ отмечаются слабыми отрицательными аномалиями и повышенной дисперсией поля.

2. Результаты опытно-методических, производственных поисково-оценочных работ и комплексной интерпретации

В Южно-Торгайской впадине в 1987-93гг. проведены комплексные опытно-методические работы (гравиметрия, электроразведка ВП, ЕП, ЗСБ, ЗС ЗИ, МТЗ) на известных месторождениях Кумколь, Арыскуп, Майбулак, Кызылкия и пустой структуре Алтынсарын, а также производственные работы на некоторых участках с целью оценки перспективности структур, подготавливаемых к бурению. На всех изученных месторождениях получены аномалии «ореольного» типа, на пустой структуре аномалии отсутствуют. Из готовившихся к бурению структур была дана отрицательная оценка свода крупной структуры Теренсай, переданная в 1993г нефтеразведочной организации и блестяще подтвержденная пустой скважиной в 1995 году. Положительные рекомендации пока не проверены.

При анализе материалов сделан упор на комплексную интерпретацию потенциальных полей и данных сейсморазведки (с критическим пересмотром последних).

Основные результаты комплексной интерпретации сводятся к следующему.

1. Соместной переинтерпретацией сейсмических разрезов (СВР) и высокоточной гравиметрии прослежены две разветвленные системы палеорезов с признаками дальней миграции по ним УВ из Арыскупской грабен-синклинали и Северо-Акшабулакской мульды. Протяженность

систем – около 100 км. К ветвям систем приурочены известные месторождения УВ и все вновь выявленные 10 перспективных аномалий.

2. Три аномалии совпадают с антиклинальными перегибами палеоврезов. Самая крупная из них по размерам и интенсивности сопоставима с кумкольской, седловидная форма объекта подтверждается СВР. Семь аномалий приурочены к зонам выклинивания коллекторов разного возраста, контактирующих с палеоврезами.
3. Над сводами антиклиналей перспективных аномалий не выявлено.
4. Электроразведкой МТЗ и ЗСБ выявлены наклонные хорошо проводящие объекты в палеозое, заслуживающие изучения как возможные каналы притока УВ-содержащих флюидов или хорошие коллекторы.
5. На одном из месторождений выполнена корректировка структурной карты с учетом локальных зон изменения средних скоростей по данным высокоточной гравиметрии. Морфология структуры существенно изменилась. Прогнозируется увеличение запасов в 4-5 раз.

ОБ ОДНОМ ПРИБЛИЖЕННОМ МЕТОДЕ ПРОДОЛЖЕНИЯ ПОТЕНЦИАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ

И.В. Бойков, В.И. Крючко

Пензенский Государственный Университет

Построен численный метод продолжения трехмерных потенциальных полей.

1. Введение

Задача аналитического продолжения является одной из наиболее важных задач теории плоского потенциального поля. Исследованию различных плоских полей методами аналитического продолжения посвящены многочисленные публикации, из которых в первую очередь укажем на работы [10,11,12]. Подробная библиография по методам аналитического продолжения в геофизике приведена в [6,8]. Широкое применение при решении задач аналитического продолжения получил аппарат одномерных интегралов типа Коши и сингулярных интегральных уравнений [7]. Численные методы продолжения потенциальных полей исследованы в [3].

Значительно менее исследованными являются задачи продолжения, и восстановления трехмерные потенциальных полей.

Один из основных методов исследования многомерных потенциальных полей основан на аппарате многомерных интегралов типа Коши [6]. Приближенные методы вычисления многомерных интегралов типа Коши начали исследоваться в [4]. Численные методы продолжения трехмерных потенциальных полей, начали исследоваться в [5], где предложен и обоснован сплайн-коллокационный метод. Недостатком этого метода является большой объем вычислений.

В данной статье предлагается более эффективный метод численного продолжения трехмерных потенциальных полей, в основу которого положена модификация метода локальных поправок.

2. Постановка задачи

Рассмотрим безвихревое векторное поле $\phi(z)$, удовлетворяющее уравнениям $\operatorname{div}\phi(r) = q(r)$, $\operatorname{rot}\phi(r) = 0$, где $q(r)$ - объемная плотность источников поля, r - радиус-вектор в декартовой системе координат XYZ .

Пусть D - область, свободная от источников, а S - граница этой области. В дальнейшем будем считать, что S - кусочно-гладкая поверхность.

Справедлива [6] формула

$$-\frac{1}{4\pi} \iint_S \left[(n \cdot \phi(r)) \operatorname{grad} \frac{1}{|r-r'|} + [n \times \phi(r)] \times \operatorname{grad} \frac{1}{|r-r'|} \right] ds = \begin{cases} \phi(r'), & r' \in D; \\ 0 & r' \in \overline{CD}. \end{cases} \quad (2.1)$$

$$r = (x, y, z), \quad r' = (x', y', z'), \quad |r-r'| = \sqrt{(x-x')^2 + (y-y')^2 + (z-z')^2}$$

Здесь дифференцирование и интегрирование ведется по переменной r , r' - фиксированная точка, \overline{CD} - дополнение области \overline{D} до R_3 .

Ставится следующая задача. Пусть известно векторное поле $\phi(r)$ в области D , ограниченной кусочно-гладкой поверхностью S . Требуется: 1) продолжить векторное поле на область D^* , $D \subset D^*$; 2) локализовать источники поля.

3. Приближенный метод

Пусть $D \subset D^*$ и на границе S области D известна функция $\phi(r)$. Для простоты обозначений предположим, что S - сфера с центром в начале координат и радиусом R_0 . Предположение, что в качестве S берется сфера не снижает общности рассуждений. Из приведенных далее рассуждений легко заметить, что аналогичные рассуждения справедливы для любых конечных кусочно-гладких поверхностей S . Предположим, что поле $\phi(r)$ потенциально в некоторой области D^* такой, что $S \subset D^*$. Возьмем сферу S_1 , концентрическую (концентричность сферы S_1 предполагается только для простоты рассуждений) со сферой S , с радиусом $R_1 > R_0$. Требуется определить векторное поле на сфере S_1 . При этом, естественно, предполагается, что в шаре, ограниченном сферой S_1 , поле $\phi(r)$ - потенциально. Если поле $\phi(r)$ потенциально в области D^* , то для

его нахождения можно воспользоваться формулой (2.1). Обозначим через $\phi_{S_1}(r)$ значение поля $\phi(r)$ на сфере S_1 . Тогда для $r' \in S$ справедливо уравнение

$$\iint_{S_1} (n \cdot \phi_{S_1}(r)) \text{grad} \frac{1}{|r - r'|} + (n \times \phi_{S_1}(r)) \times \text{grad} \frac{1}{|r - r'|} ds = \phi_S(r') \quad (3.1)$$

где через $\phi_S(r')$ обозначено значение поля $\phi(r)$ в точке r' на сфере S . Уравнение (3.1) положено в основу нескольких вычислительных схем. Предварительно преобразуем уравнение (3.1) к более удобному виду. Перейдем в (3.1) к сферическим координатам $x = R_1 \sin \theta \cos \varphi$, $y = R_1 \sin \theta \sin \varphi$, $z = R_1 \cos \theta$, $0 \leq \theta \leq \pi$, $0 \leq \varphi < 2\pi$. Введем обозначения

$$\vec{n} = \{n_1(\theta, \varphi), n_2(\theta, \varphi), n_3(\theta, \varphi)\} = \{\sin \theta \cos \varphi, \sin \theta \sin \varphi, \cos \theta\}$$

$$\text{grad} |r - r'|^{-1} = \{g_1(\theta, \varphi, \theta', \varphi'), g_2(\theta, \varphi, \theta', \varphi'), g_3(\theta, \varphi, \theta', \varphi')\}$$

Проделав несложные, но громоздкие выкладки, получим, что уравнение (3.1) сводится к следующей системе, состоящей из трех интегральных уравнений

$$\begin{aligned} & - \frac{R_1^2}{4\pi} \int_0^\pi \int_0^{2\pi} \{ \phi_1(R_1, \theta, \varphi) [n_1(\theta, \varphi) g_1(\theta, \varphi, \theta', \varphi') + \\ & + n_2(\theta, \varphi) g_2(\theta, \varphi, \theta', \varphi') + n_3(\theta, \varphi) g_3(\theta, \varphi, \theta', \varphi')] + \\ & + \phi_2(\theta, \varphi) [n_2(\theta, \varphi) g_1(\theta, \varphi, \theta', \varphi') - n_1(\theta, \varphi) g_2(\theta, \varphi, \theta', \varphi')] + \\ & + \phi_3(R_1, \theta, \varphi) [n_3(\theta, \varphi) g_1(\theta, \varphi, \theta', \varphi') - n_1(\theta, \varphi) g_3(\theta, \varphi, \theta', \varphi')] \} \sin \theta d\theta d\varphi = \phi_1(R_0, \theta', \varphi'), \quad (3.2) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} & - \frac{R_1^2}{4\pi} \int_0^\pi \int_0^{2\pi} \{ \phi_1(R_1, \theta, \varphi) [n_1(\theta, \varphi) g_2(\theta, \varphi, \theta', \varphi') - n_2(\theta, \varphi) g_1(\theta, \varphi, \theta', \varphi')] + \\ & + \phi_2(R_1, \theta, \varphi) [n_1(\theta, \varphi) g_1(\theta, \varphi, \theta', \varphi') + n_2(\theta, \varphi) g_2(\theta, \varphi, \theta', \varphi') + n_3(\theta, \varphi) g_3(\theta, \varphi, \theta', \varphi')] + \\ & + \phi_3(R_1, \theta, \varphi) [n_3(\theta, \varphi) g_2(\theta, \varphi, \theta', \varphi') - n_2(\theta, \varphi) g_3(\theta, \varphi, \theta', \varphi')] \} \sin \theta d\theta d\varphi = \phi_2(R_0, \theta', \varphi'), \quad (3.3) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} & - \frac{R_1^2}{4\pi} \int_0^\pi \int_0^{2\pi} \{ \phi_1(R_1, \theta, \varphi) [n_1(\theta, \varphi) g_3(\theta, \varphi, \theta', \varphi') - n_3(\theta, \varphi) g_1(\theta, \varphi, \theta', \varphi')] + \\ & + \phi_2(R_1, \theta, \varphi) [n_2(\theta, \varphi) g_3(\theta, \varphi, \theta', \varphi') - n_3(\theta, \varphi) g_2(\theta, \varphi, \theta', \varphi')] + \\ & + \phi_3(R_1, \theta, \varphi) [n_1(\theta, \varphi) g_1(\theta, \varphi, \theta', \varphi') + n_2(\theta, \varphi) g_2(\theta, \varphi, \theta', \varphi') + \\ & + n_3(\theta, \varphi) g_3(\theta, \varphi, \theta', \varphi')] \} \sin \theta d\theta d\varphi = \phi_3(R_0, \theta', \varphi'), \quad (3.4) \end{aligned}$$

Введем прямоугольники $\Delta_{ij} = [\theta_{i-1}, \theta_i; \varphi_{j-1}, \varphi_j]$, $i = 1, \dots, N$, $j = 1, \dots, N$, $\theta_i = \pi i / N$, $\varphi_j = 2\pi j / N$. Систему уравнений (3.2)-(3.4) будем решать методом локальных поправок, одна из модификаций которого описана в [9]. В каждом прямоугольнике Δ_{ij} введем сетку узлов $(\theta_i^v, \varphi_j^w)$, определяемую формулами: $\theta_i^v = (\theta_{i+1} + \theta_i) / 2 + (\theta_{i+1} - \theta_i) / 2d_v$, $\varphi_j^w = (\varphi_{j+1} + \varphi_j) / 2 + (\varphi_{j+1} - \varphi_j) / 2d_w$ где $v = \overline{1, r}$, $w = \overline{1, r}$; d_k - нули полинома Чебышева первого рода: $d_k = -\cos\left(\frac{(2k-1)\pi}{2n}\right)$. Приближенное

решение будем искать в виде локальных сплайнов $S_1(\theta, \varphi)$, $S_2(\theta, \varphi)$, $S_3(\theta, \varphi)$, состоящих из интерполяционных полиномов ϕ_1^{ij} , ϕ_2^{ij} , ϕ_3^{ij} , определенных в квадрате Δ_{ij} , по формулам

$$\phi_k^{ij}(\theta, \varphi) = \sum_{v=1}^r \sum_{w=1}^r a_{k,ij}^{v,w} \psi_v^i(\theta) \psi_w^j(\varphi)$$

Здесь ψ_v^i – v -ый фундаментальный полином Лагранжа $r-1$ порядка по переменной θ , построенный в сегменте $\theta_{i-1} \leq \theta \leq \theta_i$; аналогичным образом определяются фундаментальный полином ψ_w^j , по переменной φ , построенный в сегменте $\varphi_{j-1} \leq \varphi \leq \varphi_j$, ($v = 1, 2, \dots, r$, $w = 1, 2, \dots, r$, $i = 1, 2, \dots, N$, $j = 1, 2, \dots, N$).

Значение $a_{k,ij}^{v,w}$, $k = 1, 2, 3$, определяются из системы алгебраических уравнений, полученного методом механических квадратур к системе уравнений (3.2)-(3.4)

$$\sum_{i,j=1}^N \sum_{v,w=1}^r \sum_{k=1}^3 a_{k,ij}^{v,w} K_{lk}(\theta_i^v, \phi_j^w, \theta_i^{v'}, \phi_j^{w'}) = \phi_{l'}(R_0, \theta_i^{v'}, \phi_j^{w'}), \quad (3.5)$$

где $i' = \overline{1, N}$, $j' = \overline{1, N}$, $v' = \overline{1, r}$, $w' = \overline{1, r}$, $l' = \overline{1, 3}$.

Построенную систему (3.5) будем решать итерационным методом локальных поправок. Опишем процесс последовательных приближений. Для применения метода обозначим через $X_l^n(\theta_i^v, \phi_j^w) = a_{l,ij}^{v,w}$ n -ое приближение. Положим в качестве начального приближения вектор $X_{l'}^0(\theta_i^{v'}, \phi_j^{w'}) = \phi_{l'}(R_0, \theta_i^{v'}, \phi_j^{w'})$.

Пусть проведен n -ый шаг итерационного процесса и вычислен вектор X^n . Перейдем к выполнению $n+1$ -ого шага итерационного процесса. Прежде всего, вычислим значение вектора

$$Y_{l'}^n(\theta_i^{v'}, \phi_j^{w'}) = \sum_{i,j=1}^N \sum_{v,w=1}^r \sum_{k=1}^3 X_l^n(\theta_i^v, \phi_j^w) K_{lk}(\theta_i^v, \phi_j^w, \theta_i^{v'}, \phi_j^{w'}) - X_{l'}^n(\theta_i^{v'}, \phi_j^{w'}) K_{l'l'}(\theta_i^{v'}, \phi_j^{w'}, \theta_i^{v'}, \phi_j^{w'})$$

Находится максимальное значение величины рассогласования

$$\max_{i,j,v,w,l'} |\phi_{l'}(R_0, \theta_i^{v'}, \phi_j^{w'}) - Y_{l'}^n(\theta_i^{v'}, \phi_j^{w'})| = |V^n|$$

Пусть максимум реализуется при $i' = i_1$, $j' = j_1$, $v' = v_1$, $w' = w_1$, $l' = l_1$, $l' = l_1$ и пусть это единственное значение параметров, на которых он реализуется. Положим $X_{l'}^{n+1}(\theta_i^{v'}, \phi_j^{w'}) = X_{l'}^n(\theta_i^{v'}, \phi_j^{w'})$ при $i' \neq i_1$, $j' \neq j_1$, $v' \neq v_1$, $w' \neq w_1$, $l' \neq l_1$; тогда последовательные приближения определяются формулой:

$$\begin{aligned} X_{l_1}^{n+1}(\theta_{i_1}^{v_1} \phi_{j_1}^{w_1}) K(\theta_{i_1}^{v_1}, \phi_{j_1}^{w_1}, \theta_{i_1}^{v_1}, \phi_{j_1}^{w_1}) &= X_{l_1}^n(\theta_{i_1}^{v_1} \phi_{j_1}^{w_1}) K(\theta_{i_1}^{v_1}, \phi_{j_1}^{w_1}, \theta_{i_1}^{v_1}, \phi_{j_1}^{w_1}) + \\ &+ \gamma (\phi_{l_1}(R_0, \theta_{i_1}^{v_1}, \phi_{j_1}^{w_1}) - Y_{l_1}^n(\theta_{i_1}^{v_1}, \phi_{j_1}^{w_1})), \end{aligned} \quad (3.6)$$

где $0 \leq \gamma \leq 1$. Причина прекращения сходимости метода локальных невязок заключается в том, что на некотором шаге n появляются две невязки близкие по модулю, но разных знаков. В этом случае модифицируем метод локальных невязок следующим образом.

На $n+1$ -ом шаге находится максимальное и минимальное значение величины рассогласования. Пусть максимум $\max_{i',j',v',w',l'} (\phi_{l'}(R_0, \theta_{i'}, \varphi_{j'}) - Y_{l'}^n(\theta_{i'}, \varphi_{j'}))$ реализуется при $i' = i_1, j' = j_1, v' = v_1, w' = w_1, l' = l_1$; минимум же $\min_{i',j',v',w',l'} (\phi_{l'}(R_0, \theta_{i'}, \varphi_{j'}) - Y_{l'}^n(R_0, \theta_{i'}, \varphi_{j'}))$ реализуется при $i' = i_2, j' = j_2, v' = v_2, w' = w_2, l' = l_2$. Воспользовавшись обозначением

$$Z_{l'}^n(\theta_{i'}, \varphi_{j'}) = \sum_{i,j=1}^N \sum_{v,w=1}^r \sum_{k=1}^3 X_l^n(\theta_i^v, \varphi_j^w) K_{l'k}(\theta_i^v, \varphi_j^w, \theta_{i'}, \varphi_{j'}) - X_{l_1}^n(\theta_{i_1}^{v_1}, \varphi_{j_1}^{w_1}) K_{l_1 l_1}(\theta_{i_1}^{v_1}, \varphi_{j_1}^{w_1}, \theta_{i_1}^{v_1}, \varphi_{j_1}^{w_1}) - \\ - X_{l_2}^n(\theta_{i_2}^{v_2}, \varphi_{j_2}^{w_2}) K_{l_1 l_2}(\theta_{i_2}^{v_2}, \varphi_{j_2}^{w_2}, \theta_{i_2}^{v_2}, \varphi_{j_2}^{w_2})$$

получаем систему, состоящую из двух уравнений с двумя неизвестными:

$$X_{l_1}^{n+1}(\theta_{i_1}^{v_1}, \varphi_{j_1}^{w_1}) K_{l_1 l_1}(\theta_{i_1}^{v_1}, \varphi_{j_1}^{w_1}, \theta_{i_1}^{v_1}, \varphi_{j_1}^{w_1}) + X_{l_2}^{n+1}(\theta_{i_2}^{v_2}, \varphi_{j_2}^{w_2}) K_{l_1 l_2}(\theta_{i_1}^{v_1}, \varphi_{j_1}^{w_1}, \theta_{i_2}^{v_2}, \varphi_{j_2}^{w_2}) = \\ (\phi_{l_1}(R_0, \theta_{i_1}^{v_1}, \varphi_{j_1}^{w_1}) - Z_{l_1}^n(\theta_{i_1}^{v_1}, \varphi_{j_1}^{w_1})), \quad (3.7)$$

$$X_{l_1}^{n+1}(\theta_{i_1}^{v_1}, \varphi_{j_1}^{w_1}) K_{l_2 l_1}(\theta_{i_2}^{v_2}, \varphi_{j_2}^{w_2}, \theta_{i_1}^{v_1}, \varphi_{j_1}^{w_1}) + X_{l_2}^{n+1}(\theta_{i_2}^{v_2}, \varphi_{j_2}^{w_2}) K_{l_2 l_2}(\theta_{i_2}^{v_2}, \varphi_{j_2}^{w_2}, \theta_{i_2}^{v_2}, \varphi_{j_2}^{w_2}) = \\ (\phi_{l_2}(R_0, \theta_{i_2}^{v_2}, \varphi_{j_2}^{w_2}) - Z_{l_2}^n(\theta_{i_2}^{v_2}, \varphi_{j_2}^{w_2})), \quad (3.8)$$

Определитель этой системы отличен от нуля, следовательно, система уравнений (3.7)-(3.8) разрешима и $X_{l_1}^{n+1}(\theta_{i_1}^{v_1}, \varphi_{j_1}^{w_1})$ и $X_{l_2}^{n+1}(\theta_{i_2}^{v_2}, \varphi_{j_2}^{w_2})$ определяются из данной системы.

К решению системы уравнений (3.5) можно привлечь и другие модификации метода локальных поправок описание и обоснование которых дано в [1], [2].

После того как методом локальных поправок вычислено с необходимой точностью потенциальное поле на сфере S_1 радиуса R_1 приступаем к следующему шагу алгоритма.

Введем систему узлов $(r_i, \theta_j, \varphi_k)$, $i, j, k = 1, 2, \dots, N$, где $r_i = \frac{R_1}{N}$, $\theta_j = \frac{\pi j}{N}$, $\varphi = \frac{2k\pi}{N}$, воспользуемся функцией (2.1), и вычислим значение потенциального поля $\bar{\varphi}$ на сетке узлов. Каждому узлу поставим в соответствие $\bar{\varphi}(r_i, \theta_j, \varphi_k)$ и определим направление в котором последнее возрастает. В области наибольшего возрастания модуля векторного поля построим единичную сферу S_0^1 , расположенную внутри сферы S_1 , имеющую общую точку касания со сферой S_1 . Эту сферу считаем начальной в новом шаге алгоритма. По значениям поля на сфере S_0^1 вычисляется поле на сфере S_1^1 , причем $(S_0^1 \subset S_1^1)$ и процесс продолжается до тех пор, пока значение модуля $\bar{\varphi}$ не достигнет некоторого заранее фиксированного значения M . После этого первый этап алгоритма заканчивается.

Второй этап заключается в построении эквипотенциальной поверхности $\varphi(r) = M$. Построением поверхности $\varphi(r) = M$ осуществляется локализация источников поля. Последовательно увеличивая константу M , получаем последовательность концентрических поверхностей, окружающих источник поля.

На каждом этапе итерационного процесса естественно проверять выполнение условий гармоничности векторного поля $\bar{\phi}(r)$.

Замечания

1. В связи с большим объемом вычислений при построении эквипотенциальных поверхностей, естественно использовать ЭВМ с параллельной архитектурой.
2. В статье для простоты изучения метода локальных поправок продолжение потенциальных полей проводится переходом от сферы малого диаметра к концентрической сфере большего диаметра. На практике естественно вместо сфер использовать эллипсоиды, большая полуось которых совпадает с направлением наибольшего возрастания модуля векторного поля.

Список литературы

1. *Бойков И.В.* О применении метода локальных поправок к приближенному решению обратных задач гравиметрии // РАН. Физика Земли. 1998, №3, с. 86-90.
2. *Бойков И.В.* Метод локальных поправок в задачах аналитического продолжения // Геофизический журнал. 1995, Т.17, № 1, с 42-49.
3. *Бойков И.В., Блинкова Н.Ю.* Метод сингулярных интегральных уравнений в задачах аналитического продолжения // Геофизический журнал. 2000, Т.22, № 1., с. 3-15.
4. *Бойков И.В., Бойкова А.И.* Оптимальные методы представления потенциальных полей // Изв. РАН. Физика Земли, 2003, №4, с. 68-76.
5. *Бойков И.В., Крючко В.И.* Приближенные методы восстановления потенциальных полей // Саранск. Труды Средневолжского математического общества. 2005, Т.7, № 1. с. 163-168.
6. *Жданов М.С.* Аналогии интегралов типа Коши в теории геофизических полей. М: Наука, 1984, 328 с.
7. *Лаврентьев М.М., Романов В.Г., Шишатских С.П.* Некорректные задачи математической физики и анализа. М: Наука, 1980. 288 с.
8. Гравиразведка // Под редакцией *Е.А. Мудрецовой*, М. Наука, 1981. 397 с.
9. *Пруткин И.Л.* О приближенном решении трехмерных обратных задач гравиметрии и магнитометрии методом локальных поправок // Изв. АН СССР. Физика Земли. - 1983. - №1. с. 53-58.
10. *Старостенко В.И., Кислинская О.А.* Интеграл Шварца для полосы и его приложения в геофизике // Доклады Академии Наук Украины, 1993, №10, с. 126-129.
11. *Страхов В.Н.* К теории плоской обратной задачи магнитного потенциала при переменной намагниченности // Изв. АН СССР. Физика Земли, 1970, №3, с. 44-58.
12. *Страхов В.Н.* Некоторые вопросы плоской задачи гравиметрии // Изв. АН СССР. Физика Земли, 1970, №12, с. 32-44.

ОПТИМАЛЬНЫЕ МЕТОДЫ РАЗДЕЛЕНИЯ ПОТЕНЦИАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ

И.В. Бойков, А.И. Бойкова, В.И. Крючко, А.В. Филиппов

Пензенский государственный университет

Предложен оптимальный по порядку по точности метод разделения потенциальных полей.

Пусть S - кусочно-гладкая поверхность, заданная в трехмерном пространстве E_3 . Пусть на поверхности S задано потенциальное поле $\mathbf{F}(x, y, z)$. Ставится задача: разделить поле $\mathbf{F}(x, y, z)$ на внутреннюю $\mathbf{F}^i(x, y, z)$ и внешнюю $\mathbf{F}^e(x, y, z)$ составляющие.

Известно [1], что в обыкновенных точках поверхности S эта задача решается применением трехмерных интегралов типа Коши:

$$\mathbf{F}^i(r_0) = \frac{1}{2} \mathbf{F}(r_0) - \frac{1}{4\pi} \int_S \frac{\mathbf{n} \cdot \mathbf{F}(r)}{|r - r_0|^3} \text{grad} \frac{1}{|r - r_0|} + [n \Gamma \mathbf{F}(r)] \Gamma \text{grad} \frac{1}{|r - r_0|} ds, \quad (1)$$

$$\mathbf{F}^e(r_0) = \frac{1}{2} \mathbf{F}(r_0) - \frac{1}{4\pi} \int_S \frac{\mathbf{n} \cdot \mathbf{F}(r)}{|r - r_0|^3} \text{grad} \frac{1}{|r - r_0|} + [n \Gamma \mathbf{F}(r)] \Gamma \text{grad} \frac{1}{|r - r_0|} ds, \quad (2)$$

где n - единичная нормаль к поверхности S , r, r_0 - радиус-векторы, $r_0 \notin S$.

Так как вычисления интегралов (1), (2) в аналитическом виде возможно лишь в исключительных случаях, то возникает необходимость в разработке численных алгоритмов. Интегралы (1) и (2), как правило, вычисляются в предположении, что параметр r_0 пробегает некоторое многообразие S_0 . Поэтому естественно рассматривать данную задачу, как задачу оптимального восстановления функций $\mathbf{F}^i(r)$ и $\mathbf{F}^e(r_0)$, где $r_0 \notin S_0$, а $\mathbf{F}(r)$ принадлежит некоторому заранее фиксированному множеству вектор-функции Ψ .

Таким образом, задача разделения потенциальных полей, как и более общая задача восстановления геофизических полей, разбивается на три части.

Вначале строятся оптимальные кубатурные формулы вычисления интегралов (1), (2) в предположении, что вектор-функция \mathbf{F} принадлежит различным классам функций.

На втором этапе определяется гладкость вектор функций $\mathbf{F}^i(r_0)$ и $\mathbf{F}^e(r_0)$, в предположении, что радиус-вектор r_0 пробегает поверхность S . Предварительно, на этом же этапе интегралы (1), (2) преобразуются таким образом, чтобы вектор-функции $\mathbf{F}^i(r_0)$ и $\mathbf{F}^e(r_0)$ обладали более высокой степенью гладкости.

На третьем этапе строятся локальные сплайны, аппроксимирующие вектор функции $\mathbf{F}^i(r_0)$ и $\mathbf{F}^e(r_0)$ и являющиеся оптимальным методом восстановления вектор-функции из рассматриваемого множества.

Проиллюстрируем сказанное на примере интеграла

$$\overset{\circ}{f}(t_1, t_2) = \iint_{\Omega} \frac{f(\tau_1, \tau_2)(\tau_1 - t_1) d\tau_1 d\tau_2}{\sqrt{\frac{3}{8}(\tau_1 - t_1)^2 + (\tau_2 - t_2)^2}} \quad \tau, t \in \Omega \quad (3)$$

где $\Omega = [0,1]^2$, $t = (t_1, t_2)$, $\tau = (\tau_1, \tau_2)$, $f(t_1, t_2) \in W^{s,s}(M)$.

Интегралы вида (3) возникают при разделении плоских потенциальных полей.

Определение оптимальных по точности алгоритмов вычисления слабосингулярных, сингулярных и гиперсингулярных интегралов даны в работах [2]-[3]. Определение классов функций $\mathcal{Q}_{r,\gamma}(\Omega, M)$ и $B_{r,\gamma}(\Omega, M)$, используемых ниже, приведены в [4,5]. Напомним эти определения.

Определение 1. Пусть $\Omega = [-1,1]^l$, $l = 1, 2, \dots$. Функция $\phi(x_1, \dots, x_l)$ принадлежит классу $\mathcal{Q}_{r,\gamma}(\Omega, M)$, если выполнены условия

$$\max_{x \in \Omega} |\partial^{|\nu|} \phi(x) / \partial x_1^{\nu_1} \dots \partial x_l^{\nu_l}| \leq M$$

при $0 \leq |\nu| \leq r$,

$$|\partial^{|\nu|} \phi(x) / \partial x_1^{\nu_1} \dots \partial x_l^{\nu_l}| \leq M / (d(x, \tilde{A}))^{|\nu| - r - \zeta}$$

при $r < |\nu| \leq s$,

где $s = r + [\gamma] + 1$, $\gamma = [\gamma] + \mu$, $0 < \mu < 1$, $\zeta = 1 - \mu$ при γ - нецелом, $s = r + \gamma$ при γ - целом, $d(x, r)$ - расстояние от точки x до границы области Ω , определяемое по формуле $d(x, r) = \min_i (\min(|-1 - x_i|, |1 - x_i|))$

Определение 2. Пусть $\Omega = [-1,1]^l$, $l = 1, 2, \dots$, $r = 1, 2, \dots$, $0 \leq \gamma < 1$. Функция $f(x_1, \dots, x_l)$ принадлежит классу $B_{r,\gamma}(\Omega, M)$ если выполнены условия

$$\max_{x \in \Omega} |\partial^{|\nu|} \phi(x_1, \dots, x_l) / \partial x_1^{\nu_1} \dots \partial x_l^{\nu_l}| \leq M^{|\nu|} |\nu|^{|\nu|}$$

при $0 \leq |\nu| \leq r$,

$$|\partial^{|\nu|} \phi(x_1, \dots, x_l) / \partial x_1^{\nu_1} \dots \partial x_l^{\nu_l}| \leq M^{|\nu|} |\nu|^{|\nu|} / (d(x, \tilde{A}))^{|\nu| - r - 1 + \gamma}$$

при $r < |\nu| \leq \Gamma$.

Для построения оптимального метода вычисления интеграла (3) покроем область Ω квадратами $\Delta_{kl} = [x_k, x_{k+1}; x_l, x_{l+1}]$, $k = 0, 1, \dots, N-1$, где $x_k = k/N$, $k = 0, 1, \dots, N$.

Обозначим через l_k , $k = 1, 2, \dots, s$, нули полинома Лежандра степени s . Обозначим через l'_k образы узлов l_k , $k = 1, 2, \dots, s$, при отображении сегмента $[-1, 1]$ на сегмент $[a, b]$. Через $P_s(\phi, [a, b])$ обозначим полином, интерполирующий функцию $\phi(t)$ на сегменте $[a, b]$ по узлам l'_k , $k = 1, 2, \dots, s$.

Через $P_{s,s}(\varphi, [a,b;c,d])$ обозначим полином степени $s-1$ по каждой переменной t_1, t_2 , интерполирующий функции $\varphi(t_1, t_2)$ по переменной t_1 по узлам l'_k , а по переменной t_2 по узлам l''_k , $k = 1, 2, \dots, s$. Здесь l''_k узлы, являющиеся образами узлов l_k , $k = 1, 2, \dots, s$, при отображении сегмента $[-1, 1]$ на сегмент $[c, d]$.

Пусть $(t_1, t_2) \in \Delta_{ij}$, $i, j = 0, 1, \dots, N-1$. Интеграл (3) будем вычислять по формуле

$$\oint f(t_1, t_2) = \prod_{k=0}^{N-1} \prod_{l=0}^{N-1} P_{SS} \left(\frac{T_{SS}(f_{SS}(\tau_1, \tau_2; \Delta_{kl}), \Delta_{kl}, (t_1, t_2))}{\left((\tau_1 - t_1)^2 + (\tau_2 - t_2)^2 \right)^{3/2}}, \Delta_{kl} \right) dt_1 dt_2 + R_{NN}(f) \quad (4)$$

где $f_{SS}(\tau_1, \tau_2; \Delta_{kl}) \in P_{SS}(f, \Delta_{kl})$,

$T_{SS}(f_{SS}(\tau_1, \tau_2; \Delta_{kl}), \Delta_{kl}, (t_1, t_2))$ - отрезок ряда Тейлора по степеням $(\tau_1 - t_1)^i (\tau_2 - t_2)^j$, $0 \leq i, j \leq s$, $(\tau_1, \tau_2) \in \Delta_{kl}$, $(t_1, t_2) \in \Delta_{ij}$

Повторяя рассуждения, проведенные в [2,3], можно показать, что

$$R_{NN} \ll W^{SS}(M) \ll \frac{B \ln N}{N^s};$$

т.е. построенная кубатурная формула является оптимальной по порядку.

Приступая ко второму этапу преобразуем интеграл (3).

Введем функции

$$f_1(t_1, t_2) = \frac{1}{4} [f(-1, -1)(t_1 - 1)(t_2 - 1) - f(-1, 1)(t_1 - 1)(t_2 + 1) -$$

$$- f(1, -1)(t_1 + 1)(t_2 - 1) + f(t_1, t_2)(t_1 + 1)(t_2 + 1)];$$

$$f_2(t_1, t_2) = f(t_1, t_2) - f_1(t_1, t_2);$$

$$f_3(t_1, t_2) = \frac{1}{2} [-f_2(t_1, -1)(t_2 - 1) + f_2(t_1, 1)(t_2 + 1) -$$

$$- f_2(-1, t_2)(t_1 - 1) + f_2(1, t_2)(t_1 + 1)];$$

$$f_4(t_1, t_2) = f_2(t_1, t_2) - f_3(t_1, t_2)$$

Тогда интеграл $\oint f(t_1, t_2)$ можно представить в виде

$$\begin{aligned}
\circ f(t_1, t_2) &= \iint_{\Omega} \frac{f_1(\tau_1, \tau_2)(\tau_1 - t_1) d\tau_1 d\tau_2}{\left((\tau_1 - t_1)^2 + (\tau_2 - t_2)^2 \right)^{3/2}} + \\
&+ \iint_{\Omega} \frac{f_3(\tau_1, \tau_2)(\tau_1 - t_1) dx dy}{\left((\tau_1 - t_1)^2 + (\tau_2 - t_2)^2 \right)^{3/2}} + \\
&+ \iint_{\Omega} \frac{f_4(\tau_1, \tau_2)(\tau_1 - t_1) dx dy}{\left((\tau_1 - t_1)^2 + (\tau_2 - t_2)^2 \right)^{3/2}} = \\
&= I_1 f_1 + I_2 f_3 + I_3 f_4.
\end{aligned} \tag{5}$$

Интеграл $I_1 f_1$ вычисляется аналитически. Интеграл $I_2 f_3$ легко сводится к одномерному интегралу, который может быть легко вычислен по оптимальным квадратурным формулам вычисления слабосингулярных интегралов [6]. Вычисление интеграла $I_3 f_4$ проводится по кубатурной формуле (4).

Исследуем гладкость функции $\circ f_4(t_1, t_2) = I_3 f_4$ при условии, что $f(t_1, t_2) \in W^{r,r}(M)$. Тогда этому же классу (но с другой константой M) принадлежит и функция $f_4(t_1, t_2)$. Повторяя рассуждения, проведенные в [3] можно показать, что функция $f(t_1, t_2) \in Q_{1,\gamma}(\Omega, M)$, где $\gamma = s - 1$.

Обозначим через Δ_k множество точек $x = (x_1, \dots, x_l)$ из Ω , расстояние от которых до границы Γ области Ω удовлетворяет неравенству $(k/N)^v \leq \rho(x, \Gamma) \leq ((k+1)/N)^v$, где $v = s/(s - \gamma)$. В каждой области Δ_k разместим кубы $\Delta_{i_1, \dots, i_l}^k$, ребра которых равны $h_k = ((k+1)/N)^v - (k/N)^v$ и параллельны координатным осям. Общее число кубов, которые можно разместить в области Ω , равно

$$n \approx \begin{cases} N^{v(l-1)} & \text{if } v > l/(l-1); \\ N^l & \text{if } v < l/(l-1); \\ N^l \ln N & \text{if } v = l/(l-1). \end{cases}$$

То обстоятельство, что в каждой области Δ_k может оказаться не более

$$2^{l-1} \frac{N^v - k^v}{(k+1)^v - k^v} \approx 1$$

параллелепипедов, у которых длина по крайней мере одного ребра больше h_k , не влияет на общность рассуждений.

В каждом кубе функцию $\Delta_{i_1, i_2}^k \tilde{f}(t_1, t_2)$ аппроксимируем интерполяционным полиномом

$$\tilde{f}_{s,s}(t_1, t_2, \Delta_{i_1, i_2}^k).$$

Полученный при этом сплайн обозначим через $\tilde{f}_N(t_1, t_2)$.

В монографии [4] показано, что сплайн $\tilde{f}_N(t_1, \dots, t_l)$ является оптимальным по порядку методом аппроксимации функций, принадлежащих множеству $Q_{r,\gamma}(\Omega, M)$.

Приступим теперь к построению оптимального метода представления потенциальных полей, представимых интегралом вида (3). Вначале представим интеграл (3) по формуле (5).

Затем определим узлы локального сплайна, являющегося наилучшим приближением к функциям из множества $Q_{1,\gamma}(\Omega, M)$. В этих узлах вычисляются значения интегралов $I_2 f_3$ и $I_3 f_4$, причем при вычислении интеграла $I_3 f_4$ используется кубатурная формула (4).

На третьем этапе строится локальный сплайн, аппроксимирующий функцию $\tilde{f}(t_1, t_2)$.

Замечание. В случае если радиус вектор r_0 пробегает многообразие G , не пересекающееся с S , то компоненты вектор-функций $\mathbf{F}^i(x, y, z)$ и $\mathbf{F}^e(x, y, z)$ принадлежат множеству $B_{r,\gamma}(\Omega, M)$. В этом случае справедливы все предыдущие рассуждения, за исключением того, что используются локальные сплайны [4], являющиеся наилучшим приближением функции из множества $B_{r,\gamma}(\Omega, M)$.

Список литературы

1. *Жданов М.С.* Аналогии интегралов типа Коши в теории геофизических полей. М: Наука, 1984, 328 с.
2. *Voikov I.V.* Numerical methods of computation of singular and hypersingular integrals // International Journal of Mathematics and Mathematical Sciences, 28(3), (2001), 127-179.
3. *Бойков И.В.* Приближенные методы вычисления сингулярных и гиперсингулярных интегралов. Часть первая. Сингулярные интегралы. - Пенза: Издательство Пензенского государственного университета. 2005. 360 с.
4. *Бойков И.В.* Пассивные и адаптивные алгоритмы приближенного вычисления сингулярных интегралов.// Часть 1. Пенза Изд-во Пенз ГТУ 1995. 214 с.
5. *Бойков И.В.* Аппроксимация некоторых классов функций локальными сплайнами // Журнал вычислительной математики и математической физики. 1998, Т 38, N 1, с. 25-33.
6. *Бойков И.В.* Оптимальные по точности алгоритмы приближенного вычисления сингулярных интегралов. // Изд-во Саратовского государственного университета, Саратов, 1983, 210 с.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПРИРОДА ГЕОФИЗИЧЕСКИХ АНОМАЛИЙ НА МЕСТОРОЖДЕНИЯХ БИТУМОВ

М.Я. Боровский

ЗАО НПО «РЕПЕР», г. Казань

К настоящему времени основным объектом разработки битумных месторождений являются песчаные коллекторы верхней песчаниковой (ашальчинской) пачки шешминского горизонта уфимского яруса. Детальные поисково-разведочные работы на битумные скопления в песчаниковой пачке показали (П.А.Шалин, 1984,1988; /1, 3/), что максимальные мощности ее (30-40 м) совпадают с приподнятыми участками структур, образуя своеобразные положительные формы рельефа ("раздувы" мощности песчаников), которые контролируют залежи битумов. Покрышкой природных резервуаров повсеместно служит пачка "лингуловых глин" нижеказанского подъяруса, а подошвой – песчано-глинистая пачка шешминского горизонта. Песчаники верхней части уфимского яруса по своим структурным и текстурным особенностям представляют хорошие коллекторы. Они характеризуются довольно высокими значениями пористости (до 30 и более процентов) и проницаемости (0,015-0,150 мкм²).

Глубины залегания скоплений битумов уфимского яруса в бассейне реки Шешмы, где песчаниковая пачка получила широкое распространение, варьируют от 0 до 200 м. Размеры песчаных тел составляют по длине оси 4-5 км, реже 10-12 км, по короткой - 2-3 км. Большинство залежей уфимского яруса сводовые массивные и пластовые сводовые.

В основу методики поисково-разведочных работ на природные битумы положен структурный признак, ориентированный на современный структурный план уфимских отложений.

Исследования последних лет выявили (Ф.С.Гилязова, 1994; Р.М.Гисматулин и др. 1979, Р.Х.Муслимов, 1985;) что распределение битумов в пермской толще подчиняется тем же законам, что и распределение нефти в нижележащих горизонтах осадочного покрова. Залежи битумов представляют собой скопления с содержанием битумов от 1 до 20% к весу породы - (40-98% к объему пор) - с определенными границами, за которыми битумонасыщенность снижается до 1% и ниже.

Определены и некоторые особенности строения залежей битумов:

- 1) Содержание в поровом пространстве наряду с битумом и связанной водой, свободной воды, способной к перемещению;
- 2) Наличие в теле битумных залежей водоносных линз, пропластков и пластов, промытых от битума;
- 3) Неровная поверхность водобитумного контакта (ВБК)
- 4) Влияние уровня базиса эрозии на вертикальную зональность залежей природных битумов.

Возможности проведения геофизических наблюдений на природные битумы базируются на следующих предпосылках (З.М. Слепак, И.В. Успенский, 1982, 1984; З.М. Слепак, Р.К. Хабибуллов, 1984; П.В. Вишневский

и др., 1984; Р.К. Хабибуллов и др., 1985, 1988, 1989, 1990; Э.К.Швыдкин, 1996:/1-4/).

Физической основой применения гравиразведки является уменьшение (до 0,3-0,4 г/см³) плотности пород коллекторов по отношению к вмещающим отложениям. Расчеты показывают, что при мощности песчаной линзы в 20-40 м и дефиците плотности в 0,3-0,4 г/см³ гравитационный эффект может составить 0,3-0,6 мГал. Гравитационное влияние самих залежей мало, поскольку плотность битумов близка к плотности грунтовых вод. Аномальный эффект, обусловленный увеличенной мощностью продуктивных пластов, вероятно, может быть "усилен" за счет эпигенетических изменений пород покрывающих залежь, возникающих под воздействием углеводородов. Неблагоприятными факторами, затрудняющими интерпретацию материалов гравиразведки, служат зоны повышенной тектонической трещиноватости, карст и др.

Обоснованием для постановки магнитометрических исследований являются отличия магнитных свойств битумосодержащих ($\chi=10 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ) и небитумоносных ($\chi=65 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ) песчаников (количество образцов равно 90), а также вторичные изменения в породах, расположенных над залежью, происходящие под влиянием углеводородов. Оба фактора приводят к понижению магнитных свойств. Это позволяет ожидать на площадях распространения залежей битумов локальные минимумы магнитного поля (отрицательные аномалии амплитудой до 10-15 нТл). Понижение интенсивности магнитного поля над "раздувами" песчаников шешминского горизонта, помимо выше указанных причин, связанных с наличием углеводородов, вероятно, также может быть обусловлено латеральной изменчивостью магнитных свойств пород, слагающих структуру. Терригенные породы характеризуются (П.А.Шалин, 1984) уменьшениям содержания глинистых фракций в направлении к своду структуры и вследствие этого могут создавать эффекты до 10 нТл. Осложняющими факторами при интерпретации данных высокоточной магниторазведки являются зоны разломов (магнитные ступени, зоны интенсивных локальных максимумов) и наличие большого фона промышленных помех.

Благодаря низким значениям скорости распространения упругих колебаний в битуминозных породах возможно выявление месторождений природных битумов сейсмическим методом (МПВ). По данным "ВНИИгеолнеруд" в мелкозернистых известковых песчаниках Северо-Кармалинского и Подлесного месторождений битумов скорость упругих волн изменяется в пределах 2690-5690 м/с; в среднем 4000 м/с (по 91 образцу). В тех же песчаниках, но насыщенных битумом величина геофизического параметра колеблется от 1770 до 4280 м/с, в среднем составляет 3000 м/с (по 9 образцам). По мере увеличения содержания битумов в породе, скорость уменьшается: при изменении битумонасыщенности мелкозернистых известковых песчаников от 0 до 8% скорость упругих волн варьирует от 4950 до 2000 м/с; по материалам полевых наблюдений (месторождение Садки) получена скорость упругих волн

по асфальтовой жиле 90-500 м/с, в зонах дробления пород 750-800 м/с, во вмещающих породах - 1200-2000 м/с.

Предпосылками для применения электроразведки являются:

1). Аномально высокие сопротивления (несколько сотен омметров) битума по сравнению с сопротивлением вмещающих пород. Обобщение лабораторных определений величин электрического сопротивления образцов пород, выполненное "ВНИИГеолнеруд", показало, что электрическое сопротивление продуктивных песчаников составляет 1200-1500 Ом·м. Оно сопоставимо с сопротивлением карбонатно-сульфатных образований и сухих песков и в несколько раз выше, чем в других терригенных породах (значение сопротивления песчаников порядка 500-700 Ом·м, песчано-глинистых отложений до 100-200 Ом·м). По мере повышения концентрации битумов в продуктивном пласте, величина сопротивления возрастает. При увеличении содержания битумов в породе от 0,7 до 8% удельное электрическое сопротивление возрастает с 1000 до 6500 Ом·м.

2). Горные породы, перекрывающие залежь существенно изменяют свои электрические свойства в процессе миграции УВ из залежи.

Битумы содержатся в высокоомных песчаниках, вследствие чего возникают трудности при непосредственном выделении их по распределению электрического сопротивления.

Основные разведанные залежи пермских природных битумов связаны с терригенными коллекторами, представленными песками, песчаниками и алевролитами с модалными значениями открытой пористости 25-35%. Минеральный состав и строение терригенных коллекторов могут изменяться в известных пределах в зависимости от тектонической приуроченности ловушек и стратиграфической принадлежности пород, но для большинства месторождений эти характеристики достаточно близки.

Месторождения природных битумов характеризуются /3/ повышенным содержанием пирита, образовавшегося благодаря сложным взаимодействиям с вмещающими породами. Осадочные породы часто значительно обогащены окислами и гидроокислами железа. Под влиянием сероводорода в присутствии углеводородов окисное железо переходит в закисное. В результате его восстановления с сероводородом выпадает пирит в кровельной части плато-коллектора и выше по разрезу во вмещающих породах. Для битумных месторождений Татарстана максимальное содержание пирита может достигать 5-10% и более.

По данным лабораторных исследований образцов пермского возраста юго-востока РТ повышенными значениями поляризуемости характеризуются (Р.К.Хабибуллов и др. 1990, /1/) песчаники казанского (от 2.6 до 4.5%) и особенно, уфимского ярусов (от 5.5% в подошве до 10.8% в кровле песчаниковой пачки). "Фоновыми" значениями поляризуемости не более 1% отмечаются глины, алевролиты, карбонатные и другие породы.

А.М. Яхиным (1990, 1994) установлено влияние поляризационных процессов (ВПИ) на результаты электроразведки зондированием становления поля (ЗСБЗ). Выявлено и экспериментально подтверждено, что влияние ВПИ

усиливается с уменьшением размеров совмещенной установки и ослабевает с их увеличением. Эта закономерность позволяет проведением зондирований совмещенными установками разных размеров выделить поляризационные и индукционные части наблюдаемого электромагнитного поля. Благоприятным условием для осуществления электроразведки методом ЗСБЗ на месторождениях уфимского битуминозного комплекса является наличие низкоомных (15-20 Ом·м) "лингуловых глин" нижеказанского подъяруса, облегающих "раздувы" песчаников шешминского горизонта.

Мешающими факторами при геологическом истолковании данных электроразведки служат:

- 1) плавное уменьшение битумонасыщенности от сводовой части поднятия к периферийным и от кровли к подошве;
- 2) обводненность некоторых участков продуктивной толщи;
- 3) литологическая неоднородность вышележающих отложений, слагающих структурную форму верхнепермского возраста.

По аналогии /4/ с распределением гамма-поля над нефтегазовыми месторождениями можно ожидать понижение интенсивности гамма излучения над залежами природных битумов. Причинами, снижающими интенсивность гамма-спектрометрических измерений, будет малая (не более 1 м) глубинность исследований и влияние литологии поверхностных отложений.

Для геотермических аномалий, согласно С.Г.Думанскому /4/ над скоплениями углеводородов на глубине нейтрального слоя (слоя постоянной годовой температуры в 20-30 м от поверхности Земли) существуют температурные аномалии интенсивностью до 0,8-1⁰С, что вполне достаточно для их обнаружения применяемой теплоизмерительной аппаратурой (точность измерения температур колеблется в пределах ±0,02-0,03⁰С). По мнению указанного автора на распределение температур на глубине 20-30 м не влияют ни гидрогеологический, ни литологический, ни тектонический факторы. Однако ряд исследователей подчеркивает отсутствие достаточно разработанной методики определения этого "вклада" в температурную аномалию, которая вносится как за счет структурного фактора, так и нефтегазоносности. Интересными представляются воззрения о возможности определения продуктивных и непродуктивных структур по результатам температурных измерений, в приповерхностных отложениях, залегающих выше нейтрального слоя. Аномальный эффект в этом случае создается не только в результате экзотермических процессов в залежах и тепломассопереноса от залежей, но и биохимическими процессами ассимиляции углеводородов, мигрирующих в приповерхностные отложения. Данные процессы могут создать дополнительный эффект за счет тепла, выделяемого в процессе жизнедеятельности организмов, окисляющих углеводород в условиях избыточного содержания кислорода. Величина температурных аномалий при этом достигает несколько градусов на глубине 1-10 м от поверхности и 0,3-1,5⁰С - на поверхности Земли. Температурные аномалии площадного характера на глубине 1,5-2 м и аномалии тепловых полей кольцеобразного типа

установлены на перспективных площадях Днепровско-Донецкой впадины. Отмечается /4/, температурные аномалии сопровождаются газогеохимическими и биогеохимическими.

С.С. Эллерн (1984), рассматривая условия образования природных битумов в пермских отложениях Республики Татарстан, большое значение придавал биогеохимическим процессам, происходящим в зоне окисления. По его мнению, наличие бурных газопроявлений, фиксируемых структурным и специальным бурением на битумы, обязано метанообразующим бактериям, способствующим интенсивному распаду нефти и возникновению метановых газов. Развитие микробактериальных процессов стало возможным благодаря проявлению дренажной системы древних (доакчагыльских) долин, благоприятствующей созданию зоны свободного водообмена.

По И.А. Акишеву и Ф.С. Гилязовой (1985) одним из факторов образования битумных залежей Татарстана также является бактериальное разрушение. Данные авторы считают, что формирование современного рельефа, вскрывшего пермские отложения на различную глубину, привело к постоянной зараженности вод микроорганизмами.

На различных уровнях горизонтального среза (глубина нейтрального слоя и приповерхностные отложения), по аналогии с распределением теплового слоя над нефтегазовыми месторождениями, можно ожидать возрастания температуры над залежами природных битумов.

Учитывая, что формирование залежей нефти и битумов в пермских отложениях Татарстана и, возможно, на остальной части Волго-Уральской области происходило стадийно и один из последних этапов нужно связывать (И.М.Акишев, Ф.С.Гилязова, 1985) с раннечетвертичным временем и в какой-то степени с образованием современного рельефа, то целесообразно проведение опытно-методических работ по инструментальному дешифрированию дистанционных (аэрокосмических) съемок.

Таким образом, физико-геологическими предпосылками поисков скоплений битумов в уфимском ярусе являются :

1) Особенности строения природных резервуаров, заключающиеся в приуроченности месторождений полезных ископаемых к достаточно высокоамплитудным (до 40 м и более) ловушкам.

2) Дифференциация физических параметров битумонасыщенных пластов и небитумоносных вмещающих отложений.

3) Вторичные изменения физических свойств, обусловленных воздействием углеводородов, в породах покрывающих залежь.

На основе данных физико-геологических предпосылок и результатов экспериментальных исследований разработана /1-3/ геофизическая технология прогноза, поисков и разведки месторождений природных битумов пластового типа.

Литература

1. *Боровский М.Я.* Геофизическая технология прогноза, поисков и разведки месторождений природных битумов: Дисс... канд.геол-мин.наук.- Казань, 2001-209 с.
2. *Боровский М.Я.* Разведочная геофизика на этапах освоения битумоперспективных территорий и объектов // Нефтяное хозяйство. – 2005- С.166-168.
3. *Успенский Б.В.* Научно-методические основы поиска, разведки и освоения природных битумов: Автореф...дисс... докт.геол-мин.наук. Казань, 2005.-41с.
4. Физико-химические основы прямых поисков залежей нефти и газа. /Под ред. *Е.В.Каруса.* - М.:Недра, 1986.-336с.

ВЕКТОРНОЕ СКАНИРОВАНИЕ ГЕОПОТЕНЦИАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ ПОПИГАЙСКОЙ КОТЛОВИНЫ

**С.Г.Бычков¹, А.С.Долгаль¹, П.В.Кирплюк²,
Ф.Д. Лазарев², В.М.Новоселицкий¹, Г.В.Простолупов¹**

¹Горный институт УрО РАН, г.Пермь, ²Норильский филиал ВСЕГЕИ, г.Норильск

Попигайская астроблема находится на Сибирской платформе, в пределах северо-восточной окраины Анабарского щита и имеет диаметр около 100 км. Астроблема образовалась в конце эоцена в результате падения крупного космического тела.

Район имеет двухярусное строение: докембрийский кристаллический фундамент перекрывается платформенным чехлом верхнепротерозойско-мезозойского возраста, представленным преимущественно карбонатными и терригенными породами, прорванными раннемезозойскими интрузиями основного состава. Внутри самого кратера широко развиты коптогенные образования – импактные брекчии и импактиты. Коптогенные образования образуют сложнопостроенную систему субгоризонтальных линзовидных тел и обычно залегают на частично раздробленных образованиях фундамента и осадочного чехла. Их мощность в центральной части структуры составляет около 2 км. Достаточно широко развиты рыхлые плиоцен-четвертичные и четвертичные отложения (рис. 1).

Попигайская астроблема представляет собой сложную зонально-кольцевую структуру, включающую в себя центральное поднятие (диаметр 10-15 км), внутренний кольцевой желоб (диаметр 20-25 км), кольцевое поднятие (диаметр около 45 км), внешний кольцевой желоб (диаметр 55-60 км), внешнюю пологую воронку [1]. Все эти элементы структуры находят достаточно отчетливое отражение в наблюдаемом гравитационном поле исследуемой территории (рис. 2). В первую очередь это обусловлено значительной отрицательной аномальной плотностью брекчий и импактитов по отношению к породам мишени, достигающей 0.3-0.5 г/см³ по модулю.

В результате ударных преобразований и плавления горных пород внутри астроблемы образовались поликристаллические алмазы, являющиеся продуктами преобразования графита, содержащегося в материнских гнейсах и плагиогнейсах. Основными алмазонасными породами являются тагамиты и зювиты, распределение алмазов по территории характеризуется как концентрически-зональной, так и азимутальной неоднородностью, с превышением содержаний над фоновыми в пределах локальных участков в 2-7 раз и более [1].

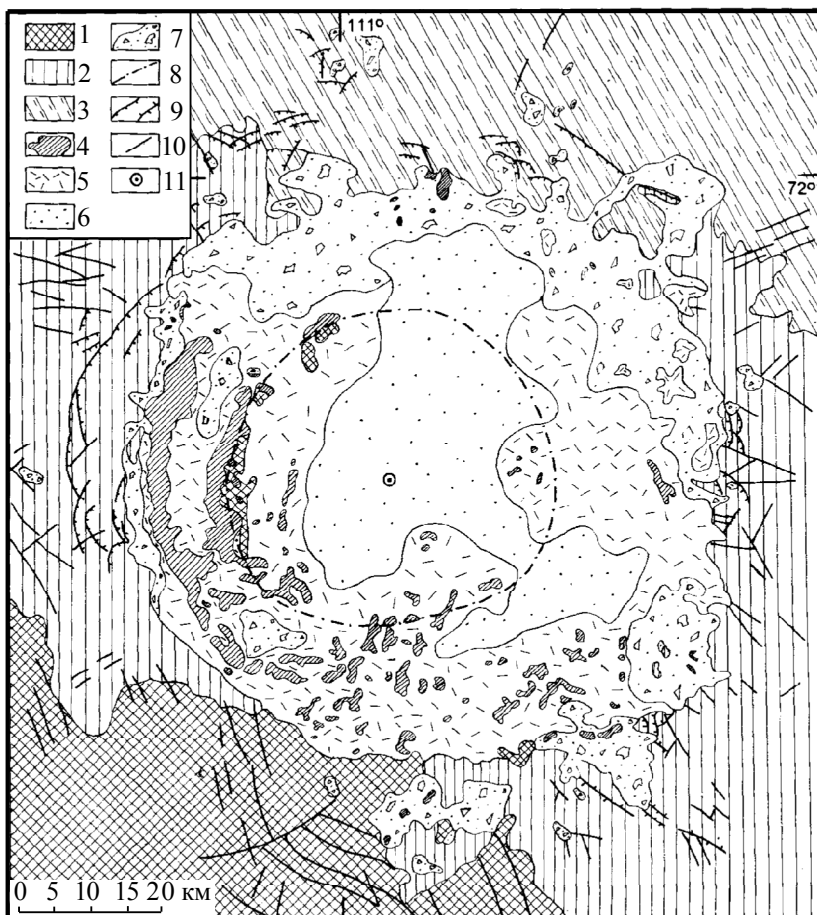


Рис.1. Схематическая геологическая карта Попигайской астроблемы [1]:
 1 – кристаллические породы архея, 2 – осадочные породы верхнего протерозоя и нижнего палеозоя, 3 – осадочные, вулканогенно-осадочные и изверженные породы верхнего палеозоя и мезозоя, 4 – тагамиты, 5 – зювиты, 6 – коптокластиты, 7 – аллогенные брекчии, 8 – ось кольцевого поднятия, 9 – надвиги и сбросы, 10 – разломы не установленной морфологии, 11 – геометрический центр астроблемы.

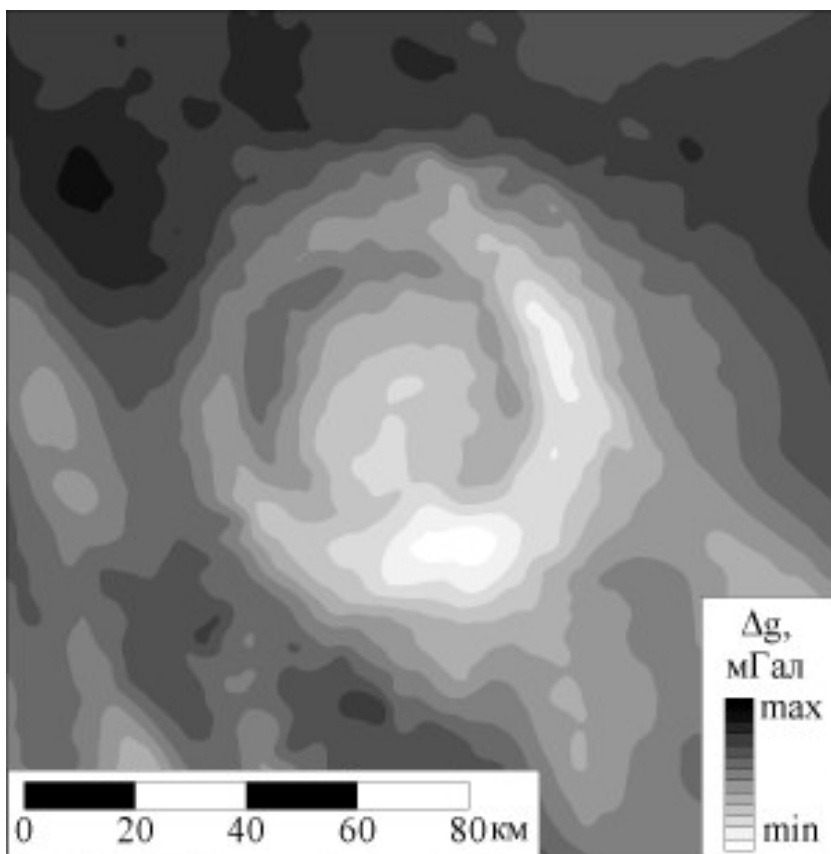


Рис.2. Гравитационное поле Попигайской астроблемы

Гравитационное поле площади более 1000 кв. км, включающей в себя Попигайскую астроблему, интерпретировалось с использованием метода векторного сканирования, реализованного в компьютерной технологии «ВЕКТОР». Основы метода заложены в начале 80-х годов прошлого столетия [2] при доказательстве устойчивости вычисления горизонтальных векторов в треугольном полигоне и возможности их усреднения в скользящем окне различных размеров с учетом направления вектора градиента поля.

Осреднение градиентов в скользящих окнах с учетом направления вектора позволяет разделить поле на локальную и региональную составляющие, последующее интегрирование которых дает восстановленное поле.

Эффект подавления поля глубинных источников при векторном сканировании объясняется различным характером убывания по мере удаления от источников самого поля и его градиента. Поскольку градиент убывает значительно быстрее, а осреднение в скользящем окне производится с учетом направления вектора градиента, то при интегрировании на большой площади (при больших коэффициентах трансформации k_i) приповерхностные источники подавляются значительно сильнее, чем при обычном осреднении поля. Восстановление поля от полупространств, расположенных ниже эффективных глубин h_1 и h_2 , позволяет выделить гравитационный эффект от источников, локализованных в горизонтальном слое между этими глубинами. Глубина кровли и подошвы слоя (а значит толщина слоя) определяются двумя

коэффициентами трансформации k_1 и k_2 . В результате могут быть построены соответствующие разностные карты.

Принципиально новый способ представления результатов наземной гравиметрической и магнитной съемок - трехмерные диаграммы поля. Они могут быть построены как на базе карт модулей градиентов и карт восстановленного из градиентов поля Δg – трехмерные интегральные диаграммы гравитационного поля, так и на базе карт разностей модулей градиентов и карт разностей восстановленного поля – трехмерные разностные диаграммы гравитационного поля. Последние можно считать диаграммами распределения квазиплотности (квазинамагниченности) в изучаемом объеме геологической среды. Анализ 3D диаграмм полей и набора их произвольных горизонтальных и вертикальных срезов позволяет локализовать в пространстве источники аномалий. Трехмерные разностные диаграммы, наряду с картами разностного поля, являются основным материалом для изучения глубинного геологического строения территорий.

В результате векторной интерпретации гравитационного поля Попигайской астроблемы получена объемная картина распределения полусферических зон, отвечающих основным морфоструктурным элементам астроблемы (рис.3). Сам характер зональности, отражает, в первую очередь, поведение затухающей ударной волны и вторичные процессы перемещения и аккумуляции вещества преобразованных горных пород мишени.

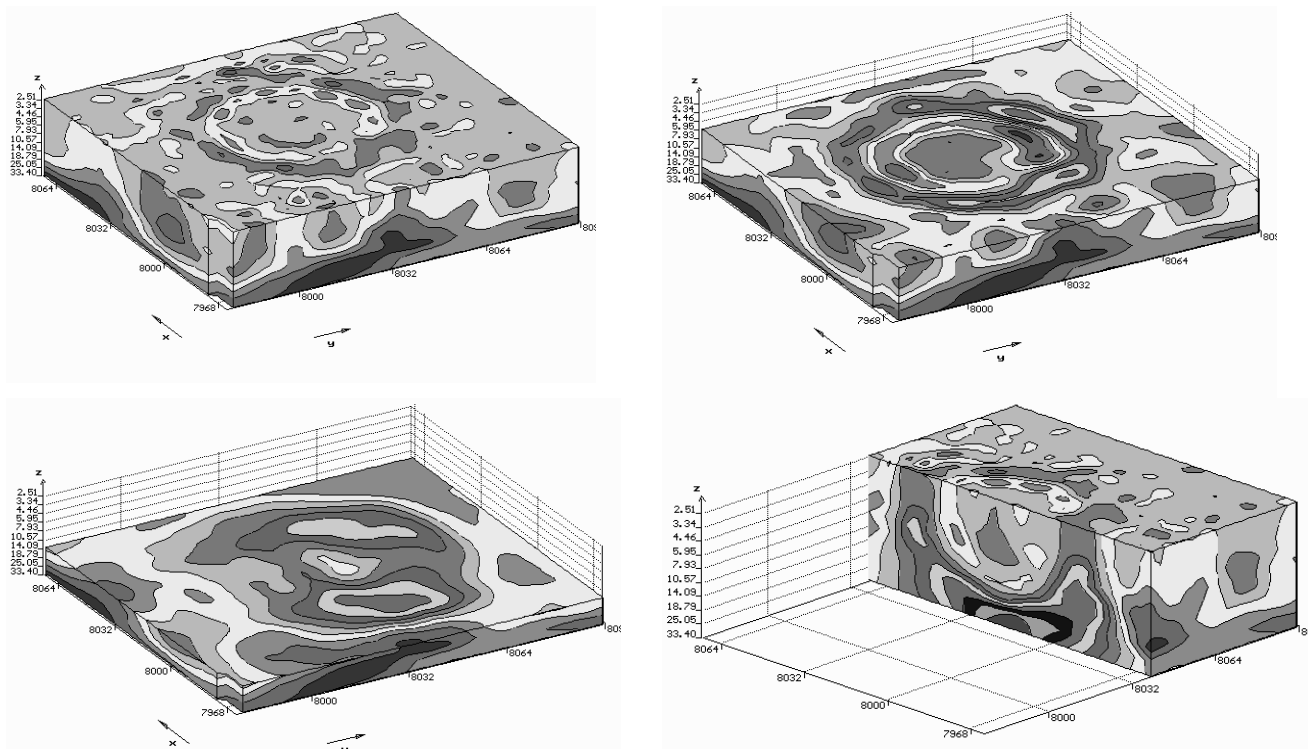


Рис. 3. Горизонтальные и вертикальные срезы гравитационного поля Попигайской астроблемы

Пространственное распределение квазиплотностных неоднородностей, отраженное на 3D-диаграммах и горизонтальных срезах, подтверждает ранее сделанный В.Л. Масайтисом и др. вывод о косом направлении удара космического тела, траектория которого имела юго-западное направление (азимут $220 \pm 10^\circ$) [1].

Кроме того, на различных глубинах от дневной поверхности в пределах различных морфоструктурных зон прослеживаются внутренние неоднородности, предположительно связанные с изменением литологического состава горных пород.

В целом отмечается корреляция локальных гравитационных аномалий отрицательного знака с областями, где импактные брекчии и импактиты имеют максимальную мощность. Эти аномалии тяготеют к желобообразным кольцевым зонам и отдельным радиальным желобам.

Положительные локальные гравитационные аномалии отмечаются, преимущественно, над участками, где кристаллические породы истинного дна находятся на сравнительно небольших глубинах от дневной поверхности.

При дальнейших исследованиях Попигайской астроблемы представляется целесообразным выполнение высокоточной гравиметрической съемки масштаба 1:50 000, с последующей интерпретацией материалов методом векторного сканирования. Эти материалы могут быть использованы для решения геологических задач не только геокартировочного, но и прогнозно-поискового характера.

Литература

1. Алмазоносные импакты Попигайской астроблемы / В.Л.Масайтис, А.И.Райхлин и др. СПб.: ВСЕГЕИ, 1998, 179 с.
2. Бычков С.Г., Новоселицкий В.М., Простолупов Г.В., Щербинина Г.П. Объемная интерпретация геопотенциальных полей в системе «VECTOR» / Минеральные ресурсы Таймырского автономного округа и перспективы их освоения. Материалы научно-практической конференции, С.Петербург, ВСЕГЕИ, 2004, с. 29-32
3. Новоселицкий В.М., Маргулис А.С., Чадаев М.С. Использование гравиметрической градиентной съемки для локализации плотностных неоднородностей / Геофизические работы при региональных и геологосъемочных исследованиях на Урале. Свердловск, 1989. С 33-35.
4. Новоселицкий В.М., Простолупов Г.В. Векторная обработка гравиметрических наблюдений с целью обнаружения и локализации источников аномалий // Геофизика и математика. М.: ИОФЗ РАН, 1999. С.104-107.

К ВОПРОСУ О ВЫЧИСЛЕНИИ АНОМАЛИЙ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ В РЕДУКЦИИ БУГЕ

С.Г. Бычков

В настоящее время также произошли принципиальные изменения в аппаратном оснащении гравиметрических исследований [6, 7]. Геофизические организации приобретают высокоточные гравиметры, со смещением нуля пункта несколько микрогал в день и автоматической записью результатов. Топографо-геодезическое обеспечение гравиметрических работ осуществляется с применением систем спутниковой навигации, электронных тахеометров и другого оборудования, позволяющего определить плановое и высотное положение гравиметрических пунктов с погрешностью несколько миллиметров.

В соответствие с аппаратурными возможностями резко возросла точность и производительность работ. Так, например, Горный институт УрО РАН с 2000 года проводит полевые гравиметрические работы с гравиметрами Autograv CG-3M и CG-5 [2]. За период до 2006 года выполнено более 15 000 км² гравиметрической съемки как по региональным профилям, так и площадных работ масштабов от 1:10 000 до 1:50 000 в различных регионах России, отличающихся орографическими и климатическими условиями. В процессе работ созданы и опробованы методики полевых наблюдений с использованием высокоточных автоматизированных гравиметров, а также при совместном их применении с отечественными гравиметрами ГНУ-КВ.

Повышение точности полевых работ требует пересмотра методов камеральной обработки материалов. В частности, необходимо более точное, чем это закреплено в «Инструкции по гравиразведке» [4], введение различных редукиций в наблюденные аномалии силы тяжести. Несмотря на длительную историю исследований в этой области, вопросы вычисления данных поправок до конца не решены [2, 8].

Напомним основную формулу вычисления аномалий силы тяжести в редукиции Буге [3]:

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

где $g_{\text{набл}}$ – наблюденное значение силы тяжести в гравиметрическом пункте на высоте H ; γ_0 – нормальное значение силы тяжести, вычисляемое по формуле Гельмерта (1901-1909 гг.); $\delta g_{\text{св.в}}$ – поправка в свободном воздухе (Фая); $\delta g_{\text{пр.сл}}$ – поправка за промежуточный слой; $\delta g_{\text{рф}}$ – поправка за влияние окружающего рельефа.

Все слагаемые формулы (1) получены при различных условиях и ограничениях и вносят определенные погрешности в аномалии силы тяжести.

Система высот. Высоты гравиметрических пунктов определяются в Балтийской системе высот, т.е. как превышение относительно поверхности квазигеоида, в то время как нормальное поле определяется на референц-эллипсоиде. Поскольку точки с измеренными и нормальными значениями относятся к разным поверхностям, то вычисленные аномалии называются смешанными. Если в ранних работах [1 и др.] это положение отмечалось, то в

настоящее время [3, 4 и др.] различием систем высот пренебрегают. Исторически это связано с отсутствием детальных карт аномалий высот геоида на территорию суши, а методологически обосновывается представлением, что аномалии геоида имеют длиннопериодный характер, создающие фоновый эффект, легко устранимый при интерпретации аномалий. Однако, как показали исследования [5, 8], пренебрежение указанными особенностями системы высот может вносить существенные ошибки в аномалии силы тяжести.

В настоящее время благодаря специальным спутниковым наблюдениям и обобщению наземных, морских и аэрогравиметрических съемок аномалии геоида определены с достаточно высокой точностью. Кроме того, применение систем GPS позволяет определять высоты пунктов наблюдений в геодезической системе высот, т.е. относительно референц-эллипсоида. На рис.1. представлены разности аномалий в свободном воздухе, вычисленные с высотами относительно геоида и эллипсоида, для одной из площадей гравиметрической съемки, выполненной на востоке Пермской области. Среднеквадратическая погрешность определения наблюдаемых значений силы тяжести на данной площади составила ± 0.033 мГал; высот – ± 0.07 м. Как видно из рисунка, в целом ошибки вычисления аномалий могут быть исключены при интерпретации вместе с региональным фоном, однако явно видна нелинейность разности: отмечается сгущение изолиний к северо-западу площади. Остаточная аномалия после снятия линейного фона в пределах площади исследований может достигать 0.05-0.06 мГал, т.е. почти в два раза превышать точность съемки.

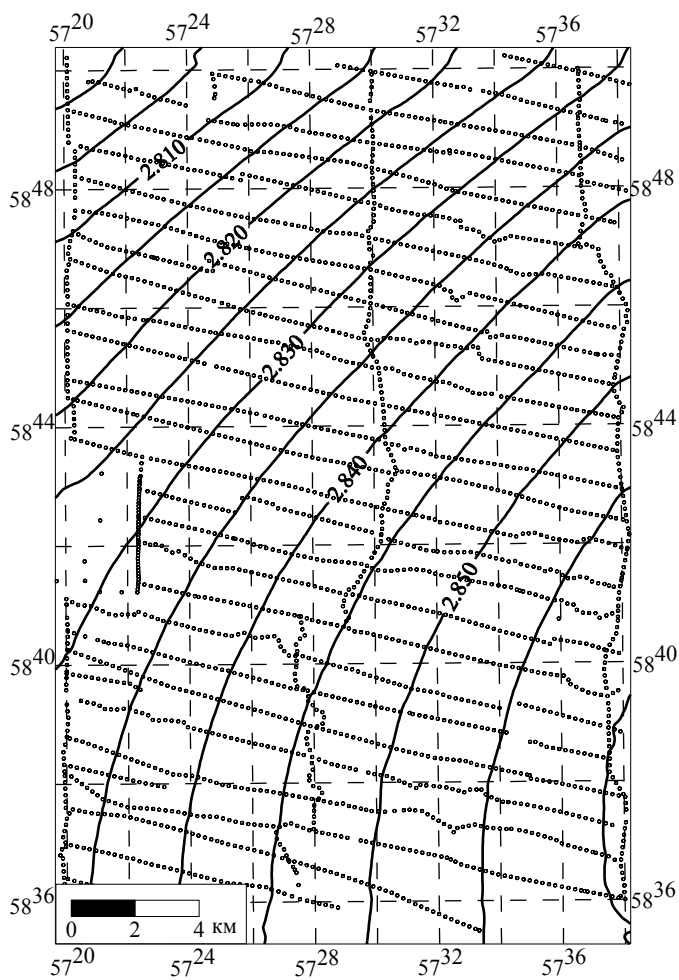


Рис. 1. Разность поправок в свободном воздухе, вычисленных с высотами относительно геоида и эллипсоида (точками на рисунке показаны пункты гравиметрических наблюдений)

Вертикальный градиент силы тяжести. Как известно, формула поправки за высоту пункта наблюдения (поправки в свободном воздухе или поправки Фая) имеет вид:

$$\delta g_{\text{св.в.}} = 0.308769 (1 + 0.0004398 \cos^2 B) H + 7.2125 \cdot 10^{-8} H^2, \quad (2)$$

где B - широта пункта и H – высота. Предполагая, что Земля является шаром с радиусом 6371 км и значением нормального поля 980 Гал используется упрощенная формула [3, 4]

$$\delta g_{\text{св.в.}} = 0.3086H. \quad (3)$$

Как показывают расчеты, для широт, на которых расположена Пермская область, пренебрежение эллипсоидальностью Земли приводит к перекосу поля на 0.4 - 0.5 мГал. Разумеется, при крупномасштабных гравиметрических работах ошибка использования формулы (3) значительно меньше. На рис. 2 представлена разность поправок в свободном воздухе для той же площади, что и на рис. 1. Разности поправок по модулю достигают 0.02-0.04 мГал, что соизмеримо с погрешностями определения наблюдаемых значений силы тяжести.

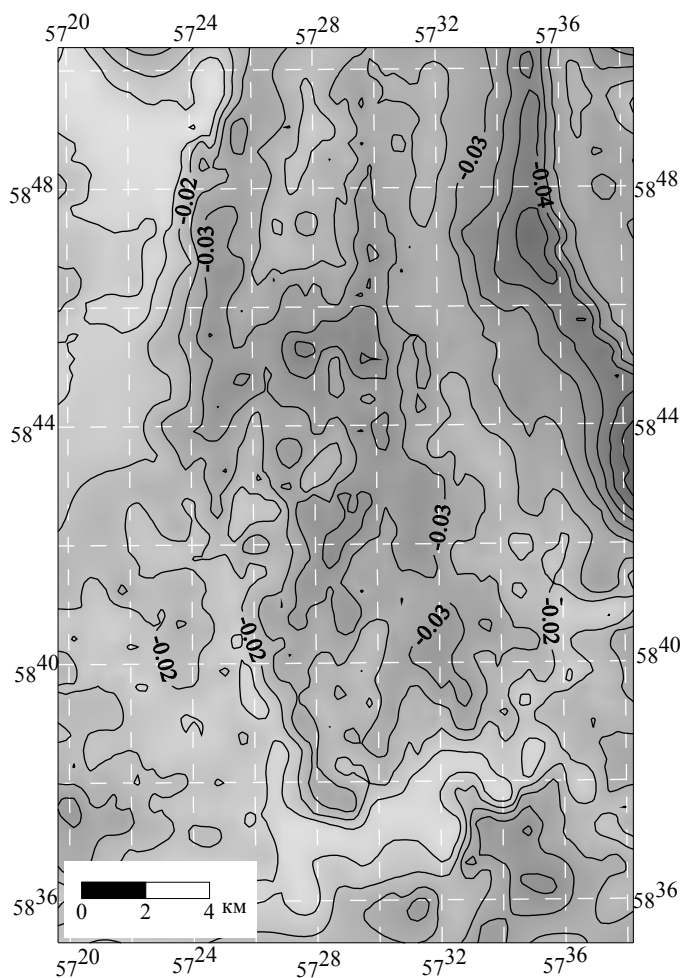


Рис. 2. Разность поправок в свободном воздухе, вычисленных по формулам (2) и (3)

Здесь так же, как и в случае с системой высот, следует отметить, что в ранних работах [1 и др.] приводится формула (2) и указываются условия, при которых она сводится к формуле (3), то в настоящее время [3, 4 и др.] приводится только формула (3).

Не вызывает сомнений, что возможности гравirazведки на современном этапе вступают в противоречие с существующими инструктивными требованиями к ее проведению. В настоящее время нет никаких причин для применения упрощенных формул при вычислении поправок и редуций в гравиметрические наблюдения. Действующая «Инструкция по гравirazведке» выпущена в 1980 году. Она ни в коей мере не отражает реалии современной съемки и сдерживает повышение геологической эффективности гравиметрических исследований, которое невозможно на основе прежних методик наблюдений, технологий обработки и интерпретации.

Литература

1. Андреев Б.А., Клушин И.Г. Геологическое истолкование гравитационных аномалий. Ленинград, Гостоптехиздат, 1962. 495 с.
2. Бычков С.Г. Основные направления совершенствования теории и практики гравиметрических исследований в Пермском Прикамье / Материалы междунар.

- семинара «Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей», Пермь, Горный институт УрО РАН, 2005, с.32-34.
3. Гравиразведка: Справочник геофизика. / Под ред. Е.А. Мудрецовоу, К.Е. Веселова. М.: Недра, 1990. 607 с.
 4. Инструкция по гравиразведке. - М., Недра, 1980. 79 с.
 5. Левин Г.С., Тихоцкий С.А. О влиянии выбора системы высот на результаты высокоточных гравиметрических съемок // Геофизика, №5, 2003. М.: ЕАГО, с. 55-59.
 6. Немцов Л.Д. Высокоточная гравиразведка. - М.: Недра, 1967. - 240 с.
 7. Chapin D. Gravity instruments: Past, present, and future. The Leading Edge, №1, Vol. 17, 1998, pp.100-112
 8. Talwani M. Errors in the total Bouguer reduction // Geophysics, Vol. 63, № 4, 1998, p.1125-1130

ОСОБЕННОСТИ СОЗДАНИЯ ЦИФРОВЫХ МОДЕЛЕЙ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ ПРИ НАЛИЧИИ СУХОПУТНЫХ И МОРСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ

В.В. Васильев

ОАО МАГЭ, г. Мурманск

Цифровые модели геофизических полей строятся в ОАО МАГЭ в рамках программы составления Государственной геологической карты России масштаба 1:1 000 000 («Госгеолкарты-1000»). Выполненное геофизическое картирование Северо-Западного шельфа РФ (листы R-38-40, S-41-43, T-37-40, T-41-44) базируется на принципе формирования комплексного БД в геоинформационной системе (ГИС) ArcView 3.2. [2, 3, 5] Лист R-35-36 (Мурманск), работа над которым завершена в 2005 г., отличается примерно одинаковым соотношением участков акватории и суши, что вносит свои особенности. (рис. 1а).

Сухопутные съемки, выполненные в 1960-80 гг. для построения Государственной гравиметрической карты 1:200000, отличаются равномерным распределением по площади и увязаны между собой. Морские съемки 1970-х - 2000-х гг. носят ярко выраженный профильный характер и, как правило, нуждаются в дополнительной увязке съёмок разных лет. Отсюда возникает необходимость отдельной обработки этих данных и выбора параметров гридирования, исходя из особенностей пространственного распределения исходных данных. (рис. 1б, 1в).

Создание единого грида производится авторскими программами с применением т.н. «матриц-масок». [1] Они создаются по той же сети, что и гриды полей. Использование матриц-масок позволяет избежать «ступеней» на

границах съемок, возникающих при значительном расхождении объединяемых полей. (рис. 1г).

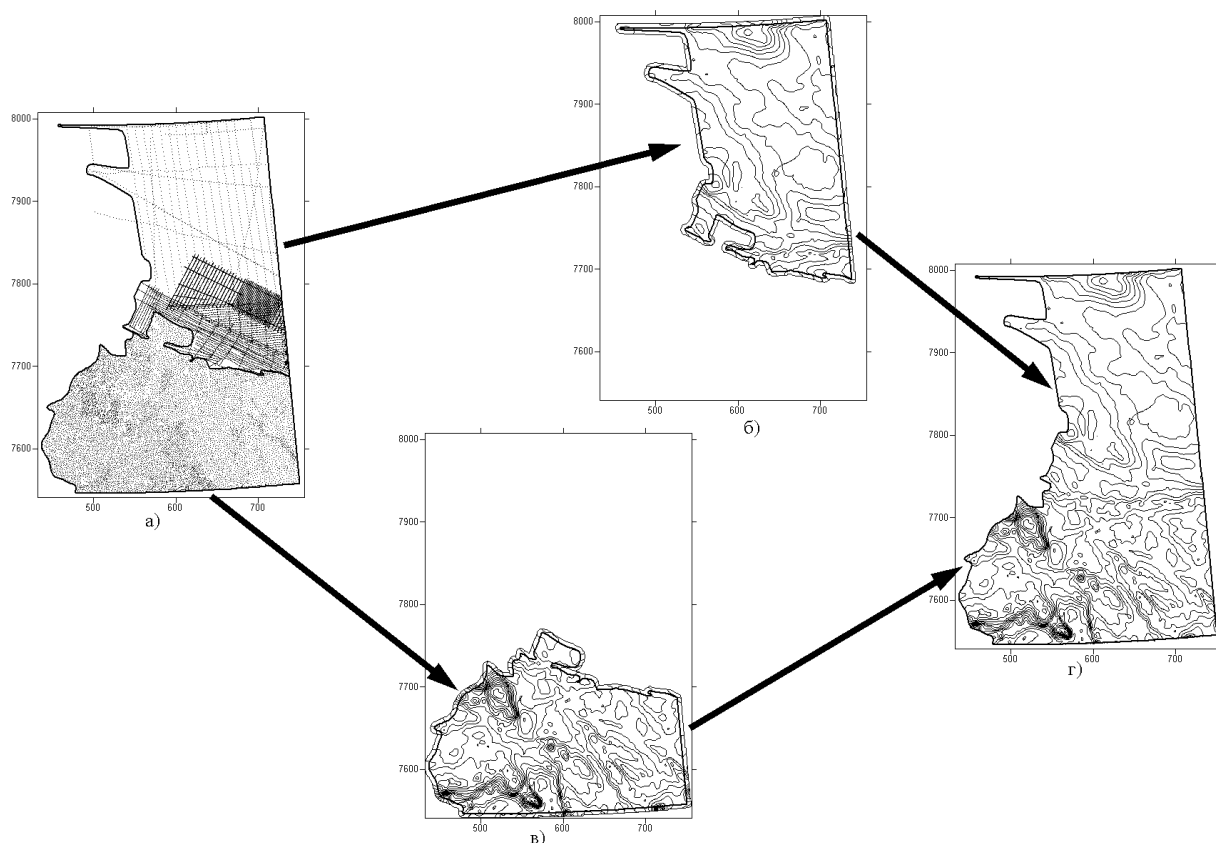


Рис. 1. Создание единого грида по листу R-35-36

Значения в узлах матриц-масок представляют собой весовые коэффициенты, значения которых изменяются от нуля на границе участка до максимального значения zm .

Расстояние l от узла до контура считается положительным внутри контура и отрицательным вне контура. Задается ширина краевой полосы lp и допустимый заход за контур lz . Значения z в узлах матрицы-маски находятся следующим образом:

- при $l < -lz$ в узел помещается код отсутствия измерения,
- в пределах краевой полосы ($-lz < l < lp - lz$) значение в узле вычисляется по

формуле:
$$z = \frac{l + lz}{lp} zm,$$

- при $l > lp - lz$ значение в узле равно максимальному значению zm .

В данном случае использовались значения $zm = 1$ и $lz = lp = 5$ км.

Эффект при соединении двух и более гридов в один напоминает объединение двух слоев с «размытыми» краями в графическом редакторе Photoshop. По мнению автора, многие функции этой программы могли бы найти свои параллели при операциях с гридами.

При статистически значимом расхождении в значениях полей в областях перекрытия съемок необходимо провести увязку уровней, для чего рассчитываются регрессионные коэффициенты a и b для пересчета по формуле:

$$x' = x * a + b,$$

где: x - значение в точке исходного поля, x' - пересчитанное значение.

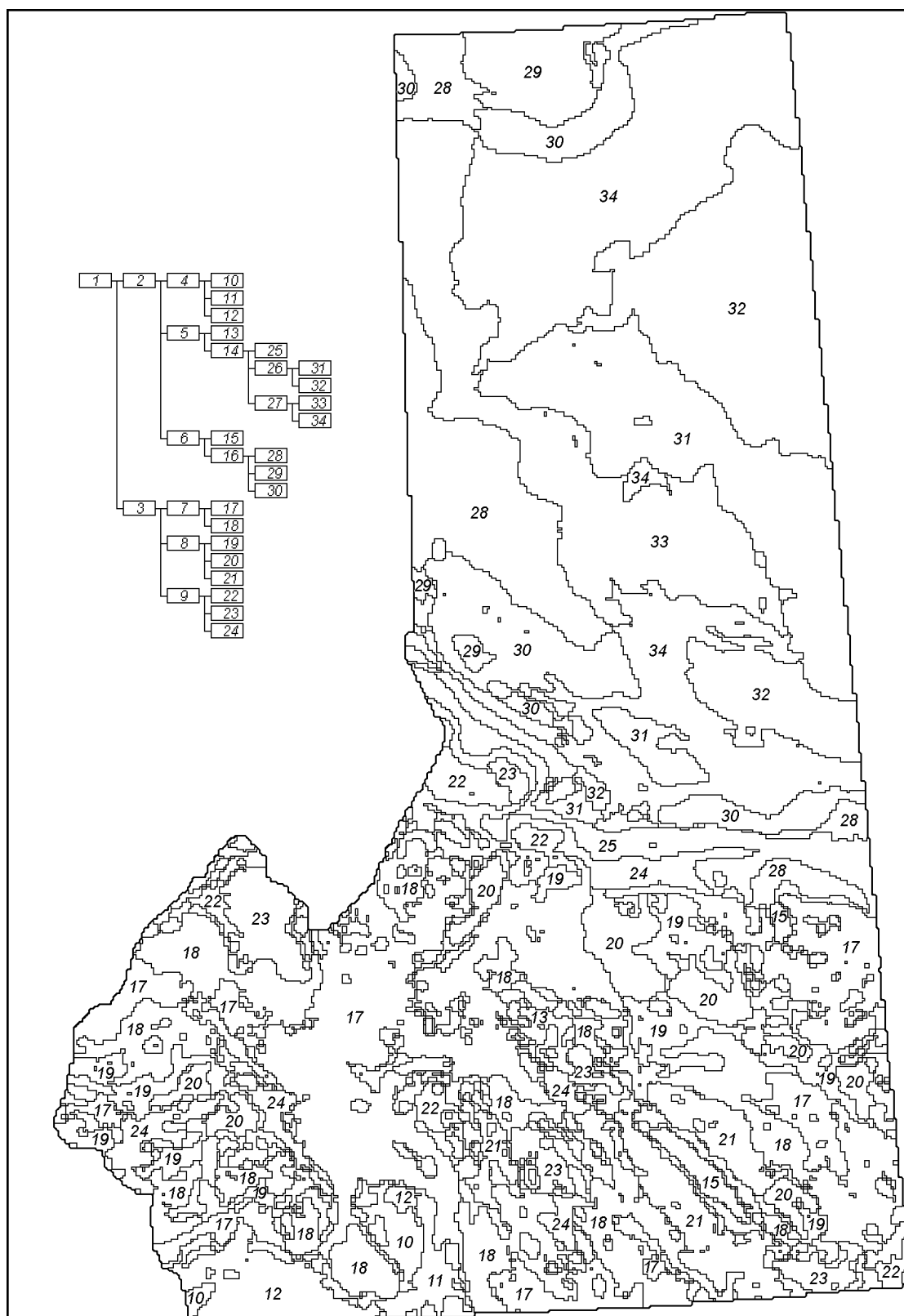


Рис. 2. Геофизическое районирование листа методом структурного анализа

Традиционно используемые варианты расчета: по разности средних значений ($a = 1$), по отношению средних значений ($b = 0$) и по среднеквадратической линейной регрессии.

Представляется также обоснованным выбор коэффициентов по углу наклона эллипса рассеяния. [1]

$$a = \operatorname{tg}\left[\frac{1}{2} * \operatorname{arctg}\left\{\frac{2 * K_{xy}}{D_x - D_y}\right\}\right] - \text{коэффициент-множитель,}$$

$$b = x_s - a * y_s - \text{коэффициент-слагаемое,}$$

$$K_{xy} = \frac{1}{n} \left\{ \sum_{i=1}^n (x_i * y_i) - \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i * \sum_{i=1}^n y_i \right\} - \text{коэффициент ковариации,}$$

$$D_x = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - x_s)^2, \quad D_y = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (y_i - y_s)^2 - \text{дисперсии величин полей на 1-м и 2-м участках,}$$

$$x_s = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i, \quad y_s = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n y_i - \text{средние значения на первом и втором участках.}$$

С точки зрения интерпретации результатов интерес представляет районирование по особенностям геофизических полей. На этом листе мы применили многоуровневую классификацию полей методом структурного анализа, позволяющим разделить многомерное поле признаков на участки со схожим поведением полей. [4] Для анализа были использованы grids рельефа, гравитационного и магнитного полей.

Литература

1. *Васильев В.В.* Вычисление сводных цифровых моделей полей перекрывающихся АГС-съемок. / Международная геофизическая конференция, СПб, 2-7 октября 2000 г. // Тезисы докладов, с. 531-533.
2. *Васильев В.В., Васильева Е.Г., Зайончек А.В.* Применение современных геоинформационных технологий при решении задач геофизического картирования на акватории Северо-Западного шельфа России. / Международная конференция "Нефть и газ Арктического шельфа", Мурманск, 17-19 ноября 2004 г.
3. *Васильев В.В.* Создание опережающей геофизической основы для геологического картирования Баренцево-Карского шельфа. / Международный научный семинар "Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей" им. Д.Г. Успенского. Пермь, 24-29 января 2005 г.
4. *Овсов М.К.* Комбинированный метод кластерного и факторного анализов переменных в прикладной геохимии. / Изв. вузов, Геология и разведка, 1990, с. 60 - 66.
5. *Французов И.Я., Васильев В.В.* Гравиметрические исследования на Северо-Западном шельфе Евразии как основа геофизического картирования. //

НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ УРАВНИВАНИЯ ПЛОЩАДНЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ

Е.Г. Васильева

ОАО МАГЭ, Мурманск

При уравнивании измерений геофизических полей, полученных при морской площадной съемке, можно выделить 3 задачи:

- уравнивание измерений поля в точках наблюдений на пересекающихся геофизических профилях (далее профильные наблюдения),
- уравнивание геофизического поля, заданного матрицей, (далее матрица) и профильных наблюдений и
- уравнивание 2-х матриц геофизических полей.

Для уравнивания профильных наблюдений необходимо разделить профили на рядовые и секущие. В точках пересечения рядовых и секущих профилей рассчитывается разность между измеренным значением геофизического поля на рядовом профиле и аналогичным значением поля на секущем профиле (невязка). Строится матрица невязок: $\{a_{ij}\}_{i,j=1}^{nm}$, где a_{ij} – невязка i -ого рядового и j -ого секущего профилей. Матрица может содержать пустые значения, если соответствующие рядовой и секущий профили не пересекаются. По матрице невязок выполняется анализ систематических ошибок, ошибок направлений, и рассчитываются постоянные поправки в уравниваемый параметр для каждого профиля. Алгоритм анализа матрицы невязок и расчета для каждого профиля постоянной поправки изложены в [2].

Если введения постоянных поправок в параметр бывает вполне достаточно при обработке результатов гравиметрической съемки, то для уравнивания, например, результатов дифференциальной гидромагнитной съемки – нет. Поэтому далее может быть выполнена, так называемая, «полигональная увязка». Под этим термином понимается расчет для каждого рядового (или секущего) профиля поправки – полигона указанной степени, аппроксимирующего невязки этого профиля с секущими (или рядовыми) профилями. «Полигональная увязка» - итерационный процесс: можно после введения линейных поправок остановиться или продолжить, увеличив степень полигона. Возможна последовательная «полигональная увязка» системы рядовых профилей, потом секущих и т.д. Предлагаемый процесс уравнивания реализован в программе ADJUST.

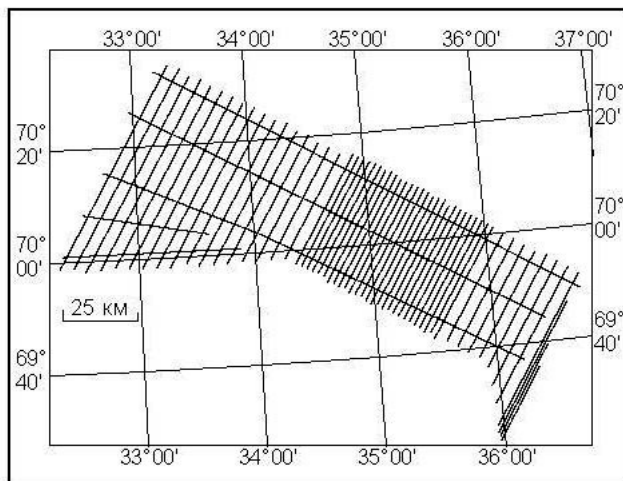
Прежде чем приступить к уравниванию матрицы и профильных наблюдений, необходимо выполнить уравнивание профильных наблюдений.

Затем в каждой точке профильных наблюдений рассчитывается разность между значением поля на профиле, и значением поля, заданного матрицей (далее невязка с матрицей, или невязка). Значения невязок профильных наблюдений с матрицей аппроксимируются различными функциями 2-х переменных, или поверхностями (далее корректирующая функция, или поверхность), и затем в значение поля каждой точки профильных наблюдений вводится поправка - значение корректирующей функции в этой точке.

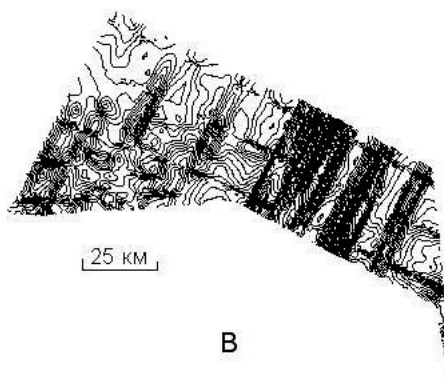
Задача уравнивания двух матриц решается аналогично: по непустой и невырожденной области пересечения матриц рассчитывается матрица невязок, которая аппроксимируется корректирующей поверхностью. Поправка из корректирующей поверхности вносится либо в одну из матриц, либо распределяется между матрицами.

Как бы тщательно не были уравнены матрицы, при их соединении часто возникает «ступень» в месте стыковки. Для решения этой проблемы в программе MTRANS предусмотрена возможность соединения матриц $(\{a_{ij}\}, \{b_{ij}\})$ посредством свертки их с «весовой» матрицей. «Весовая» матрица $(\{p_{ij}\})$ строится в узлах, где определена вторая матрица, и в области пересечения плавно принимает значения от 0 (на границе области второй матрицы) до 1. Таким образом, значения результирующей матрицы в узлах, где матрицы пересекаются, вычисляются по формуле:

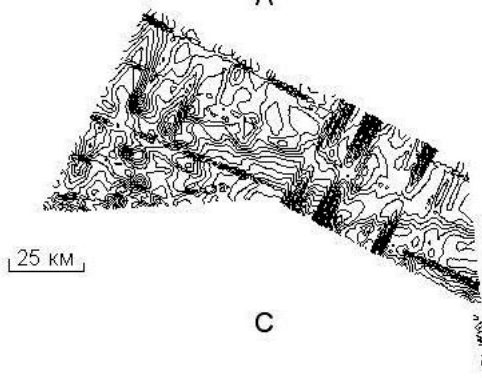
$$C_{ij} = a_{ij}(1 - p_{ij}) + b_{ij}p_{ij}.$$



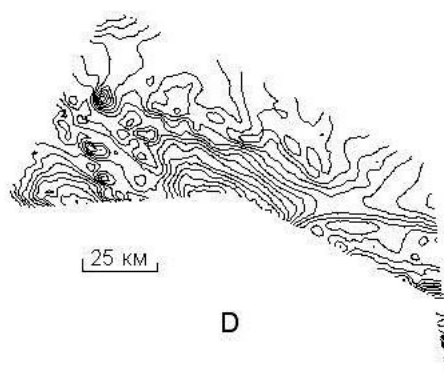
A



B



C



D

Рис.1. Схема расположения гидромагнитных профилей (А) и схемы аномального магнитного поля, рассчитанного по гидромагнитной съемке: В – до уравнивания, С – после введения постоянной поправки, D – после введения полигональной поправки. Изоаномалы проведены через 10 нТл.

Методика использовалась, главным образом,

- для уравнивания профильных наблюдений гравитационного, магнитного полей (а также, измерений глубин),
- для «врезки» матрицы, рассчитанной по данным дифференциальной гидромагнитной съемки, в матрицу, рассчитанную по результатам аэромагнитной съемки,
- уравнивания матриц аномального магнитного поля, рассчитанных по данным разных лет, на соседних участках.

На рисунке 1А представлена схема расположения гидромагнитных профилей (дифференциальная 2-датчиковая съемка). Результаты измерений обработаны методом градиентометрии, рассчитано аномальное магнитное поле (рис. 1В). До уравнивания стандартное отклонение невязок в точках пересечения профилей составляло 42.3. На рисунке 1С представлен результат внесения в поле по каждому профилю постоянной поправки, рассчитанной по матрице невязок. Стандартное отклонение при этом составило 24.9. . Как очевидно из рисунка, введения постоянной поправки недостаточно для обработки магнитометрических данных. Это связано, в первую очередь, с методом градиентометрии: восстановлением поля по измеренному градиенту. В результате интегрирования возможно накопление (суммирование) ошибок, и, как результат, линейная ошибка («перекос») в поле на профиле. Схема аномального магнитного поля после «полигональной увязки» полигонами малых степеней приведена на рисунке 1D. Стандартное отклонение невязок в точках пересечений профилей после уравнивания составило 0.3.

Сложность уравнивания матрицы, рассчитанной по данным аэромагнитной съемки (рис. 2А), и гидромагнитных профильных наблюдений заключалась, во-первых, в том, что между съемками прошло много лет, и аномальное поле было вычислено по нормальному полю, рассчитанному на разные эпохи, и, во-вторых, в различной точности съемок (рис. 2В). После вычисления постоянной ошибки по невязкам профильных наблюдений с матрицей (ошибка уровня) и введения ее в профильные наблюдения (рис. 2С), очевидна недостаточность такого уравнивания (уравнивания уровнем). Об этом свидетельствуют и статистический анализ (табл. 1). Поскольку нормальное магнитное поле Земли на участках небольшой площади можно вполне аппроксимировать плоскостью, то по невязкам профильных наблюдений с матрицей, была построена корректирующая плоскость (поверхность 1 степени, линейная функция) $z = Ax + By + C$. Результат введения в профильные наблюдения поля линейной поправки приведен на рисунке 2D. Как видно из таблицы 1, использование поверхностей малых степеней (максимальная

степень невырожденной поверхности, аппроксимирующей невязки, - 2) в качестве корректирующих практически не влияет на результат в данной ситуации.

В процессе решения задачи уравнивания матрицы и профильных наблюдений рассматривался способ уравнивания «по концам профилей». При этом в каждый рядовой профиль вносилась линейная поправка таким образом, чтобы значения поля в первой и последней точках профиля совпадали со значениями поля из матрицы в этих точках. Одним из недостатков уравнивания «по концам профилей» является нарушение «уравненности» рядовых и секущих профилей.

Таким образом, уравнивание матрицы, построенной по данным аэромагнитной съемки и нормальному магнитному полю Земли, рассчитанному на 1965 год, и данных гидромагнитной съемки и нормального поля, рассчитанного на 2000 год, осуществлялось путем введения в гидромагнитные данные линейной поправки – плоскости, аппроксимирующей разности значений аномального магнитного поля по матрице и по профилям.

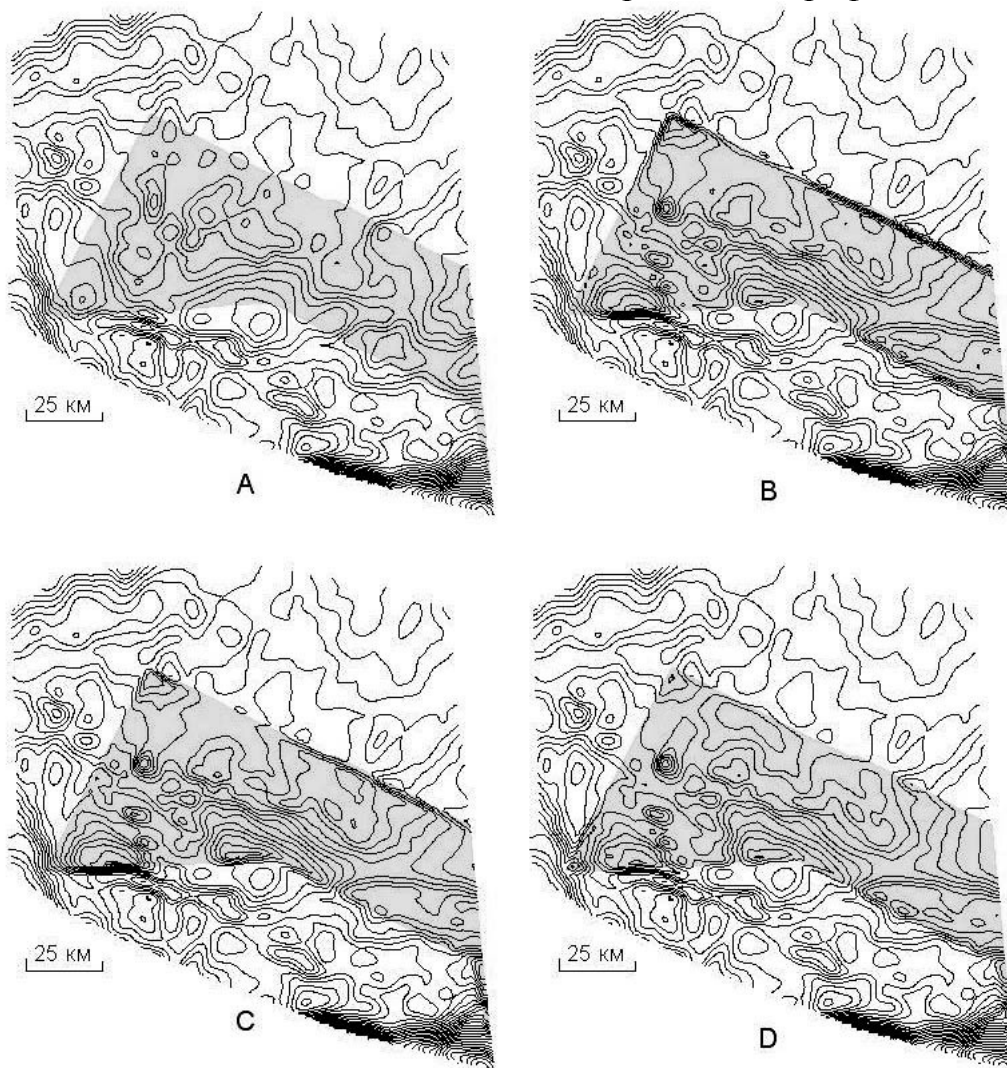


Рис. 2. Фрагменты карт аномального магнитного поля, заданного матрицей, рассчитанной по данным аэромагнитной съемки (А), вычисленного по аэро- и

гидромагнитной съемкам без уравнивания (В), после введения постоянной поправки (С), после введения линейной поправки (D). Изоаномалы проведены через 10 нТл.

Методика продемонстрирована на материалах ОАО МАГЭ (г. Мурманск) и ВНИИОкеангеология (г. Санкт-Петербург). Матрица аномального магнитного поля, полученного по результатам аэромагнитной съемки, рассчитана А. В. Зайончеком. Начальная обработка результатов дифференциальной гидромагнитной съемки (градиентометрия) выполнена В. В. Кацанюком. Для обработки и анализа данных были использованы программы автора MAG, GRAD, ADJUST, MTRANS, а также GS SURFER 7. Для визуализации и оформления результатов использовалась программа ArcView 3.2 GIS.

Таблица 1

Ошибки	Без уравнивания	Уравнивание уровнем	Уравнивание наклонной плоскостью	Уравнивание билинейной поверхностью	Уравнивание поверхностью 2 степени	Уравнивание по концам профилей ²	
Среднее значение	20.415	0	0	0	0	-1.778	
Диапазон	Мин.	-71.129	-91.544	-71.5	-65.542	-65.965	-86.278
	Макс.	76.524	56.109	66.858	70.273	70.552	102.548
Станд. отклонение	24.420	24.420	16.324	16.072	15.996	16.446	

Литература

1. Любимов Г. А., Любимов А. А. Методика гравимагнитных исследований с использованием ЭВМ. // М.: «Недра», 1988.
2. Программы для обработки гравиметрических измерений. Программа АСИСТО. // Материалы Мирового центра данных Б. М., 1983.
3. Малютин Ю. Д., Коротких (Васильева) Е. Г. Программный комплекс для обработки морских высокоточных гравимагнитных данных. // Сб. тезисов докл. Конференции SEG-97. М., 1997.
4. Журавлев В. А., Боголепов А. К., Васильева Е. Г. и др. Отчет о проведении комплексных геолого-геофизических исследований в западной части Кольско-Канинской моноклинали в 2000 г. // Отчет по объекту 04/2000. Мурманск, ОАО МАГЭ, 2001.
5. Журавлев В. А., Боголепов А. К., Васильева Е. Г., Васильев В. В., Кацанюк В. А., Шкарубо С. И. и др. Отчет «Комплексные геолого-геофизические исследования в западной части Кольско-Канинской моноклинали». // Объект М-60, Мурманск, ОАО МАГЭ, 2002.

6. *Васильев В. В., Васильева Е. Г., Зайончек А. В. и др.* Опережающая геофизическая основа к Государственной геологической карте Российской Федерации и сопредельных территорий масштаба 1 : 1 000 000. Лист R-(35),36 (Мурманск). // Мурманск, ОАО МАГЭ, 2005.

ПРИМЕНЕНИЕ МАГНИТОРАЗВЕДКИ ДЛЯ ПОИСКОВ КВАРЦЕВЫХ ЖИЛ

В.Б. Виноградов

УГГУ, Екатеринбург

В Сысертском районе Свердловской области на территории, прилегающей к базе УГГУ, геофизические, в том числе магниторазведочные работы проводятся в течение 35 лет. За это время изменились аппаратура, методика, точность исследований. Проводились, как правило, работы масштаба 1:50000 - 1: 10000, микромагнитная съемка на отдельных участках.

На изучаемой территории залегают породы игишской свиты, которая сложена переслаивающимися графито-кварцитами, графито-кварцевыми сланцами, кварцитами. Магнитная восприимчивость этих пород не превышает 100×10^{-5} СИ, они незначительно отличаются по магнитным свойствам. Наличие рыхлых отложений мощностью до 20 м и залесенность местности в значительной степени ограничивают возможности геологической съемки. На геологической карте только вдоль линий ЛЭП, т. е. там, где проводились земляные работы, проведено литологическое расчленение пород и показаны многочисленные дайки разного состава и размеров.

В 2004 – 2005 гг. на площади несколько квадратных километров проведены магниторазведочные работы масштаба 1:500, сеть наблюдений 5×5 м. Измерения проводились с магнитометрами ММП – 203. Погрешность измерений составила ± 4 нТл. В результате работ выявлено несколько положительных и отрицательных аномалий с размерами несколько десятков метров в поперечнике. Все аномалии расположены между профилями съемки масштаба 1:10000. Интенсивность аномалий не превышает 40 нТл. Положительные аномалии обусловлены, по-видимому, телами тальк-карбонатных пород и габбро, находящихся на глубинах 20 – 50 м.

Отрицательная аномалия «Садчиков» имеет северо-восточное простирание, ее размеры 60×80 м, интенсивность - 20 нТл. Источником аномалии является гранитная дайка, подвергшаяся интенсивному выветриванию.

Интерпретация аномалий затруднена, тем, что рельеф местности горный. Наклон склонов гор достигает 30°. При предварительном истолковании использовались три основные модели аномалиеобразующих объектов: вертикально намагниченный шар, горизонтальный цилиндр и вертикально намагниченный вертикальный пласт.

При количественных расчетах использовался модифицированный метод характерных точек. По измерениям магнитного поля вертикально намагниченного вертикального пласта в трех любых точках вычисляются его местоположение (абсцисса центра пласта), глубина и горизонтальная мощность. Например:

$$x_0 = \frac{x_1^2 z_1 (z_3 - z_2) + x_2^2 z_2 (z_1 - z_3) + z_3^2 z_3 (z_2 - z_1)}{2(x_1 z_1 (z_3 - z_2) + x_2 z_2 (z_1 - z_3) + x_3 z_3 (z_2 - z_1))},$$

где x_1, x_2, x_3 – абсциссы пунктов измерения.

При расчетах выбирается несколько триад точек, для которых проводятся вычисления глубин и мощности. Окончательно параметры вычисляются как средние по триадам. После определения геометрических параметров может быть уточнена величина намагниченности. Такие же формулы получены для вертикально намагниченного горизонтального цилиндра.

При истолковании поля силы тяжести используется тот же способ. По гравитационному полю шара его местоположение, глубина до центра и масса однозначно определяются по измеренным значениям в трех любых точках $g_1(x_1), g_2(x_2), g_3(x_3)$:

$$x_0 = \frac{x_1^2 g_1 (g_3 - g_2) + x_2^2 g_2 (g_1 - g_3) + x_3^2 g_3 (g_2 - g_1)}{x_1 g_1 (g_3 - g_2) + x_2 g_2 (g_1 - g_3) + x_3 g_3 (g_2 - g_1)}, \quad h = \sqrt{\frac{g_2 (x_2 - x_0)^2 + g_1 (x_1 - x_0)^2}{g_1 - g_2}},$$

$$M = \frac{g_1 (h^2 + (x_1 - x_0)^2)^{3/2}}{kh},$$

где x_0, h, M – абсцисса центра, глубина до центра и масса шара. Полученные соотношения позволяют использовать несколько наборов точек, а затем находить средние. В результате точность вычисленных параметров выше, чем точность метода характерных точек. По любым трем точкам измерения силы тяжести определяются параметры горизонтального кругового цилиндра.

Так как амплитуда аномалий мала, редуцирование поля на внешнюю плоскость нецелесообразно. По результатам экспресс методов были построены трехмерные магнитные модели, для которых поле вычислялось на поверхности в виде либо наклонной плоскости, либо виде нескольких наклонных плоскостей.

На площади аномалии были проведены детализационные работы: по трем профилям отстоящих друг от друга на 5 м магнитное поле измерено с шагом 1 м на высоте 2 м и на земной поверхности. В результате на фоне основной аномалии выявлены коррелирующиеся с профилями на профиль три слабые отрицательные аномалии северо-восточного простирания. Ширина аномалий не более 5 м, их

амплитуда не более 7 нТл. По результатам расчетов глубины до источников оценены до 1 м. В эпицентре одной из них шурфом была вскрыта кварцевая жила.

В 200 м от аномалии «Садчиков» над кварцевой жилой зафиксирована положительная магнитная аномалия изометричной формы диаметром не более 7 м. Интенсивность аномалии 15 нТл.

Данный район неоднократно переоценивался на различные полезные ископаемые. Учитывая условия проведения работ целесообразно провести детальную магнитную съемку масштаба 1:500 на всей площади. Ее результаты позволят правильно выбрать дальнейшее направление работ для поисков месторождений полезных ископаемых.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ МАГМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ КУРИЛЬСКИХ ОСТРОВОВ НА ОСНОВЕ АЭРОГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Т.В. Володькова

Институт тектоники и геофизики им. Ю. А. Косыгина ДВО РАН

Несколько островов Курильской дуги (КОД) были покрыты кондиционной аэрогеофизической съемкой масштаба 1:50000, в комплекс которой входит магнитометрия и гаммаспектрометрия. При интерпретации этих методов используются некоторые положения геохимии. По данным магнитного поля хорошо картируются магматические образования разной степени основности, в основном, вулканиты. Магнитное поле вулканитов (поверхностных образований) в сильной степени зависит от их магнитной восприимчивости. Возникает принципиальная возможность картирования тел условно «магнетитовой природы», которые, с учетом практики, характеризуются локальными аномалиями интенсивностью 1500-3000 нТл и более. На островах Шумшу и Парамушир была установлена четкая корреляция характеристик магнитного поля (его фона, морфологии) с аномалиями теплового потока [1]. На основе карт содержания естественных радиоактивных элементов (ЕРЭ) были построены карты отношений ЕРЭ. Карты отношений ЕРЭ минимально зависят от различных помех и погрешностей, в особенности связанных с высотой залетов. Данные средних отношений ЕРЭ различных магматических комплексов, рассчитанные с использованием аэрогеофизики, вполне сопоставимы с соответствующими характеристиками, полученными по результатам наземных (лабораторных) исследований. Уран, торий и калий, а также их отношения в связи с резко выраженной несовместимостью этих элементов, имеют важнейшее значение как изотопно-геохимические индикаторы магматических процессов. Все неизменные магматические породы, раскристаллизованные под воздействием закрытых магматических систем, характеризуются постоянством отношений ЕРЭ. Процессы корового и мантийного метасоматоза, протекающие с привнесением глубинного вещества и

флюидов, приводят к резкому варьированию отношений ЕРЭ даже в сближенных по времени и месту формирования, а также по составу магматических комплексах. Было установлено, что этот эффект очень типичен для островных магматитов.

На островах северной части КОД была выявлена концентрически-кольцевая зональность магматических комплексов, отличающихся отношениями ЕРЭ, которая хорошо коррелируется с региональными аномалиями теплового потока. С учетом закономерной смены формирующихся комплексов, отмечается существование двух типов зональности. Это объясняется существованием магматических очагов (региональных аномалий теплового потока) разного типа, связанных с крупными островами с субконтинентальной корой (Камчатка) либо с окраинно-морскими впадинами (Курильская котловина). Вероятно, при этом меняются условия кристаллизационной дифференциации в магматических очагах. Основные геолого-геофизические особенности строения Курил изложены в работах [1,3,6,7]. Большинство авторов главным процессом, ответственным за магмообразование на Курилах, считают субдукцию. Источники магм при этом связаны с плавлением вещества в надсубдукционном мантийном клине либо в верхней части субдуцирующей плиты. Важным проявлением этого процесса принято считать существование на островах КОД поперечной зональности, т.е. закономерной смены при движении от фронта к тылу дуги известковых комплексов известково-щелочными, а затем субщелочными. Выражением этой закономерности является высокая степень корреляции (практически функциональная связь) содержания K_2O и некоторых редкоземельных элементов с глубиной до субдуцирующей плиты. Ранее отмечалось, что этот статистический вывод является ложным [6]. Концентрическая зональность магматических комплексов [1] хорошо согласуется в региональном плане с поперечной зональностью КОД и является, по-видимому, прямым ее отражением. Концентрически-зональные магматические комплексы прямо коррелируются с региональными аномалиями теплового потока, которые цепью протягиваются вдоль западного борта КОД в Курильской котловине. Региональные аномалии теплового потока в Курильской котловине давно связываются с подъемом в этой области разогретого мантийного диапира [6]. Поэтому вполне вероятно, что именно мантийный диапир и связанные с ним крупные магматические очаги и определяют магмообразование, а также поперечную зональность в пределах КОД.

Практически весь остров Кунашир (южная часть КОД) находится в области повышенного теплового потока, от 30 мВт/м² до 40-50 мВт/м². Градиент теплового потока постепенно повышается вдоль оси острова, с юга на север. На самом юге острова Кунашир тепловой поток наиболее низкий, от 20 до 30 мВт/м². Наиболее высокие значения теплового потока (от 50 до 80 мВт/м²) в самой северо-восточной части острова Кунашир. Мощность земной коры в южной части КОД составляет 28-33 км (в целом мощность повышена, но чуть ниже, чем у островов северной части КОД). Стратегически важно также

расположение острова Кунашир на стыке с Японской дугой, которая обладает зрелой субконтинентальной корой и могла оказывать некоторое влияние. В геологическом строении острова Кунашир принимают участие магматические и вулканогенно-осадочные образования неоген-четвертичного возраста, некоторые разделяются на четыре островодужных вулканических комплекса: «зеленотуфовый», вулканогенно-кремнисто-диатомитовый, базальтоидный и четвертичный андезитовый.

При интерпретации аэрогеофизических данных на острове Кунашир следует учитывать основные положения:

1. Для островов КОД в целом типично повышение щелочности вулканических комплексов от известковых («зеленотуфовый комплекс») до известково-щелочных (андезитовый комплекс) [6,7].

2. Для вулканитов острова Кунашир характерна высокая деплетированность и аномально высокая известковость; даже образования андезитового комплекса здесь часто обладают повышенной известковостью либо составом, переходным от низкокалиевого к умеренно-калиевому [4,5].

3. На острове Кунашир отмечается широкое распространение вулканитов кислого состава, хотя чаще, чем на островах северной части КОД, здесь картируются и образования основного состава (базальты).

4. Вулканиты всех комплексов в той или иной степени характеризуются вторичной измененностью, хотя наиболее часто и интенсивно изменены зеленотуфовый и базальтоидный комплексы. Ведущими типами изменений являются пропилитизация и кварц-гидрослюдистые изменения.

Установлено, что магматические образования различной щелочности и основности четко различаются по отношениям ЕРЭ [1]. Эти характеристики были положены в основу интерпретации аэрогеофизики на острове Кунашир. Четыре основных вулканических комплекса довольно хорошо картируются по магнитному полю и картам уран-калиевого отношения, в меньшей степени других отношений. Анализ фоновых отношений ЕРЭ каждого комплекса позволяет выявить тип щелочности (известковый либо известково-щелочной) и его площадные вариации. Изучение локальных аномалий отношений ЕРЭ и их распределений с привлечением данных автора [2], позволяет картировать вторичные изменения в комплексах острова Кунашир.

Анализ магнитного поля показывает, что обычно вулканиты на Кунашире характеризуются отрицательными аномалиями, причем дифференцированность магнитного поля зависит от степени основности вулканитов. Четвертичные андезиты и базальтоиды картируются весьма дифференцированным отрицательным магнитным полем интенсивностью до -700 нТл. В средней части острова (ареал вулкана Менделеева) на глубине залегают, по-видимому, интрузивные тела, частично обнажающиеся на поверхности. По составу эти интрузии близки к кварцевым диоритам, они хорошо картируются довольно крупными, относительно слабо изрезанными аномалиями положительного магнитного поля интенсивностью до $+700$ - $+1000$ нТл. Когда интрузии залегают неглубоко, в надинтрузивной зоне часто выявляются ареалы вторично

измененных пород. В целом интрузивный комплекс обладает повышенной щелочностью (низкими уран-калиевыми отношениями). Те же тенденции характерны для сближенных с интрузивными массивами по времени и месту развития вулканических комплексов (андезитовый комплекс вулкана Менделеева, вулканогенно-кремнисто-диатомитовый, базальтоидный комплексы). «Зеленотуфовый» комплекс обладает повышенной известковостью; для него типичны интенсивные вторичные изменения. Вулканогенно-кремнисто-диатомитовый и интрузивный комплексы относятся скорее к известково-щелочному типу, для них характерна слабая проработка наложенными процессами. Базальтоидный комплекс так же близок к известково-щелочному (либо переходному) типу, но его образования довольно интенсивно проработаны гидротермально-метасоматическими процессами.

Наиболее сложно изменяются характеристики вулканитов четвертичного комплекса, самые крупные ареалы которого совпадают с вулканическими постройками (вулканы Тятя, Руруй, Менделеева, Головнина). Распределение их характеристик не согласуется с известной поперечной зональностью. В целом наиболее высока щелочность вулканитов ареала вулкана Менделеева, а образование вулкана Головнина характеризуется самой высокой известковистостью. Большинство вулканических построек острова по аэрогеофизическим данным имеет четкое зональное строение, в них картируются ядро и внешняя зона, отличающиеся по интенсивности и морфологии магнитного поля.

Наблюдаются определенные закономерности.

1. У вулкана Менделеева в ядре, судя по магнитному полю, картируется крупное тело, обладающее характеристиками, типичными для интрузивных пород. Здесь широко развиты также локальные аномалии магнитного поля интенсивностью до 2000 нТл, условно «магнетитовой» природы [1]. Образования вулкана Менделеева относятся к известково-щелочному типу, для них типична слабая переработка вторичными процессами.

2. Чуть ниже по степени щелочности образования вулкана Тятя (их можно считать известково-щелочными, смещенными практически в переходную область). У вулкана Тятя также картируется ядро и внешняя зона, но характеристики магнитного поля ядра менее типичны для интрузивных пород (возможно, субвулканическое тело?). Более выразительно здесь картируется «магнетитовая» зона. Для ареала вулкана Тятя характерна довольно высокая проработка наложенными процессами (пропилитизация?).

3. Образования вулкана Руруй относятся к переходному либо известковому типу. У этой вулканической постройки также выделяется ядро и внешняя зона, но они слагаются аномалиями, близкими по морфологии и отличающимися только по интенсивности. По данным интерпретации, тела «интрузивного облика» в ядре отсутствуют, но имеется мощная краевая оторочка магнетитового типа (интенсивность аномалий до 2000-3000 нТл).

4. Вулкан Головнина сложен вулканитами повышенной известковости. Судя по магнитному полю, ядро в ареале этого вулкана вообще отсутствует, а

«магнетитовая оболочка» имеется в зародыше. Незначительное количество аномалий «магнетитового» облика сосредоточено в центре вулканической постройки.

Известно, что магнетит в процессах кристаллизационной дифференциации выплавляется на начальных стадиях, причем для этого необходимы особые окислительно-восстановительные условия (фугитивность кислорода [8]).

С учетом всего изложенного можно выделить четкую закономерность.

1. Вулканические постройки, в которых развиты существенно известково-щелочные породы, имеют в основании, в ядре, промежуточные камеры, в которых формируются породы интрузивного облика. Эти ядра кристаллизуются на начальных стадиях и отличаются повышенными содержаниями магнетита.

2. Вулканические постройки, в которых интрузивные ядра отсутствуют, отличаются преобладающим развитием известковых вулканитов. В особых окислительно-восстановительных условиях, которые характеризуются массовым выплавлением магнетита, формируются вулканиты, известковистость которых существенно ниже (переходные между известковыми и известково-щелочными).

Эти зональные системы, связанные с крупными вулканическими постройками на острове Кунашир существенно усложняют региональную поперечную зональность. Отмеченные особенности зональности (от центра тепловой аномалии и ее периферии):

1. В центре зоны расположены образования повышенной щелочности и основности (базальтоиды вулкана Тятя), которые далее к периферии сменяются породами менее основными (андезиты), причем щелочность их также падает, и они приобретают все более известковый характер.

2. Внешняя зона представлена породами существенно известковыми, по составу близкими к риолитам. Вблизи контакта существенно известковых и известково-щелочных пород протягивается зона, которая трактуется как мощная «магнетитовая» оторочка.

3. В эпицентре зональной системы (области максимального теплового потока) развиты интенсивные площадные изменения, по характеристикам близкие к пропилитам; магнетитовая оторочка коррелируется с мощной зоной кварц-гидрослюдистой проработки (близкой к аргиллизации?).

Таким образом, отмечаются отчетливые параллели между выявленной зональностью и «зональностью Курильского типа», описанной на острове Парамушир [1].

Список использованной литературы

1. *Володькова Т.В.* Особенности тектоно-магматических процессов на островах Парамушир и Шумшу по данным аэрогеофизической съемки // Тектоника,

- глубинное строение и геодинамика Востока Азии. IV Косыгинские чтения. Хабаровск, 2003. С. 292-302.
2. *Володькова Т.В.* Геофизические характеристики регионально-площадного метасоматоза и его связь с глубинными процессами // Закономерности строения и эволюции геосфер. VI Междунар. междисциплинар. науч. симпозиум. Хабаровск, 2003. С. 24-34.
 3. Геолого-геофизический атлас Курило-Камчатской островной системы. Ленинград, 1987.
 4. *Мартынов Ю.А., Мартынов А.Ю. и др.* Базальты вулкана Тятя: петрология и генезис (остров Кунашир, Курильская островная дуга) // Тихоокеан. геол., 2005, т.24, №3, с. 22-31.
 5. *Мартынов Ю.А., Дриль С.И. и др.* Деплетированный характер вулканизма острова Кунашир – роль несубдукционных факторов в магмогенезисе Курильской островной дуги // Доклады АН, 2004, т. 394, №4, с. 527-532.
 6. Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей. М.: Наука, 1987. 336 с.
 7. *Пискунов Б.Н.* Геолого-петрологическая специфика вулканизма островных дуг. М.: Наука, 1987. 238 с.
 8. *Сауков А.А.* Геохимия. М.: Наука, 1966. 488 с.

ИССЛЕДОВАНИЕ СТРОЕНИЯ ТЕКТОНОСФЕРЫ ИНДОНЕЗИЙСКОЙ ПЕРЕХОДНОЙ ЗОНЫ ПО ГРАВИМЕТРИЧЕСКИМ ДАННЫМ

А.Г. Гайнанов, А.А. Антипов, Д.А. Гилод, М.Г. Ломизе, А.А. Булычѐв

МГУ им. М.В. Ломоносова, геологический факультет

Индонезийская переходная зона располагается на стыке четырёх крупных литосферных плит (Евразийская, Индийская, Австралийская, Филиппинская). Переход восточной части Индийского океана к Азии – зона субдукции, к которой проявляется повышенный интерес.

Данное сочленение характеризуется изменением горизонтального угла конвергенции океанических и континентальной плит. Взаимодействие литосферных плит происходит на границе, которая меняет своё географическое простирание с широтного на меридиональное (с юга на север). При северо-северо-восточном генеральном движении Индийской и Австралийской плит (относительно внутренней части Евразийской плиты) [De Mets et al., 1990] такое взаимодействие не может не сказаться на режиме субдукции. Если на юге Австралийская плита субдуцирует субортогонально, то в районе Бенгальского залива имеет место косое субкасательное погружение Индийской плиты. Вместе с тем с юга на север происходит ярковыраженное замедление скорости субдукции с 76 до 59 мм/год соответственно [USGS, 2005].

Движение крупных литосферных плит вызывает перемещение более мелких плит, располагающихся между Индийской-Австралийской и Евразийской плитами. Характер взаимодействия сильно усложняется в северной и юго-восточной частях, географически соответствующих районам Андаманского моря

и моря Банда. В частности, на севере раскрывается бассейн типа pull-apart [Bird, 2003].

Вдоль Зондской зоны субдукции хорошо выражена сейсмофокальная зона Бенюфа, уходящая до глубин более 500 км [USGS/NEIC, 2005].

Исследуемый регион характеризуется повышенным тепловым потоком. В экваториальной части острова Суматра величина теплового потока достигает 360 mW/m^2 [IHFC, 2005]. На протяжении всей зоны субдукции за исключением части Андаманского моря зафиксирована вулканическая деятельность, которая продолжалась в течение всего голоцена (10 тыс. лет) по настоящее время [Siebert & Simkin, 2002].

Для изучения строения тектоносферы были привлечены данные спутниковой альтиметрии – поле высот геоида и поле аномалий силы тяжести [Smith & Sandwell, 1997]. С целью исследования структуры гравитационного поля был произведен частотный анализ и рассчитаны трансформации, как поля высот геоида, так и поля аномалий силы тяжести в различных редукциях.

Построение гравитационных карт на основе данных спутниковой альтиметрии позволяет применить новый подход к изучению столь интересного в тектоническом плане региона. Данные альтиметрии оказываются пригодными для прояснения глубинного строения тектоносферы. Подобное использование упомянутых материалов ранее не практиковалось для региональных исследований Индонезийской переходной зоны, что определяет новизну данных исследований.

Использование данных высокоточной батиметрии позволяет более надёжно вычислять поправку за промежуточный слой при вычислении аномалий Буге и увереннее проводить моделирование плотностных неоднородностей в коре и верхней мантии.

По результатам анализа гравитационного поля и его трансформант можно сделать вывод о том, что, несмотря на общий принципиально одинаковый характер выраженности линейных аномальных зон в поле силы тяжести и трансформантах, существуют отдельные, достаточно важные характеристики, присущие каждой зоне в отдельности, что может свидетельствовать о различии в их строении, как по верхним горизонтам тектоносферы, так и по глубинным горизонтам.

Использование результатов моделирования слэбов, полученных в Австралийском университете по данным сейсмотомографии [Gudmundsson & Sambridge, 1998], позволяет решить прямую задачу от трёхмерного погруженного блока океанической литосферы. Тем самым мы получаем ещё один ключ к построению геолого-геофизической модели Зондской зоны субдукции.

На основании комплексной интерпретации гравиметрических, сейсмических и других геолого-геофизических данных были составлены разрезы литосферы и астеносферы (тектоносферы) по профилям, пересекающим переходные зоны от Азии к Индийскому океану.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 04-05-64775.

Список литературы

1. *De Mets C., R.G. Gordon, D.F. Argus, S. Stein* 1990: Current plate motions. *Geophys. J. Int.* (101) 425-478, 1990. NUVEL - 1 velocities with Eurasia held fixed., <http://www.-seismology.harvard.edu/~becker/igmt>
2. *U.S. Geological Survey*. Earthquake Summary Posters 2005, <http://neic.usgs.gov/neis/poster/2005/>
3. *Bird, P.* An updated digital model of plate boundaries, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 4(3), 1027, doi:10.1029/2001GC000252, 2003, http://element.ess.ucla.edu/publications/2003_PB2002/2003_PB2002.htm
4. *USGS/NEIC*. [Earthquake Catalog Search](http://neic.usgs.gov/neis/epic/epic_rect.html), 1973-PRESENT, 2005, http://neic.usgs.gov/neis/epic/epic_rect.html
5. *IHFC*. The global heat flow database of the International Heat Flow Commission, 2005 <http://www.heatflow.und.edu/data.html>
6. *Siebert L, Simkin T.* Volcanoes of the World: an Illustrated Catalog of Holocene Volcanoes and their Eruptions. Smithsonian Institution. Global Volcanism Program Digital Information Series, GVP-3, 2002, <http://www.volcano.si.edu/world/>.
7. *Smith, W. H. F., Sandwell D.T.* Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings, *Science*, v. 277, p. 1957-1962, 26 Sept., 1997., http://topex.ucsd.edu/cgi-bin/get_data.cgi
8. *Gudmundsson O., Sambridge M.* A regionalized upper mantle (RUM) seismic model. *J. of Geophys. Res.*, No. B4, 7121-7136, 1998, <http://rses.anu.edu.au/seismology/>

ЭФФЕКТ ЗАМЕТАНИЯ СЛЕДОВ В МАГНИТОЛОГИИ И МАГНИТОМЕТРИИ

В.М. Гордин

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва

В истории естествознания важная роль отводится периодизации событий-чередованию эпох "нормального" развития науки и научных революций. На уровне общих тенденций объективный характер такого чередования обоснован Куном [1] и признается большинством исследователей. На уровне конкретных научных дисциплин ситуация не столь однозначна. На общую тенденцию накладывается множество "мешающих" факторов и, прежде всего, действие эффекта, который известный русский математик Сонин называл "эффектом заметания следов". Суть его состоит в том, что свойственная революционным периодам отмена устаревших и канонизация новых идей и изобретений, нередко идет по пути заметания следов предшественников, каковыми они (эти идеи и изобретения) выдвигались либо в форме гениальных догадок, либо как результат неординарного научного исследования, не ставшего достоянием или не встретившего понимания современников. История магнитологии и магнитометрии дает немало тому подтверждений [2].

Цепочка заметания следов усматривается, в частности, в теории Большого

Магнита Гильберта (1600 г.), гипотезе Нормана о внутриземном происхождении геомагнитного поля (1580 г.) и более ранней догадке Фалеро (1535 г.) о наклоне дипольной оси. Сходным образом соотносится открытие суточных геомагнитных вариаций Грэхема-Цельсиуса (1722 г.), с предшествующими опытами Ташара (1682 г.) и Борроу (1581 г.). Открытие основного закона магнитостатики (1789 г.) предварили предсказания Ньютона (1687 г.) и эксперименты Мичелла (1750 г.), а связанную в нашем сознании с именем Пуанкаре идею выметания масс еще в 1756 г. выдвинул Эйлер.

Заметание следов - отнюдь не прерогатива, так называемой, фундаментальной науки. Быть может, даже в большей степени оно свойственно прикладным исследованиям, - конструкторской деятельности и разработкам в области интерпретации магнитных аномалий. Примеры такого рода заимствованы из работ [3, 4].

В заметании следов находит отражение важнейшее свойство науки как открытой эволюционирующей системы. Подобно биологическим системам, она развивается за счет громадного числа идей (мутаций), большинство из которых остается нереализованным, но создает базис, необходимый для работы социально-исторических механизмов дискриминации идей – аналогов механизма дарвиновского естественного отбора. Последний же, как известно эффективен только тогда, когда есть из чего выбирать.

В то же время аналогия между научным прогрессом и дарвиновской теорией не абсолютна. "История науки - по словам Пригожина и Стенгерс [5] - не обладает простотой эволюции, основанной на обычной специализации. Она гораздо запутанней, хитроумней, она всегда готова вернуться назад к давно забытому, разрушить уже возведенные разграничения, даже те, которые, казалось бы, навсегда установлены". Поэтому образ эволюционного древа, ветви которого отвечают приращению новых знаний, последовательному обособлению научных направлений и дисциплин, в данном случае неприемлем [1].

Путь, пройденный магнитологией за восемь столетий, подтверждает эту точку зрения. Поистине хрестоматийным является пример выдвинутого в 1692 г. Эдмундом Галлеем предположения о проскальзывания немагнитной оболочки относительно намагниченного ядра, - идеи, не нашедшей места в стройном здании теории Гаусса и возрожденной в середине XX века в форме представлений Булларда-Брагинского о дифференциальном вращении внешнего ядра Земли. Столь же характерна судьба гипотезы молекулярных токов Ампера (1820 г.), не превратившейся в теорию в силу нарушения закона сохранения энергии. Тем не менее, именно эта гипотеза стимулировала дальнейшие исследования и привела к созданию классических, а затем квантовых теорий магнетизма

В обращении к данным, казалось бы, полностью утратившим свое научное и прикладное значение, состоит один из важнейших уроков истории развития

не только магнитологии, но и магнитометрии. Производя магнитные измерения с неуклонно возрастающей точностью, экспериментаторы XVIII-XIX веков считали, что тем самым они аннулируют ценность предшествующих метрологически несовершенных работ. Действительность опровергла это заблуждение. Развитие методов ретроспективного анализа геомагнитного поля придало старым инструментальным измерениям статус абсолютного (неулучшаемого) научного результата.

На первый взгляд, альтернативным свидетельством линейного (подобного дарвиновской эволюции) однонаправленного и необратимого научного прогресса могут служить свойственные эпохам смены парадигм радикальные обновления теоретического арсенала науки. В действительности роль таких обновлений двойственна. С одной стороны роль научной теории любого ранга очевидна - это непротиворечивое объяснение известных и предсказание новых эмпирических фактов. Нельзя однако игнорировать и другую сторону - обратное воздействие теорий на методы исследований. По мере освоения научным сообществом, плодотворные теории превращаются в рабочий инструмент познания и остаются таковым даже утратив свое концептуальное значение.

Отсюда, кстати, становится понятным, что изобретенное околонаучной бюрократией разделение исследований на "фундаментальные" и "прикладные" совершенно условно и отражает лишь мгновенное состояние наших знаний. В исторической перспективе оно теряет всякий смысл; закавыченные понятия оказываются подвижным, зависящими от принятой шкалы ценностей, целевых установок, положения науки в социально-культурной среде и т.п., в чем нетрудно убедиться, анализируя метаморфозу взглядов на дипольные (истокообразные) модели геомагнитного поля [6].

Изложенные соображения и примеры приводят к выводу, что основанная на идее смены парадигм куновская периодизация науки схематизирует действительность. При детальном рассмотрении фактической стороны дела становится ясным, что реальную историю науки пронизывает множество не укладывающихся в схему прямых и обратных связей, деятельность людей, которая, как писал Коллингвуд [7], "... носит пробный, экспериментальный характер, направляется не знанием того, к чему она приведет, а желанием узнать, что из этого получится". Как следствие этого, схема Куна [1] обретает содержательный смысл лишь при усреднении на больших временных интервалах, т.е. по множеству событий, отражающем деятельность научного сообщества в целом.

Литература

1. Кун Т. Структура научных революций. – М.: Прогресс, 1977. – 300 с.
2. Гордин В.М. Природа земного магнетизма: эволюция представлений от эллинов до

- начала XX века // Развитие гравиметрии и магнитометрии в XX веке. – М., ОИФЗ РАН, 1997. – С. 70-84.
3. *Блох Ю.И.* Обзор истории методов решения обратной задачи магниторазведки в XX веке // Развитие гравиметрии и магнитометрии в XX веке. – М., ОИФЗ РАН, 1997. – С. 201-212.
 4. *Гордин В.М.* Очерки по истории геомагнитных измерений. – М.: ИФЗ РАН, 2004. – 161 с.
 5. *Пригожин И.Р., Стенгерс И.* Возвращенное очарование мира // Природа. – 1986. – № 2. – С. 86-95.
 6. *Гордин В.М., Тихоцкий С.А.* Истокообразные аппроксимации гравитационных и магнитных полей: история вопроса // Геофизика и математика. Материалы 1-й Всеросс. конф. / Под ред. *В.Н.Страхова.* – М.: ОИФЗ РАН, 1999. – С. 55-57.
 7. *Коллингвуд Р.Дж.* Идея истории. Автобиография. – М.: Наука, 1980. – 485 с.

РАЗВИТИЕ ТЕХНОЛОГИИ ОБРАБОТКИ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ НА ОСНОВЕ СИСТЕМЫ VIRTUAL PROCESSING

Д.Г. Григорьев

Ухтинский Государственный Технический Университет

Технология Virtual Processing ([1,2]) разработана в Ухтинском Государственном Техническом Университете под руководством д.ф-м.н., профессора А.И. Кобрунова. Система представляет собой программный комплекс, позволяющий эффективно объединять различные программные продукты, такие как GCIS [3], Mathcad, Matlab, Surfer для решения задач обработки геолого-геофизической информации.

Являясь промежуточным звеном между различными программными продуктами и математическими библиотеками, система позволяет наглядно визуализировать исследуемые модели, предоставляет удобные инструменты редактирования, трансформации и интерполяции исходных данных, а так же необходимые процедуры импорта и экспорта информации.

В ходе работ над совершенствованием системы программный комплекс получил следующее развитие в направлении совершенствования алгоритмов интерполяции и визуализации, отладки процедур решения прямых задач

гравиметрии (особенно трехмерных плотностных и структурных задач), решении проблем с учетом влияния боковых зон.

Проведя ряд экспериментов с различными алгоритмами интерполяциями, в качестве алгоритма интерполяции границ был выбран алгоритм Kriging, описанный в [4]. Использование данного алгоритма для интерполяции границ в трехмерных задачах позволило повысить точность расчетов.

В ходе отладки математических библиотек, предназначенных для решения задач гравиметрии в среде Mathcad, было замечено, что система Mathcad обладает значительными ограничениями на размеры массивов данных, что не позволяет решать в данной системе задачи на больших моделях с маленьким шагом (и, соответственно, большей точностью). В ходе изучения аналогичных систем, было принято решение о переводе вычислительных процедур в систему Matlab, в которой данное ограничение снимается (Matlab позволяет хранить в каждом массиве более 2×10^9 элементов). Кроме того, возможность компиляции написанных в системе Matlab программ позволяет оптимизировать вычислительные процедуры по критерию времени расчета.

В процессе расчетов прямых задач гравиметрии важную роль играет проблема учета влияния боковых зон. Без учета такого влияния краевые эффекты не дают возможности адекватно интерпретировать полученные на границах модели результаты расчетов. В развитие технологий расчета прямых задач гравиметрии было разработано алгоритмическое обеспечение, позволяющее учитывать влияние боковых зон. Боковые зоны разбиваются на 8 участков, 4 из которых прилегают к углам изучаемого объекта, а другие 4 – к боковым граням. Данный метод был подробно рассмотрен в [5] и получил дальнейшее развитие. Были выведены альтернативные формулы для полубесконечных параллелепипедов, используемы для учета тех частей боковых зон, которые прилегают к граням исследуемого объекта.

Кроме того, было разработано 4 варианта решения прямой трехмерной плотностной задачи. Проведенные эксперименты показали, что с достаточной точностью при разбиении объекта на составляющие объект можно аппроксимировать как при помощи параллелепипедов так и при помощи сфер. Аналогично при учете влияния боковых зон можно применять либо полубесконечные параллелепипеды либо полубесконечные цилиндры. Использование цилиндров и сфер дает выигрыш по времени расчета, но оно вносит некоторые погрешности и накладывает ограничение – шаг разбиения модели по всем трем осям должен быть одинаковым. Использование параллелепипедов такое ограничение снимает и позволяет рассчитывать задачи с большей степенью точности, но и при более высоких временных затратах.

Так же был разработан инструмент наглядной визуализации трехмерного куба распределения плотности, позволяющий как автоматически так и «вручную» вращать куб в любых направлениях.

Литература

1. Григорьев Д.В., Кобрунов А.И., Кобрунов С.А. Программно-алгоритмическое и технологическое обеспечение реконструкции геоплотностных моделей на основе геодинимических принципов. Материалы 32-й сессии Международного научного семинара имени Д.Г.Успенского. Пермь, 2005, стр. 68-70.
2. Григорьев Д.В., Царук О.В. Технология обработки геолого-геофизической информации на основе системы Virtual Processing. Материалы VI международной молодежной научной конференции «Севергеоэкотех-2005». Ухта УГТУ 2005.
3. Кобрунов А.И., Петровский А.П., Суютинов В.Н. Автоматизированная система GCIS – количественной комплексной интерпретации данных сейсмогравиметрии для персонального компьютера. Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. Материалы 27 – сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского. Москва ОИФЗ РАН 2000, стр. 133-136.
4. Аронов В.И. Методы построения карт геолого-геофизических признаков и геометризация залежей нефти и газа на ЭВМ. М.: Недра, 1990.
5. Мотрюк Е.Н. Развитие теории и методов объемной реконструкции плотностных моделей сложнопостроенных геологических сред. Диссертация на соискание ученой степени кандидата технических наук. Ухта 2004.

КОМПЛЕКСИРОВАНИЕ МЕТОДОВ ВЕКТОРНОГО СКАНИРОВАНИЯ И РАСПОЗНАВАНИЯ ОБРАЗОВ ПРИ РЕШЕНИИ ПРОГНОЗНО- ПОИСКОВЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЗАДАЧ (НА ПРИМЕРЕ НОРИЛЬСКОГО РАЙОНА)

А.С. Долгаль¹, Д.Ф. Калинин²

¹Горный институт УрО РАН, г.Пермь, ²ВИРГ-Рудгеофизика, г.Санкт-Петербург

В пределах Норильского района размещаются крупнейшие медно-никелево-платиновые месторождения мира. Одной из основных стратегий расширения и укрепления минерально-сырьевой базы действующих горно-добывающих предприятий Большого Норильска в современных экономических условиях является широкое использование дистанционных методов изучения недр и повышение их геологической эффективности.

Основной задачей представленных в докладе исследований являлось обнаружение и локализация дифференцированных интрузий габбро-долеритов, перспективных на медно-никелево-платиновое оруденение, залегающих под туфолоавовой толщей. Мощность толщи достигает 1.5-2 км и более. В качестве исходных данных использовались результаты крупномасштабных гравиметрической и аэромагнитной съемок масштаба 1:25000 – 1:50000,

выполненных в центральной части Норильского района на площади около 16 тысяч кв. км в период с 1956 г. по 2002 г.

Несмотря на то, что рудоносные интрузии норильско-талнахского типа характеризуются повышенными значениями плотности ($2.86 - 3.03 \text{ г/см}^3$) 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. Это предопределило необходимость применения современных компьютерных интерпретационных технологий «ВЕКТОР» и «MultAlt» для решения прогнозно-поисковых задач по материалам гравиразведки и магниторазведки.

На первом этапе результаты крупномасштабных гравиметрических и аэромагнитных съемок, хранящиеся в базах данных ПО «Норильскгеология» интерпретировались методом векторного сканирования, разработанным в Горном институте УрО РАН под руководством В.М. Новоселицкого. С использованием компьютерной технологии «ВЕКТОР» были построены карты трансформант и объемные диаграммы, приближенно характеризующие распределение плотностных и магнитных неоднородностей в геологической среде до глубин порядка 25-30 км.

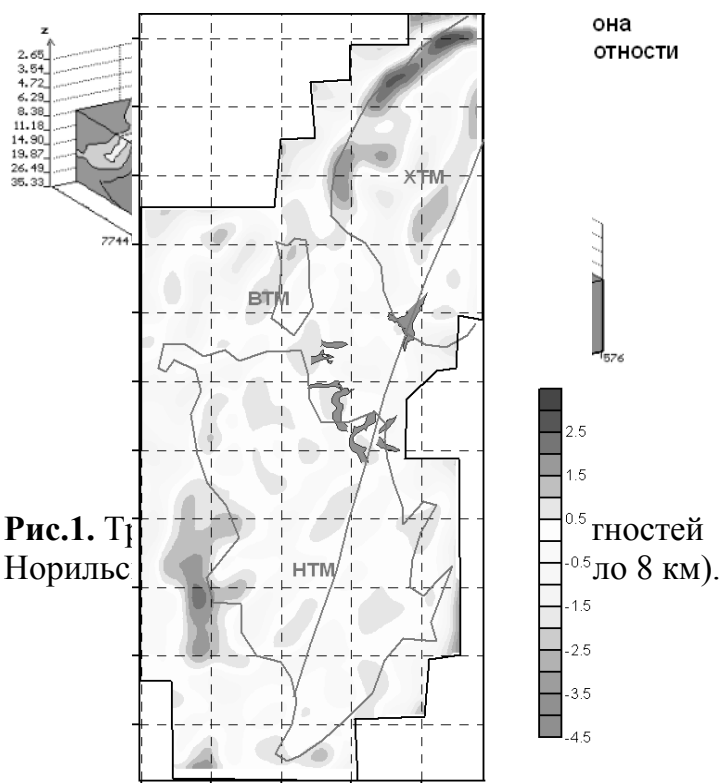


Рис.1. Тг Норильск

Выделены региональные магмоподводящие зоны северо-северо-восточного простирания, имеющие пологую дугообразную форму и обладающие неоднородным внутренним строением. Выявлены особенности глубинного строения территории, предположительно контролирующее размещение богатого медно-никелево-платинового оруденения (рис. 1). Зафиксированы локальные положительные гравитационные и магнитные

аномалии, обусловленные источниками, сосредоточенными в горизонтальном слое с эффективной глубиной нижней кромки 3 – 4 км (рис. 2). Наиболее вероятной геологической природой этих аномалий является наличие рудоперспективных объектов - интрузий базит-гипербазитового состава.

Необходимо отметить, что с середины 90-х годов прошлого века для решения прогнозно-поисковых задач в сложных физико-геологических условиях Норильского района достаточно успешно применялась интерпретационная технология, основанная на комплексном многовариантном формализованном анализе геопотенциальных полей, в значительной степени очищенных от влияния известных геологических объектов, регионального фона, негармонических помех; приведенных к единой горизонтальной плоскости («поверхности наблюдений»).

Рис. 2. Разностная составляющая гравитационного поля, обусловленная источниками, сосредоточенными в горизонтальном слое с эффективными глубинами 1-4 км.

Результаты векторного сканирования в ряде случаев близки к результатам, полученным с использованием вышеописанной технологии (рис. 3).

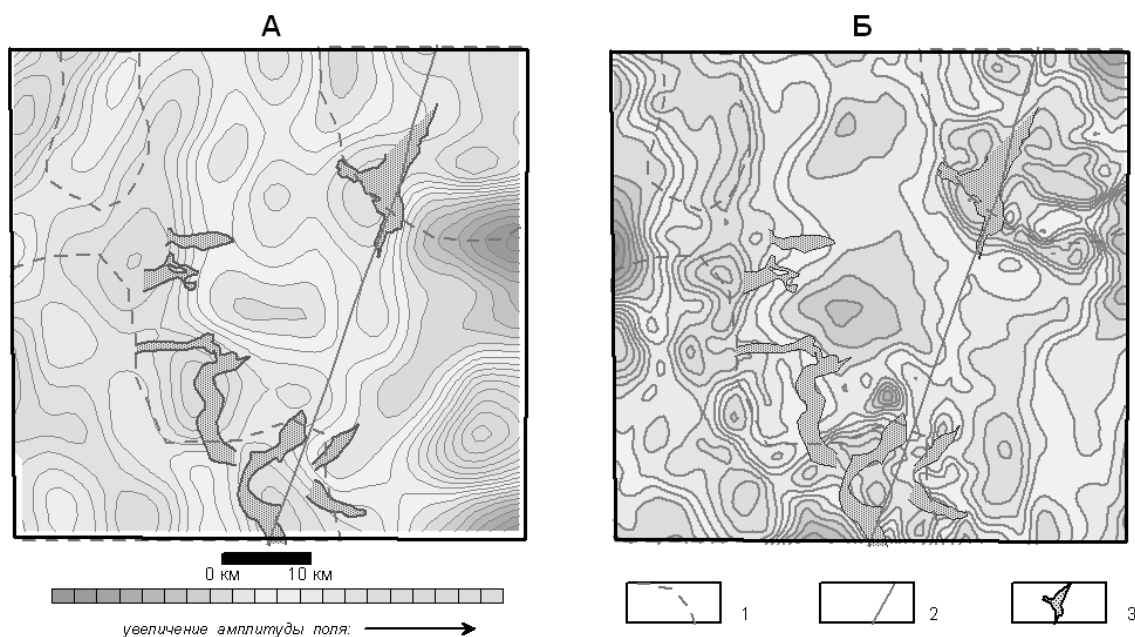


Рис. 3. Сопоставление результатов: А - томографической интерпретации в системе ВЕКТОР (аномалии от горизонтального слоя с эффективными глубинами 1 - 4 км); Б - технологии, используемой в ПО "Норильскгеология" (локальные аномалии на уровне 750 м с предварительным геологическим редуцированием поля)
 1 - границы трапповых мульд; 2 - Норильско-Хараелахский разлом;
 3 - рудоносные интрузии

Авторы доклада полностью разделяют мнение академика В.Н. Страхова о том, что «все реально функционирующие компьютерные технологии должны

включать специальные процедуры анализа ситуации и принятия решений, основанные на использовании методов распознавания образов».

Поэтому на втором этапе интерпретации многомерные данные, полученные с помощью системы «ВЕКТОР» (различные трансформанты гравитационного и магнитного полей) анализировались с помощью компьютерной технологии MultAlt. Технология реализует универсальные алгоритмы прогноза и картирования альтернативных геологических объектов по данным произвольных наборов количественных и качественных геолого-геофизических признаков и обеспечивает контролируемое повышение эффективности результатов по мере накопления информации. При этом используются вероятностные критерии эффективности решающих правил, позволяющие численно оценивать надежность и информативность каждой конкретной задачи, а также выполнять априорный выбор наиболее рациональной совокупности геоданных.

Для эталонной выборки (848 значений), зафиксированных над известными месторождениями Норильского и Талнахского рудных узлов, отчетливо прослеживается тенденция к унимодальности гистограмм трансформант гравитационного и магнитного полей при малых коэффициентах трансформации. При выполнении двухальтернативного (месторождение - вмещающая среда) прогноза было выбрано пороговое значение апостериорной вероятности ≥ 0.7 , для оценки комплексной эффективности прогноза использовались следующие параметры: True - средняя по альтернативам вероятность правильных решений; False средняя по альтернативам вероятность ошибочных решений; Inf (%) – информативность (относительный прирост информации об альтернативных объектах, полученный в результате использования комплекса признаков по отношению к предшествующей априорной неопределенности).

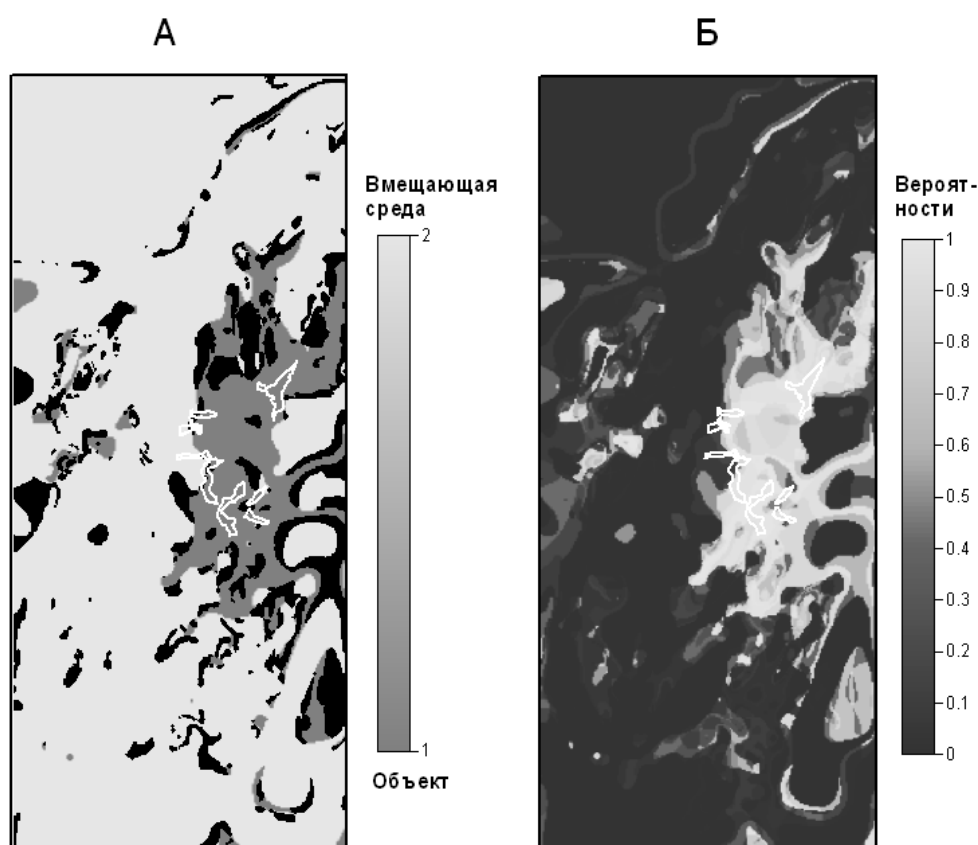


Рис. 4. Прогнозные карты, построенные с применением компьютерной технологии MultAlt: А – прогноз с пороговой вероятностью 0.7;
Б – вероятности целевого объекта прогноза.

Примечание: белым цветом нанесены контуры известных рудоносных интрузий.

Оценка комплексной эффективности прогноза по 6 признакам (рис. 4) дает следующие результаты: True - 0.915, False – 0.085, Inf – 69.35 % (использованы 3 пары локальных компонент полей соответственно для коэффициентов трансформации 0.05, 0.20 и 0.50).

Следует отметить, что указанные меры эффективности реализуются в среднем для искомым альтернатив прогноза (в данном случае – одной «целевой» и одной «фоновой»). Это значит, что при обработке массивов данных в ряде точек возможно получение ошибочных решений, причем номера и координаты точек с ложными результатами остаются неизвестными. Чем больше будет значение False, тем больше будет ошибочных решений. Поскольку использование комплекса признаков увеличивает число правильных решений, представленных, в частности, компактными сосредоточениями точек в пределах контуров с высокими значениями апостериорных вероятностей, отдельные точки с ложными результатами в пределах этих компактных сосредоточений мало влияют на общую картину, отображаемую на прогнозных картах.

Первый опыт использования векторного сканирования в сочетании с распознаванием образов в условиях Норильского района свидетельствует о целесообразности применения указанного подхода для комплексной интерпретации при решении прогнозно-поисковых задач. В качестве дальнейших направлений исследований предлагается оценить возможность

обнаружения новых месторождений богатых медно-никелево-платиновых руд на сопредельных Норильскому району территориях, базируясь на глубинных геофизических рудоконтролирующих факторах. Для этого провести интерпретацию материалов среднemasштабных гравиметрических и аэромагнитных съемок западного фаса Сибирской платформы на площади порядка 300 000 кв. км с применением системы «ВЕКТОР» и компьютерной технологии «MultAlt».

ОЦЕНКА ФРАКТАЛЬНЫХ СВОЙСТВ ВЫЗВАННОЙ СЕЙСМОАКУСТИЧЕСКОЙ ЭМИССИИ В СКВАЖИНЕ

В.В. Дрягин¹, Д.Б. Иванов², В.Е. Рок³

¹НПФ «Интенсоник», ² ИГ УрО РАН, ³ВНИИГеосистем

Анализ высокочастотного шума при сейсмических наблюдениях показал, что он не может трактоваться как случайная помеха и относится к информации характеризующей особенности процессов в горном массиве при любом виде воздействия на него. В работе [1] сделана попытка создать модель возможного механизма генерации высокочастотного шума, основанная на уплотнении гранул грунта в волне сжатия при землетрясении и тем самым, изменении структуры порового пространства, состоящего из отдельных частиц и контактов между ними. Показано, что статистические характеристики высокочастотного сейсмического шума (ВСШ) обладают свойствами фрактального броуновского движения и могут быть описаны параметрами корреляционной размерности детерминированной динамической системы. Корреляционная размерность странного аттрактора такой системы отличается от размерности «белого шума» по индексу Харста и является адекватным отражением свойств исследуемой среды.

Поиск системы количественного анализа динамических процессов происходящих в насыщенной пористой среде при акустическом воздействии на нее показал возможность применения выше указанного способа для исследования вызванной сейсмоакустической эмиссии в скважине. В результате наблюдений вызванной сейсмоакустической эмиссии (САЭ) в продуктивном пласте коллекторе до и после акустического воздействия была обнаружена закономерность возрастания энергии САЭ в нефтенасыщенном пласте [2]. Это было положено в основу новой комплексной технологии, позволяющей решать задачу обнаружения углеводородов и селективно восстанавливать фильтрационные характеристики пластов, методом акустического воздействия.

Суть метода каротажа сейсмоакустической эмиссии до и после акустического воздействия, сводится к регистрации энергии сигнала САЭ в процессе последовательного сканирования в скважине по разрезу продуктивных пластов измерительного зонда, в составе которого находятся

приемники и излучатель мощного акустического поля [3]. При этом по регистрируемому сигналу САЭ, вычисляется спектральная плотность его энергии в заданном частотном диапазоне. Спектральная плотность энергии вычисляется во всем регистрируемом диапазоне частот, от десятков герц до 20 кГц, и/или в нескольких в нескольких представительных диапазонах. Данные по вычисленной энергии регистрируются затем в виде каротажных диаграмм пригодных для геофизической интерпретации.

При вычислении энергии используется спектральный анализ сигнала САЭ, в котором заложено усреднение по текущему времени регистрации сигнала. Это обстоятельство является серьезным препятствием для детального анализа процесса генерации вызванной эмиссии, так как в этом случае можно сравнивать только начальное состояние сигнала и конечное, хотя и такое сравнение несет полезную информацию.

Для анализа физического процесса изменения свойств насыщенной пористой среды, который должен производиться в данных условиях, а именно во время выполнения геофизических исследований скважины, нужен соответствующий метод анализа динамических систем. Кроме того, время на регистрацию сигнала САЭ после акустического воздействия ограничено скоростью каротажа, которая не должна быть меньше минимальной, порядка 60м/час и таким образом, время для записи сигнала отводится в пределах нескольких десятков секунд, с учетом времени воздействия.

Фрактальные свойства сигналов САЭ, как фоновые до воздействия, так и после воздействия оказались достаточно четко выраженными в результате вычисления автокорреляционной функции приращений сигнала во времени. Вызванная сейсмоакустическая эмиссия во времени соответствует непрерывному гауссовскому процессу: $X = (X_t)_{t \geq 0}$, обладающему свойствами фрактального броуновского движения с показателем Харста (H) и дисперсией

$$DX_t = t^{2H} \quad 0 < H < 1 \quad (1).$$

Спектр этого сигнала не является постоянным на всех частотах, а $H \neq 0.5$ и таким образом САЭ отличается от характеристик «белого шума» (рис.1).

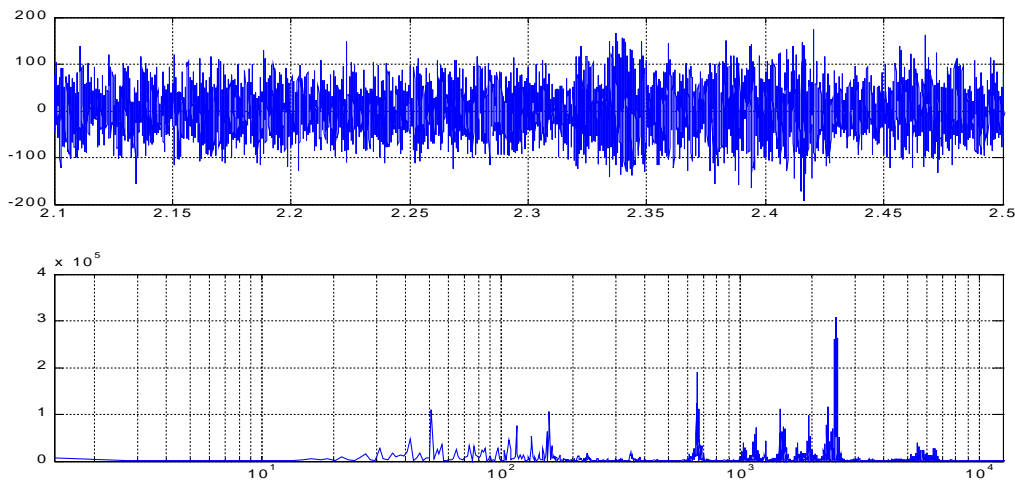


Рис. 1. Сигнал САЭ и его спектр до акустического воздействия в точке записи 2065м скважины №1964 Быстринского месторождения.

Обозначения: верхний график амплитуда в мВ, время в секундах, нижний график - амплитуда гармоник в $(\text{м}/\text{с}^2) \cdot \text{E}-5$, частота в Гц.

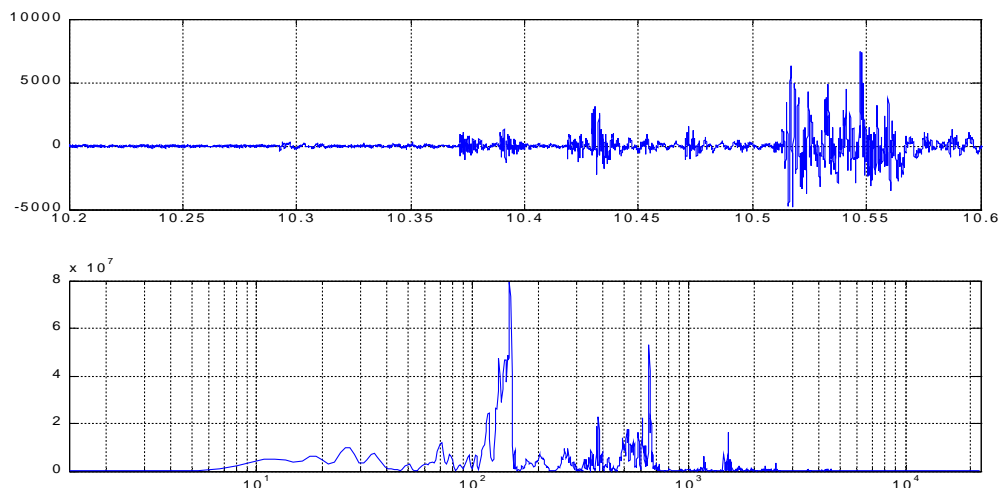


Рис. 2. Сигнал САЭ и его спектр после акустического воздействия в той же точке записи. Обозначения как на рис. 1.

Из описания постоянно наблюдаемых в скважинах сигналов САЭ после акустического воздействия, подобных рис.2 следует, что траектория X_t порождается некоторой детерминированной динамической системой [1] и значит для нее можно вычислить размерность странного аттрактора. Для вычисления этой размерности использовался метод корреляционного интеграла [1,4].

$$C(r) = 2 / N^2 \sum_{n=1}^N \sum_{i=1}^{N-n} H(r - \|X_i - X_{i+n}\|) \quad (2)$$

где $H(x)$ - единичная функция Хевисайда,

r – Масштаб амплитуды огибающей,

N – Максимальное число отсчетов выборки сигнала САЭ.

В этой скважине во время проведения исследований на состав – приток стандартными методами ГИС, были выполнены работы по оценке характера текущей насыщенности продуктивного пласта методом каротажа сейсмоакустической эмиссии по технологии каротаж - акустическое воздействие – каротаж. Сигналы САЭ записанные до и после акустического воздействия обрабатывались как традиционным методом Фурье анализа и построения каротажных диаграмм [3], так и методом корреляционного интеграла.

Цель определения индекса Харста было нахождение признака идентифицирующего структуру порового пространства насыщенного пластовой жидкостью, а также возможные изменения структуры под действием акустического поля. Скважина продуктивная, дебит нефти на депрессии обеспеченной компрессором и рассчитанный по коэффициенту восстановления уровня, составил 8 т/сут.

Для сигналов САЭ, фоновой записи(рис. 1) и после акустического воздействия (рис 2) были вычислены корреляционные интегралы, и индекс Харста в масштабе амплитуд в котором наблюдаются прямолинейные участки в двойном логарифмическом масштабе означающие степенную зависимость $C(r)$ от r (рис. 3).

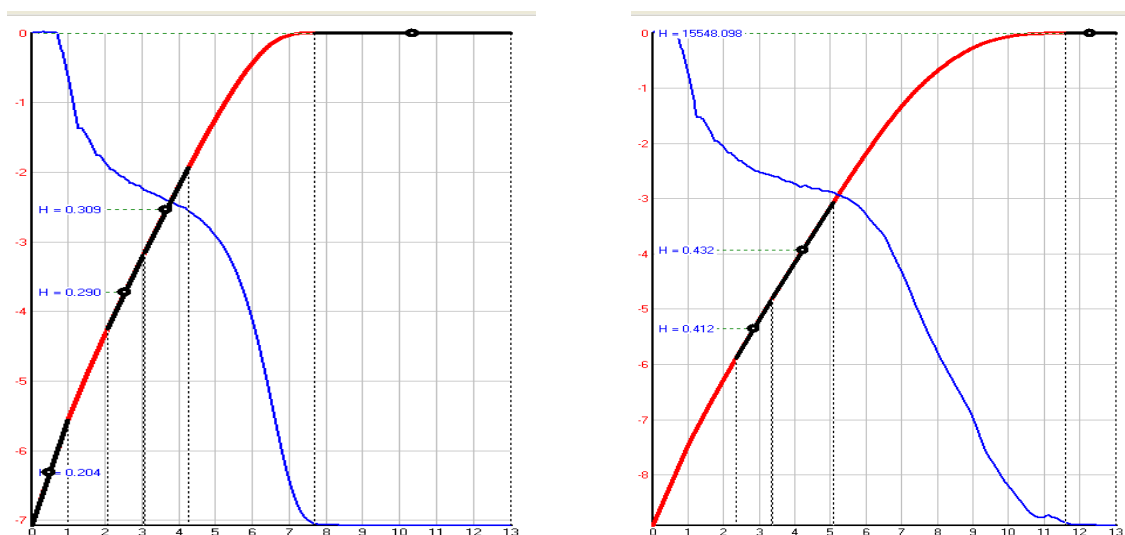
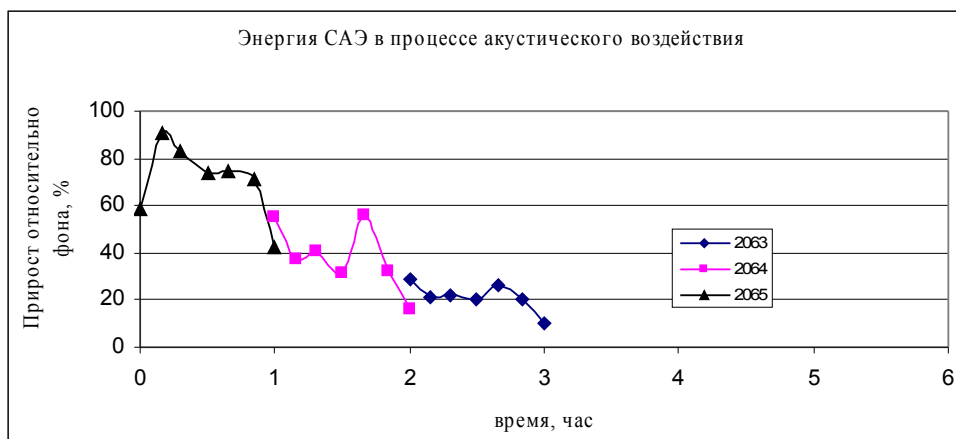


Рис. 3. Корреляционный интеграл $C(r)$ в зависимости от масштаба амплитуды (r) для одной точки записи САЭ на глубине 2065 м, до акустического воздействия (левый график) и после акустического воздействия (правый график).

После акустического воздействия значения индекса Харста в этой точке продуктивного пласта изменились на 30%. Очевидно эти изменения связаны с изменением структуры порового пространства в отношении баланса жидкой и газовой фазы после воздействия.

Динамика энергии САЭ в процессе акустического воздействия на весь пласт (рис 4) коррелируется с результатами измерения дебита скважины, которые проводились в процессе ГИС и испытания скважины. Так после

воздействия коэффициент восстановления уровня в скважине после акустического воздействия увеличился с 4м/час до 20м/час, что равносильно кратному увеличению дебита за счет увеличения проницаемости



прискважинного пространства пласта. Акустической обработке подвергались три точки пласта в течение 10 минут, по шесть раз каждая с последующей записью сигнала САЭ в течение 20 секунд. Динамика сигнала САЭ носит затухающий характер, вероятно отражающий процесс уменьшения депрессии.

Рис. 4. Динамика энергии САЭ в процессе акустического воздействия на прискважинное пространство продуктивного пласта АС₇.

Таким образом, процессы переноса и преобразования энергии в многокомпонентной и гетерофазной пористой геологической среде сопровождаются сейсмоакустической волновой эмиссией. Анализ динамических свойств, которой может служить источником информации о нелинейных свойствах такой среды, о ее вещественном составе и о протекающих в ней механических, геохимических и электромагнитных процессах, благодаря возможности распространения этих волн и их регистрации удаленными сенсорами [2]. Исследование связи фрактальных свойств среды и регистрируемых сигналов эмиссионного характера представляется весьма важным для описания структуры насыщенного порового пространства и его изменений под действием физического воздействия на него различными способами [2,5].

Литература

1. Мухамедов В.А. О фрактальных свойствах высокочастотного сейсмического шума и механизмах его генерации. Физика Земли №3 1992. с.39-49
2. Дрягин В.В. Кузнецов О.Л. Стародубцев А.А. Рок В.Е. Поиск углеводородов методом вызванной сейсмоакустической эмиссии. Акустический журнал, 2005, Том 51. Выпуск «Геоакустика» с. 66-73
3. Дрягин В.В., Кузнецов О.Л., Стародубцев А.А., Чертенков М.В. Сравнительные испытания метода каротажа сейсмоакустической эмиссии для определения насыщенности коллекторов. Геоинформатика, 2004. №4 (12).

4. Grassberger P., Procaccia I. Characterization of the strange attractors // Phys. Rev.Lett. 1983.V.50. #5. P.346-349.
5. Рок В.Е. Макроскопическое феноменологическое описание переходных волн в эффективной вязкоупругой среде соответствующей квазиоднородной фазе содержащей мультифрактальные включения.// Геоинформатика. -2004. №2. с 29-36.

ТЕХНОЛОГИЯ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБЪЕКТОВ НА ОСНОВЕ ФОРМАЛИЗАЦИИ ЗНАНИЙ

О.В. Дударева, В.В. Ломтадзе

Иркутский государственный технический университет, г. Иркутск

Рассматриваемая в статье технология прогнозирования разрабатывалась в рамках научного направления, развитого В.В.Марченко в 80-х годах XX столетия. Несмотря на красоту идей, этот подход, основанный на использовании картографической информации и на формализации знаний, до сих пор не применяется широко в производственных масштабах. Вероятно, это можно объяснить двумя причинами: узкой специализацией геолого-геофизических исследований и сложностью технологии. Вторую причину мы и попытались устранить, предельно упростив технологию, реализация которой была выполнена в рамках идеологии геоинформационного анализа, основанной на классификации геоданных по уровням обобщения информации.

Уровень обобщения информации	Цели и основные задачи обработки и анализа данных	Методы обработки и анализа данных
1. Первичные данные	Минимизация влияния негеологических факторов: рельефа местности, геометрии системы наблюдений и др.	Стандартная обработка данных конкретного геолого-геофизического метода
2. Поля различных геофизических, геохимических и геологических признаков.	1) Формирование «признакового пространства»: интерполяция в узлы квадратной сети, расчет в скользящих окнах характеристик полей для узлов сети; построение карт. 2) Статистический анализ данных с целью выявления связей и других закономерностей. 3) Прогнозирование и выделение локальных геологических объектов (интрузий, структур, тектонических нарушений, зон улучшенных коллекторских свойств, проявлений вторичных геологических процессов и т.п.) и оценка их параметров.	Методы интерполяции и разделения полей, расчета их статистик и других характеристик в скользящих окнах, построения карт. Одномерный, факторный, корреляционно-регрессионный анализ и пр. Распознавание образов, построение карт вероятностей обнаружения целевых объектов, решение «прямых» и «обратных» задач – переход от априорных оценок параметров объектов к апостериорным оценкам.
3. Выделенные геологические объекты,	Прогнозирование геосистем: рудных полей, нефтегазовых провинций и полей, месторождений	Расчет вторичных картографических признаков для узлов квадратной сети. Формализация знаний: выбор способа

формализованно описываемые как картографические.	и залежей, площадей, пригодных для строительства крупных сооружений	квантования признаков и для каждой градации оценка вероятностей попадания объектов разных классов. Квантование признаков и расчет апостериорных вероятностей для узлов сети. Построение карт вероятностей обнаружения объектов.
--	---	--

Таблица содержит перечень основных целей и задач геоинформационного анализа на разных уровнях обобщения информации, а также перечень минимально необходимого набора методов, хотя возможно применение и многих других методов обработки и анализа данных. Важнейшим аспектом идеологии является то, что на втором уровне обобщения информации, как правило, еще не ставится задача обнаружения сложных геосистем (месторождений и др.) – эта задача решается уже на третьем уровне обобщения информации, причем важнейшим инструментом является формализация картографических (геологических) данных и знаний.

Для реализации перечисленных в таблице методов обработки и анализа данных второго и третьего уровней обобщения был создан программный комплекс GIA – «Геоинформационный анализ». В нем для хранения данных используется реляционная система управления базами данных, причем большое внимание уделено динамическому созданию таблиц массовых данных, т.к. в геологии обычно заранее не известен состав записей таблиц.

Картографические объекты используются не только для формализации геологической и административно-географической информации, но также для указания контуров построения карт, для оконтуривания эталонных областей, для задания дополнительных точек, в которых прямые измерения не проводились, но значения некоторых признаков известны по геологическим данным.

Особенностью технологии, резко облегчающей обработку и анализ данных, является комплексность решения задач. Например, при решении задач анализа полей (второй уровень обобщения информации) не надо сначала интерполировать данные, затем строить карту, затем наносить на нее картографические объекты – все это делается автоматически после того, как пользователь выбрал контур для получения карты, признаки, метод интерполяции, масштаб карты, шаг дискретизации и выносимые картографические объекты. Можно также задать «ключи» к координатам, и тогда на карту будет нанесена сетка географических координат – меридианы и параллели.

В данной статье мы не будем останавливаться на алгоритмах и методах анализа полей, т.е. данных, относящихся ко второму уровню обобщения информации, а уделим внимание реализации технологии геологического прогнозирования на третьем уровне обобщения информации.

Технологически данные третьего уровня обобщения формализованно представляются в форме картографических геологических объектов,

описываемых идентификатором (сокращенное обозначение, например, ZR1 - зона разлома первого типа, AS - антиклинальная структура), типом (линейный объект, замкнутый контур и т.п.) и координатами. Именно данные этого уровня обобщения наиболее информативны для прогноза сложных систем геологических объектов (например, месторождений) и сложных явлений (например, уровня сейсмичности территорий). При этом использование картографической информации сочетается с применением системно-модельного подхода, который заключается в поиске не копий месторождений (хотя бы приблизительных), а образов-моделей [3], причем под моделью понимается схема расположения тех факторов прогноза (условия генерации, концентрации и сохранности), которые являются индикаторами промышленных залежей полезного ископаемого.

При таком прогнозе основную роль играют отношения соседства и вложенности и знания, для формализации которых удобно использовать условные вероятности. Технология формализации отношений соседства и вложенности была предложена В.В.Марченко [5]. Эта технология основывается на расчете так называемых вторичных картографических признаков. На территорию как-бы "набрасывается" квадратная сеть, и для каждого узла сети рассчитывается расстояние до ближайшего картографического объекта каждого типа. Если узел сети находится внутри объекта, например, внутри антиклинальной структуры, то значение вторичного картографического признака AS изменит свой знак - так формализуется отношение вложенности. Если узел сети находится поблизости от объекта, например, от зоны разлома первого типа, то значение вторичного картографического признака ZR1 будет небольшим - так формализуется отношение соседства. Точные значения расстояний от узла до картографических объектов для прогноза не требуются. Поэтому значения вторичных картографических признаков (расстояния) квантуются с учетом принятой модели объектов. Например, при поисках скарновых месторождений, важно знать, где находится узел сети: в центральной части интрузии, в зоне эндоконтакта, в зоне экзоконтакта или же на отдалении от интрузии. Значит, в этом примере для квантования вторичного картографического признака целесообразно использовать четыре градации возможных значений расстояния от узла до границы интрузии. Если для каждой градации указать вероятности попадания точек, принадлежащих месторождению и не принадлежащих ему, то тем самым будут формализованы знания о приуроченности искомого скарнового месторождения к контактам интрузии. Аналогично формализуются и другие знания.

Результаты комплексного анализа данных третьего уровня обобщения обычно представляются в виде прогнозных карт, например, карт апостериорной вероятности существования объектов определенного типа [4]. Изменяя набор используемых признаков, граничные значения их градаций и значения условных (интуитивных [2]) вероятностей, можно получать разные карты перспективности, моделируя тем самым разные геологические гипотезы. Рассмотрим технологию такого прогнозирования на примере регионального

прогноза нефтегазоносности для части Сибирской платформы, включающей Иркутскую область и юг Якутии.

Исходные данные для прогнозирования были взяты с изданных карт [6,7]. Известно [1], что крупные месторождения углеводородов обычно находятся в отношениях соседства с глубинными разломами, а также в отношениях соседства и вложенности с купольными структурами. Поэтому именно эти картографические объекты были введены в базу данных, а знания об этих факторах прогноза были выражены через соответствующие условные вероятности. Например, значения вторичного картографического признака Z1 (глубинные разломы) были разбиты на три градации: от 0 до 50 км (зона непосредственного влияния разлома), от 50 до 100 км (зона косвенного влияния) и более 100 км. Для каждой градации экспертно были заданы условные вероятности: вероятности попадания в градацию узлов сети, принадлежащих месторождениям (0.5, 0.3, 0.2 – для градаций 1, 2, 3) и вероятности попадания в эти градации узлов сети, не принадлежащих месторождениям (0.2, 0.2, 0.6). Так были формализованы знания о разломах Z1, Z4 и о купольных структурах CP1, CP2. Далее была использована технология получения прогнозной карты (Рис. 1).

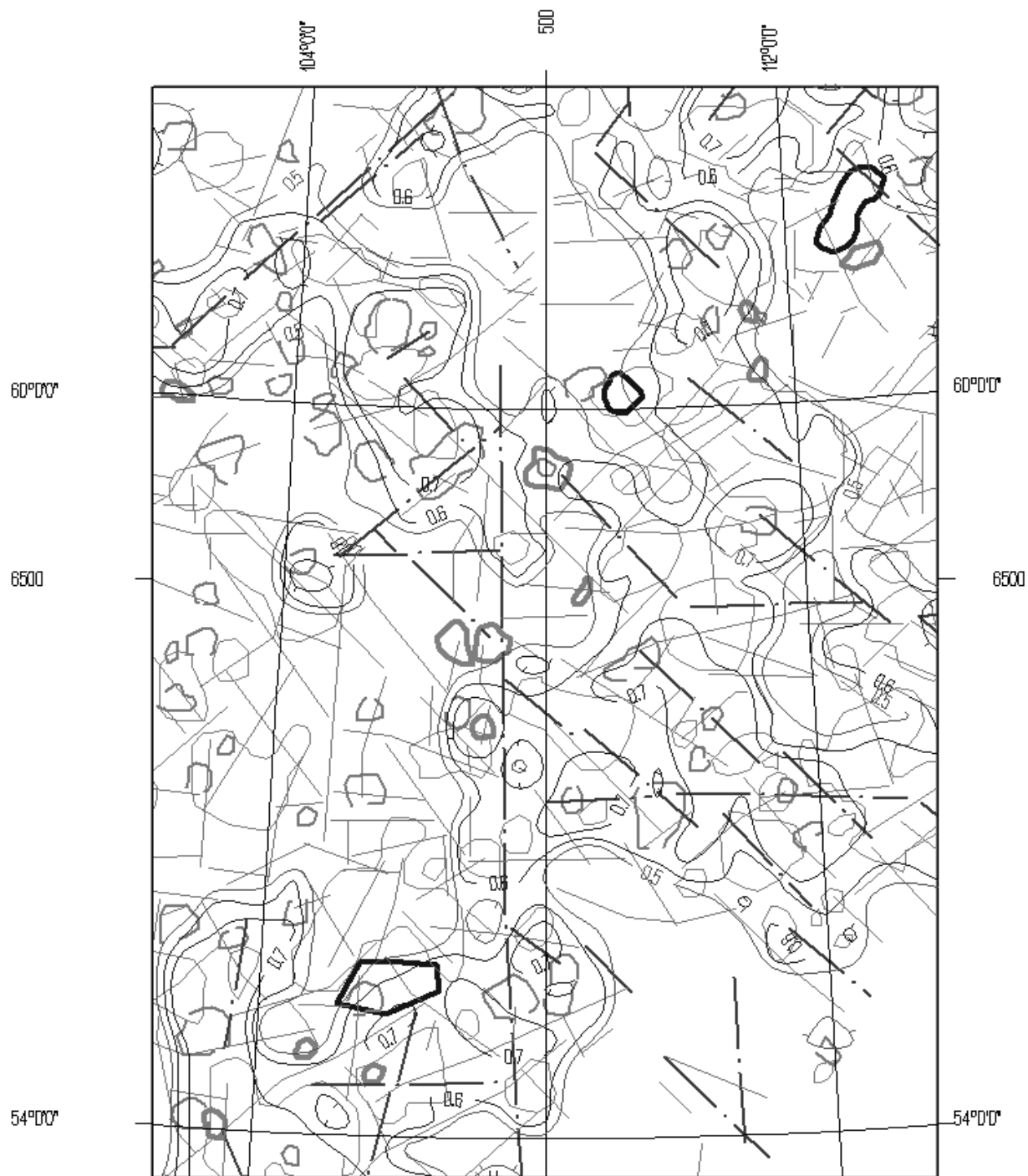
Для пользователя эта технология предельно проста. В соответствующем диалоговом окне надо выбрать контур построения карты, ее масштаб, шаг сети, факторы прогноза, указать картографические признаки (кроме факторов прогноза), которые также желательно нанести на карту, а также при желании установить флажок «Нанести сетку географических координат». После этого автоматически формируется и выполняется граф обработки данных, завершающийся построением карты, приведенной на рис. 1. На этой карте известные крупные месторождения попадают в области, где рассчитанная апостериорная вероятность наличия целевых объектов, как правило, превышает 0.5. Для совершенствования прогноза можно привлечь дополнительные факторы, возможно, изменить границы градаций и условные вероятности. Таким образом, формализация знаний на основе задания условных (интуитивных) вероятностей приближает исследователей к пониманию изучаемого явления, и, следовательно, системно-модельный подход направлен на то, чтобы понять явление в принципе, раскрыть закономерности.

Литература

1. *Барышев А.С.* Методология применения геофизических критериев при крупномасштабном прогнозировании месторождений твердых полезных ископаемых//Геофизические исследования при поисках и разведке полезных ископаемых в Восточной Сибири. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1985.
2. *Гольцман Ф.М.* Физический эксперимент и статистические выводы: учеб. пособие. - Л.: Изд-во ЛГУ, 1982. – 192 с.
3. *Еганов Э.А.* Системно-модельный подход к решению поисковых задач//Методология и теория в геологии. - Киев: Наукова думка, 1982.

4. *Ломтадзе В.В.* Программное и информационное обеспечение геофизических исследований. - М.: Недра, 1993. – 268 с.
5. *Марченко В.В.* Человеко-машинные методы геологического прогнозирования. - М.: Недра, 1988. – 232 с.
6. Перспективы нефтегазоносности купольно-сводовых структур с учетом комплексной оценки термобарической и геолого-тектонической (данные А.С.Барышева, В.И.Закузенного, Л.Е.Юрловой) характеристики юго-восточной части Сибирской платформы. Масштаб 1:1000000. Топооснова изготовлена путем пантографирования с карты м-ба 1:2500000 ГУГК при СМ СССР. М., 1977.
7. Карта палеосводовых купольно-сводовых поднятий юга Сибирской платформы. МинГео СССР, ВостСибНИИГГиМС. Топооснова снята с карты БАМ м-ба 1:250000 ГУГиК при СМ СССР, М, 1982.

КАРТА РЕГИОНАЛЬНОГО ПРОГНОЗА



Условные обозначения


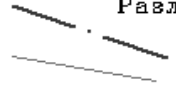



- | | |
|--|---|
| <p>  Изолинии апостериорной вероятности </p> <p>  Разломы
 Z1
 Z4 </p> | <p>  Купола
 СР1
 СР2 </p> <p>  Крупные месторождения </p> <p>  Мелкие месторождения </p> |
|--|---|

Рис. 1 . Региональный прогноз нефтегазоносности на основе формализации знаний

НОВЫЙ СПОСОБ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ЗОНДИРОВАНИЙ И ЕГО ИНФОРМАЦИОННЫЕ ВОЗМОЖНОСТИ

Р.Б. Журавлёва

Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Ранее нами был обоснован новый вариант зондирования [1,2] с использованием в качестве информационного (измеряемого) параметра отношения амплитуд компонент $E_\varphi / H_z = \omega \mu r \cdot e_\varphi / h_z$ или величины $|G3| = |e_\varphi - h_z|/2$ в поле вертикального магнитного диполя (ВМД); здесь e_φ , h_r , h_z - электромагнитные числа, определяемые нормировкой соответствующих компонент на величину первичного поля. Для горизонтально-слоистой модели структуры на основе принципа взаимности величина e_{φ_m} в поле магнитного диполя совпадает с h_{z_0} в экваториальной установке с возбудителем типа горизонтального электрического диполя (ГЭД). Следовательно, необходимые измерения могут быть эффективно реализованы с комбинированным источником (ВМД + ГЭД) типа использованного нами ранее при импедансных измерениях [3]. При этом достаточно одним и тем же датчиком измерять только вертикальные компоненты h_{zm} и h_{z_0} при простом переключении генератора с петли на заземлённый провод.

Возможности таких зондирований при использовании амплитудных измерений показаны на рис.1, где представлен типичный для рудного Урала разрез с верхним слоем наносов и с погруженным электропроводным горизонтом, моделирующим рудную зону с различной глубиной залегания. Приведены кривые кажущегося удельного электросопротивления, определяемого как

$$\rho_{ef} = \omega \mu r^2 / (kr)_{ef}^2, \quad (1)$$

где величина $(kr)_{ef}$ соответствует волновому параметру однородного полупространства, при котором измеренная величина $F(r, \omega)$ равна соответствующей компоненте (или комбинации компонент) поля однородного полупространства, однозначно зависящей от $(kr)_{одн}$. При этом используется разработанная нами программа 5-точечной интерполяции по Лагранжу. Для сравнения на рис.1 приведены результаты интерпретации для нового варианта зондирования с измерением $|h_{z_0}/h_{zm}|$ (сплошные кривые) и для стандартного варианта зондирования с измерением отношения $(|h_z/h_r|)_m$ в поле ВМД (пунктир). Показаны возможности частотного и изопараметрического зондирования. Видно, что частотные кривые $\rho_{ef}(|h_{z_0}/h_{zm}|)$ лучше разрешимы по сравнению с $\rho_{ef}(|h_z/h_r|)_m$, прекрасно фиксируют наличие контрастного проводника в разрезе (а), и хорошо виден тип разреза, тогда как по $\rho_{ef}(|h_z/h_r|)_m$ определить его трудно. В изопараметрическом варианте зондирования (б) информативность зондирования примерно одинакова, хотя проводник всё-таки более контрастно выделяется при комплексировании. Чётко видно, что при измерении отношения $|h_{z_0}/h_{zm}|$ для выявления погружённого проводника нужны разносы примерно вдвое меньшие, чем при измерении $(|h_z/h_r|)_m$, либо частоты,

соответственно, в 4 раза более высокие, что является принципиальным преимуществом предлагаемого типа зондирований, т.к. с увеличением разноса значительно уменьшаются величины измеряемых компонент поля, а измерения при очень низких частотах обычно осложнены помехами и трудно осуществимы. Использование новых информационных параметров обеспечивает более высокую разрешающую способность и позволяет выявлять глубинные объекты при меньших разносах и более высоких частотах, когда измеряемый сигнал не слишком мал и превышает порог чувствительности аппаратуры.

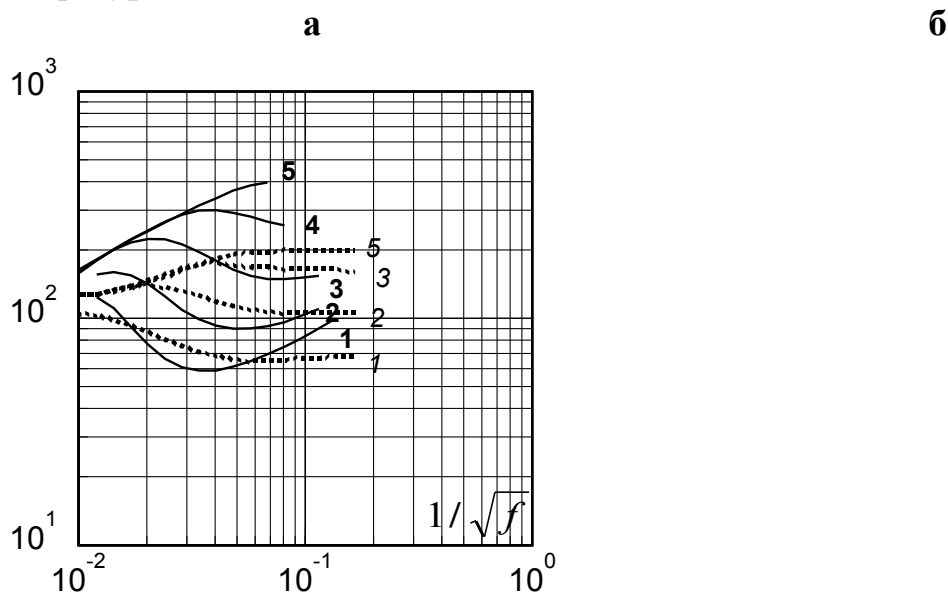


Рис.1. Изменение ρ_{ef} при изменении глубины залегания электропроводного слоя **а**-частотное зондирование, $r=200\text{м}$; **б**-изопараметрическое зондирование, $\sqrt{f} r = 4000$.

ρ , Ом·м	50	1000	20	1000	1- $h_2=50$; 2- $h_2=100$; 3- $h_2=200$; 4- $h_2=400$; 5- $h_2=800$.
h , м	20	Var	50	∞	

Возможности получения более полной информации о параметрах структуры и, главное, возможность привязки изменяющегося с изменением частоты или разноса удельного сопротивления к глубине изучались на основе анализа изменений амплитуды и фазы информационного параметра G , имеющего простое аналитическое выражение для однородного полупространства /1/:

$$G = (3e_{\phi m} - h_{zm})/2 = (3h_{z3} - h_{zm})/2 = \text{Re}G + i\text{Im}G = |G|e^{i\phi} = (1 + \chi r)e^{-\chi r}, \quad (2)$$

где $\chi r = (\chi r)_{ef} = \sqrt{i\omega \mu / \rho_{ef}}$ - волновой параметр эквивалентного при данной частоте и разносе однородного полупространства. Величина ρ_{ef} по $|G|$ определялась по описанной выше схеме.

Для подбора волнового параметра

$$q = q_{re} + iq_{im} = |q|e^{i\alpha}, \quad (3)$$

такого, чтобы выполнялось соотношение (2) для ReG и ImG, разработана программа на основе метода итераций. Как и следовало ожидать, для однородного полупространства имеем $\alpha = \pi/4$, $|q| = |\chi r|_{ef}$; для структуры с проводником в основании $\alpha < \pi/4$, а для структуры с высокоомным основанием имеем $\alpha > \pi/4$. Для "привязки" получаемой величины ρ_{ef} к глубине следует перейти от модели эквивалентного однородного полупространства к модели эквивалентной 2^x-слойной среды и определить её характерные параметры ρ_1, h_1, ρ_2 . Казалось бы, для определения трёх параметров необходимо иметь 3 независимых измерения, а не 2 (амплитуда и фаза). Для разрешения проблемы мы воспользовались давно высказанной идеей [4], что в довольно широком диапазоне частот удовлетворительно работает соотношение

$$\chi_k = \chi_1 / \frac{CTH}{TH} \left[\chi_1 h_1 + \ar \frac{CTH}{TH} \sqrt{(\rho_2 / \rho_1)} \right], \quad (4)$$

из которого, как и в МТЗ, следует соотношение

$$\rho_k = \rho_1 * \text{th}^2 \left[\chi_1 h_1 + \text{arth} \sqrt{(\rho_2 / \rho_1)} \right] = \rho_1 * \text{cth}^2 \left[\chi_1 h_1 + \text{arch} \sqrt{(\rho_2 / \rho_1)} \right] \quad (5)$$

В предположении, что мы не имеем сведений о параметрах структуры, мы приняли за удельное сопротивление ρ_1 величину ρ_{ef} , определяемую по (1). Величину $\frac{CTH}{TH} (\dots)$ определяли как отношение

$$ZZ = \frac{CTH}{TH} (\dots) = |q| / (\chi r)_{ef} e^{i(\alpha - \pi/4)}, \quad (6)$$

принимая получающееся значение за $\text{th}(\dots)$, если $|ZZ| > 1$ и за $\text{cth}(\dots)$, если $|ZZ| < 1$. Далее, используя соотношение

$$T = \chi_1 h_1 + \ar \frac{CTH}{TH} \sqrt{\rho_2 / \rho_1} = \begin{cases} 1/2 \log((1+ZZ)/(ZZ-1)) & \text{при } |ZZ| < 1 \\ 1/2 \log((1+ZZ)/(1-ZZ)) & \text{при } |ZZ| > 1 \end{cases} \quad (7)$$

получали комплексную величину, в которой мнимая часть определяет (при известном ρ_{1ef} по (1)) величину

$$h_{1ef} = |\text{Im} T| \sqrt{2} r / |(\chi r)_{ef}| \delta \quad ; 1)$$

удельное сопротивление определяется из

$$\rho_2 / \rho_1 = \begin{cases} \text{th}^2(\text{Re} T - \text{Im} T) & \text{при } \alpha < \pi/4 \\ \text{cth}^2(\text{Re} T + \text{Im} T) & \text{при } \alpha > \pi/4 \end{cases} \quad (9)$$

Расчёты изменения удельного сопротивления с глубиной для различного типа структур с использованием (1) и (9) показали удовлетворительное согласие с моделью, а определение глубины по (8) плохо соответствовало истинной глубине. В результате численных экспериментов мы выбрали в качестве глубины, к которой следует отнести найденную величину ρ_{2k} , параметр

$$h_{1k} = \sqrt{2 h_{1ef} \delta}, \quad \delta = r \sqrt{2} / |(\chi r)_{ef}| \quad . \quad (11)$$

На рис.2 показана зависимость ρ_{ef} и ρ_{2k} от величины H_{1k} . Видно, что положение максимумов и минимумов примерно соответствует глубине центров залегания соответственно высокоомного и низкоомного слоёв, что подтверждает логичность предложенного нами по (11) способа привязки

интерпретационных значений удельного электросопротивления к глубине. Видно, что интерпретация с использованием представления об "эквивалентной" 2^x -слоистой структуре (б) позволяет более контрастно выделять её особенности. Отметим, что асимптоты кривых ρ_{ef} и ρ_{2k} выходят на $\rho = 1000$, соответствующее удельному сопротивлению основания.

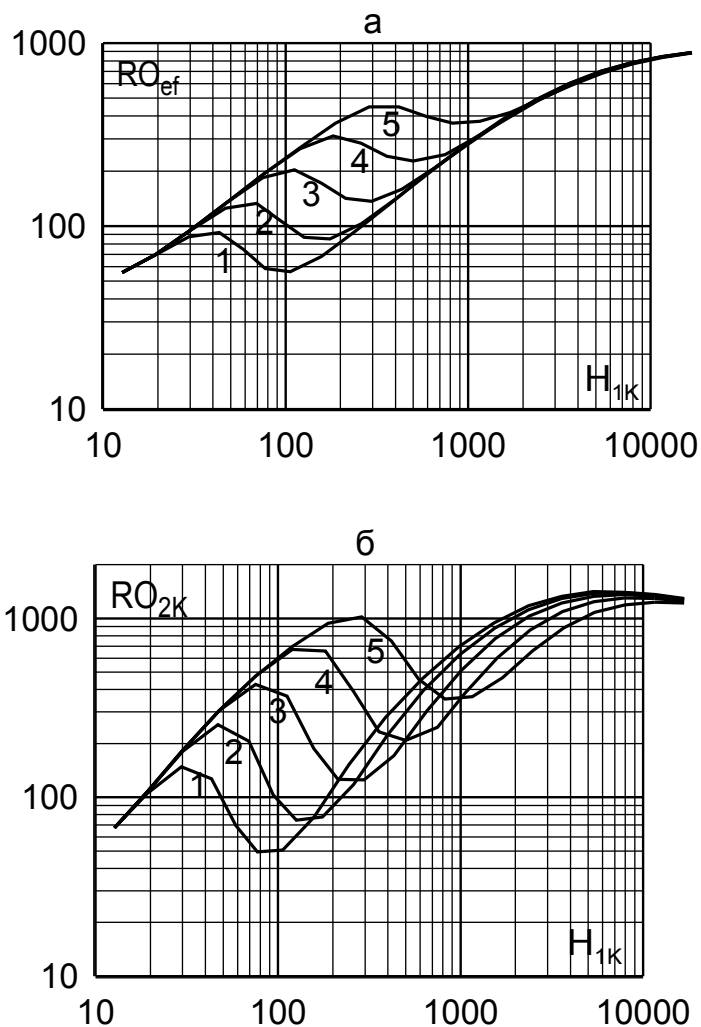


Рис. 2.
Зависимость ρ от кажущейся глубины залегания основания эквивалентной 2^x -слоистой структуры; параметры модели как на рис.1; изопараметрический вариант зондирования при $\sqrt{f} r = 4000$
а- $\rho_{ef}(H_{1k})$; б- $\rho_{2k}(H_{1k})$

В докладе будут представлены результаты интерпретации по предложенной методике для различного типа структур.

Литература

1. Журавлёва Р.Б. О повышении информативности величины эффективного сопротивления при зондированиях с контролируемым источником //Теория и практика геоэлектрических исследований. Екатеринбург: УрО РАН,2000, с.182-188.
2. Журавлёва Р.Б., Миронов Д.Г. Новый вариант зондирований с комплексированием измерений при магнитном и электрическом возбуждении поля //Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. Пермь: УрО РАН,2005, с. 86-88.

3. *Титлинов В.С., Журавлёва Р.Б.* Система комплексных электромагнитных зондирований с управляемым источником поля и её применение//Российский геофизический журнал,1998, N11-12, с.50-54.
4. *Козулин Ю.Н.* К теории частотного электромагнитного зондирования многослойных структур. //Известия АН СССР, сер. геофиз., М.,1960,вып.8.

ВОЗМОЖНОСТИ МОДЕЛИРОВАНИЯ ПО ГРАВИМАГНИТНЫМ И СЕЙСМИЧЕСКИМ ДАННЫМ В КОМПЬЮТЕРНОЙ ТЕХНОЛОГИИ «КОСКАД 3D»

С.В. Зиновкин

РГГРУ

В статье приводится описание методов, алгоритмов и результатов обработки данных глубинной сейсморазведки (ОГТ), гравитационных и магнитных наблюдений по участку регионального профиля 2-ДВ (с 300-го по 800-ый км) с использованием компьютерной технологии статистического и спектрально-корреляционного анализа геоданных «КОСКАД 3D».

Наиболее информативным геофизическим методом, лежащим в основе проводимых исследований литосферы, является глубинная сейсморазведка различных модификаций. К сожалению, проведение глубинных сейсмических исследований подобного характера встречает ряд трудностей, связанных с отсутствием достаточного опыта решения такого рода уникальных задач, как в России, так и за рубежом.

Очевидно, что для получения наиболее информативных и качественных конечных результатов интерпретации, необходим интегрированный подход, который сводится к совместному использованию не только широко известных способов обработки и интерпретации данных сейсморазведки, но и новых, современных и нестандартных подходов. К их числу можно отнести методы вероятностно-статистического анализа геофизической информации, хорошо зарекомендовавшие себя при интерпретации данных рудной геофизики, а также в процессе обработки и интерпретации данных потенциальных полей.

Кроме этого, в условиях, когда отсутствует практически любая достоверная информация о строении земной коры на глубинах более 7 км, особую роль при интерпретации данных глубинной сейсморазведки, играет информация, которая может быть получена в результате интерпретации данных гравиразведки.

•Обработка данных глубинной сейсморазведки. Опыт обработки и интерпретации достаточно представительного материала данных глубинной сейсморазведки, включающего региональные профили Урал-Сейс, 1-ЕВ, 4-В и ряда профилей в Архангельской области, позволил выработать оптимальный граф обработки полей сейсмических параметров применительно к данным глубинной сейсморазведки в рамках компьютерной технологии «КОСКАД 3D»

[2]. Данный граф обработки включает три основных этапа.

1. Оценка статистических, корреляционных и градиентных характеристик данных глубинной сейсморазведки. Анализ корреляционных, статистических и градиентных характеристик обеспечивает получение дополнительной информации об особенностях распределения этих характеристик в сейсмическом разрезе, что позволяет более точно оценивать глубину залегания контактных поверхностей и положение тектонических блоков.

2. Использование методов адаптивной (одномерной, двумерной) фильтрации и межтрассовой корреляции. Применение этих методов позволяет более эффективно решать задачи исключения высокочастотных помех и оконтуривания областей повышенных энергий в условиях сильной нестационарности исходных данных, обеспечивая выделение слабоконтрастных геологических объектов в полях сейсмических параметров.

3. Классификация глубинного разреза по сейсмическим атрибутам рассчитанным с использованием технологии «КОСКАД 3D».

•Обработка данных гравии-магнитометрии. Обработка гравиметрических и магнитометрических наблюдений включала предварительную фильтрацию наблюдаемых полей dG , dT с целью исключения высокочастотной помехи, построение трехмерных моделей относительного распределения гравитационных и магнитных масс и расчета градиентных характеристик построенных моделей.

Построение трехмерной модели относительного распределения аномалиеобразующих масс осуществлялось с помощью нового алгоритма, включенного в компьютерную технологию «КОСКАД 3D». В основе алгоритма лежит нетрадиционный подход к решению подобного рода задач, базирующийся на построении полосового фильтра в окне «живой» формы. Применение такого фильтра позволяет корректно осуществлять полосовую фильтрацию в условиях нестационарности анализируемого поля. Полученный для определенного диапазона частот результат фильтрации отражает распределение и интенсивность источников на определенных глубинах. Проведение такой фильтрации с последовательным уменьшением значений граничных частот позволяет получить относительное распределение гравитационных и магнитных масс по глубине.

Еще в 60-годы, были предложены методы для решения обратных задач гравиметрии, которые базировались на методах спектрально-корреляционного анализа и линейной оптимальной фильтрации (метод Андреева Б.Л.). К сожалению это направление не получило полноценного дальнейшего развития и, более менее, удовлетворительные результаты были получены лишь для двумерных моделей. Поэтому вполне логичным было продолжить исследования в данном направлении в рамках компьютерной технологии статистического и спектрально-корреляционного анализа данных «КОСКАД 3D». В результате был разработан алгоритм, базирующийся на методах адаптивной фильтрации, позволяющий получать достаточно эффективные

решения, при построении гравитационных и магнитных моделей. Суть данного алгоритма сводится к выполнению следующих процедур:

1. Осуществляется последовательная двумерная адаптивная фильтрация поля в окне «живой» формы при размерах базового окна 3x3, 5x5, 7x7 и так далее до тех пор, пока размеры она не будут превышать величины $0.3 * L$, где L – максимальные размеры анализируемой площади (ширина или высота анализируемой площади).

2. На выходе, после каждой из фильтраций получаются соответствующие результаты. При этом отличие между ними будет заключаться в следующем: чем больше ширина базового окна, тем меньше доля высоких частот будет содержаться на выходе фильтра. Таким образом, если из результатов фильтрации в окне 3x3, вычесть результат фильтрации в окне 5x5, то разность будет характеризовать интервал частот $\Delta \omega_{3,5} = \omega_3 - \omega_5$.

3. Известно, что чем больше глубина залегания аномалиеобразующего объекта, тем меньше частота, которая ему соответствует в спектре исходного поля. То есть каждому интервалу частот, можно поставить в соответствии определенный интервал глубин. Кроме этого глубина h связана с шириной базового окна фильтрации m соотношением $h=0.333m$. Поэтому, если полученное разностное поле отнести к соответствующей глубине, то вполне правомерным выглядит получаемое распределение источников гравитационного поля.

Расчет градиента характеристик для трехмерной модели осуществлялся с использованием процедуры «Градиентные характеристики геополей» [1]. Анализ градиента по глубине позволяет подчеркнуть горизонтальные границы изменения плотности.

● **Результаты обработки.** Исходный материал для проведения совместного анализа результатов обработки глубинной сейсмической информации и данных гравимагнитометрии включал: фрагмент регионального профиля 2ДВ (интервал 300 – 800 км), гравитационное dG и магнитное dT поле в пределах глубинного сейсмического профиля 2ДВ, изображенного точками (от 0-го км до 800-го км) (рис. 1, 2).

■ Анализ результатов обработки сейсмической информации и данных гравиметрии и магнитометрии позволяет говорить о наличии достаточно сильной корреляции между структурными элементами, выделяемыми в полях сейсмических параметров и основными блокам гравиметрической и магнитной модели, полученными с помощью технологии «КОСКАД 3D». Это, прежде всего, касается крупных блочных структур, выделяемых в полях сейсмических параметров и присутствующих в гравитационной модели. Отчетливо прослеживаются вертикальные границы между блоками, как в полях сейсмических параметров, так и гравитационной модели в районе 320, 370, 430, 470, 520, 590 и 690 км регионального профиля 2ДВ.

■ Интерес представляет интервал от 500 до 600 км регионального профиля 2ДВ. Здесь по данным сейсморазведки практически не прослеживается граница Махоровича. В то же время в построенной гравитационной модели, а еще лучше в поле градиента по гравитационной модели можно проследить наличие таковой.

■ Очевидным представляется наличие мощных тектонических дислокаций, как по данным обработки сейсморазведки, так и по гравитационной модели в районе 730 км регионального профиля (что, кстати, четко проявляется в характере магнитного поля в данном районе).

■ Анализ построенной гравитационной модели подтверждает наличие крупных пологозалегающих структурных элементов земной коры в районе 460 - 510 км и 600 – 680 на глубинах до 20 км.

■ Интересен участок профиля в интервале от 360 до 400 км. Здесь в полях сейсмических параметров и в поле градиента гравитационной модели четко выделяется мощная антиклинальная структура. В то же время в гравитационной модели на этих же глубинах прослеживается крупная область разуплотнения земной коры. Это может быть объяснено, если предположить наличие в данном районе высокой тектонической активности в определенное геологическое время. При этом характер гравитационной модели и вид полей сейсмических параметров, изображенных на рисунках 2 - 6 позволяет говорить о достаточно продолжительном временном интервале этой активности.

■ Совместный анализ результатов обработки данных глубинной сейсморазведки и гравиметрической позволяет объяснить отсутствие резкой отражающей границы на сейсмическом профиле, соответствующей границе Махоровича в интервале от 510 км до 600 км. Характер поля градиента плотностного разреза по глубине на этом интервале свидетельствует о наличии большого количество горизонтальных плотностных границ на глубинах от 10 до 40 км. Такой характер плотностного разреза может объяснить сильное затухание энергии волнового поля на данном участке профиля, что делает невозможным трассирование поверхности Махоровича по данным сейсморазведки.

■ Приведенные выше выводы относительно совместного анализа результатов обработки сейсмической и гравиметрической информации в рамках компьютерной технологии «КОСКАД 3D» нельзя считать абсолютными и полностью достоверными. Но совершенно очевидно, что предложенный подход, базирующийся на новых алгоритмах обработки и интерпретации, как данных глубинной сейсморазведки, так гравиметрических наблюдений позволяет получить дополнительную объективную информацию о глубинном строении земной коры.

Необходимо отметить, что использование современных методов вероятностно-статистического подхода, является лишь естественным

дополнением широкого спектра способов обработки и интерпретации данных сейсморазведки, позволяющее в определенной степени повысить эффективность и информативность сейсморазведочного метода в целом.

Список литературы

1. Петров А.В. Руководство пользователя системой КОСКАД-3D. 2001г.
2. Петров А.В., Берзин Р.Г., Сулейманов А.К., Ермолаева Г.М., Солоха Е.В. Использование компьютерной технологии "КОСКАД-ГЕОТРАВЕРС" для обработки геофизических материалов СГ-ОГТ. Глубинное строение и геодинамика южного Урала (проект Уралсейс). Тверь, 2001.

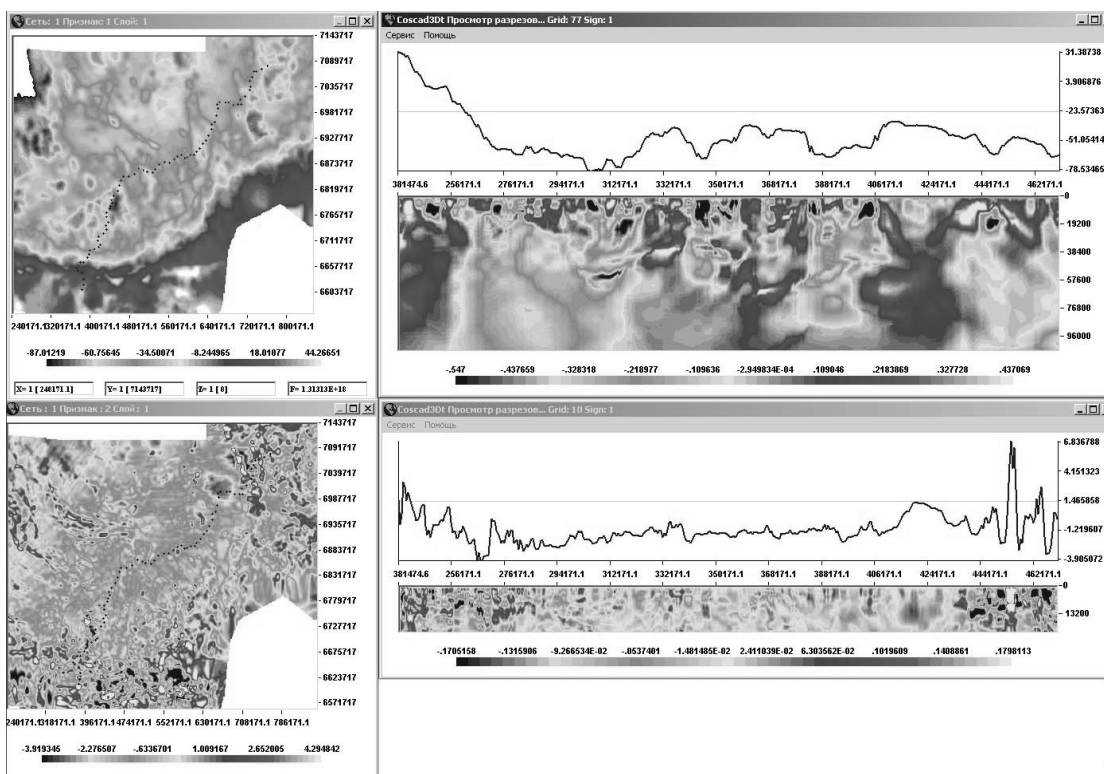


Рис. 1. Гравитационное поле (слева вверху) dG , магнитное поле dT (слева снизу), относительное распределение гравитационных масс до глубины 90 км вдоль профиля 2ДВ (0-800 км) (справа вверху), относительное распределение магнитных масс до глубины 19 км вдоль профиля 2ДВ (0-800 км) (справа внизу).

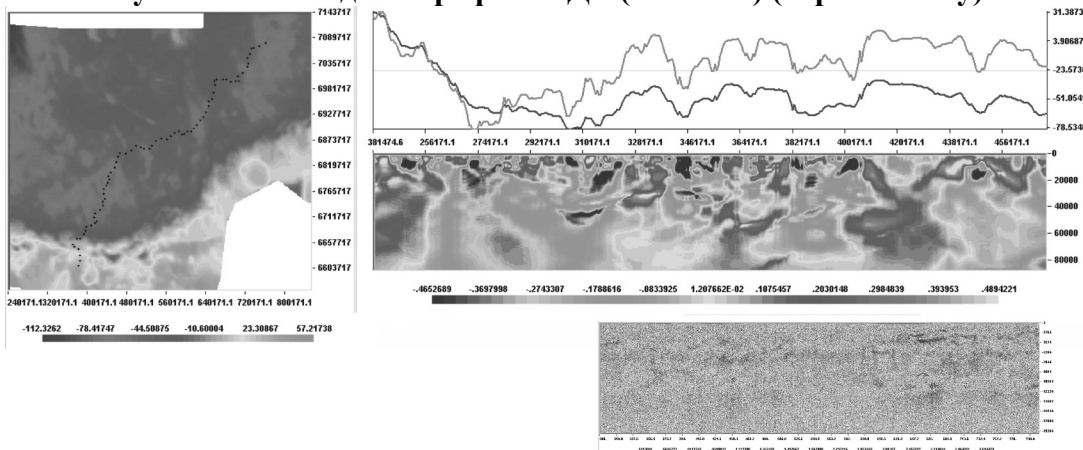


Рис. 2. Гравитационное поле (слева вверху) dG , относительное распределение гравитационных масс до глубины 90 км вдоль профиля 2ДВ (0-800 км) (справа вверху), фрагмент профиля 2ДВ (300-800 км), график гравитационного поля вдоль профиля 2ДВ (синий цвет) (0-800 км), график решения прямой задачи от гравитационной модели профиля 2ДВ (зеленый цвет) (0-800 км).

ТЕПЛОВАЯ ИНФРАКРАСНАЯ АЭРОСЪЕМКА ПРИ ЭКОЛОГИЧЕСКОМ И ТЕХНОЛОГИЧЕСКОМ МОНИТОРИНГЕ ГОРОДСКИХ АГЛОМЕРАЦИЙ

М.А. Иванова

ЗАО ГНПП «Аэрогеофизика», Москва.

Тепловая инфракрасная аэросъемка (ТИКАС) играет важную роль при изучении геологического строения и экологического состояния исследуемых территорий, а также для решения широкого круга прикладных задач городского коммунального хозяйства. Тепловая съемка – фактически единственный оперативный метод дистанционной диагностики подземных тепловых сетей.

Применение материалов тепловизионной аэросъемки позволяет городским организациям более эффективно решать широкий круг задач городского коммунального хозяйства. Так, например, при выполнении работ по устранению утечек на теплотрассах, применение материалов ТИКАС позволяет значительно сократить время поиска места утечки, сократить объемы земляных работ и работ по разборке и восстановлению асфальтового покрытия.

Тепловая инфракрасная съемка может выполняться в наземном варианте и с борта летательного аппарата. Преимуществом аэросъемки являются высокая оперативность и производительность, так как она за сравнительно короткое время позволяет обследовать большие площади. Основные особенности тепловой съемки:

- при тепловой съемке регистрируется ИК-излучение непосредственно земной поверхности или объектов вблизи нее;

- по характеру приема лучистой энергии метод является интегральным, т.е. регистрируется суммарный поток ИК излучения во всем рабочем диапазоне частот;

- по характеру взаимодействия с изучаемыми объектами метод является пассивным, т.е. воздействия на объекты не происходит;

- по характеру сбора полезной информации в пространстве ТИКАС основана на обзоре двумерного поля излучения: обзор пространства осуществляется поэлементно путем сканирования перпендикулярно линии полета, вдоль линии полета изображение формируется за счет перемещения летательного аппарата.

Тепловое поле отличается ультрадинамичностью, на характер его формирования оказывают влияние многочисленные техногенные и природные факторы – метеорологическая обстановка, свойства и состояние (степень обводненности, вещественный состав, характер и степень загрязнения и т.п.) подстилающей поверхности.

Тепловая съемка может успешно применяться для решения следующих задач:

- диагностика подземных и наземных водонесущих коммуникаций, в том числе подземных тепловых сетей;
- обнаружение сбросов промышленных и коммунальных вод в реки и водоемы;
- утечки из газо- и нефтепроводов и т.д.

Круг объектов дистанционного теплового мониторинга достаточно многообразен. В него входят объекты, различающиеся по своей физической сущности, положению в пространстве, связи с антропогенной деятельностью и другим свойствам.

Методика тепловой инфракрасной состоит из следующих этапов:

1. Подготовительные работы. Проведение контрольно-настроечных операций, установка аппаратного комплекса на борту летательного аппарата и визуальное обследование объектов или площадей съемки (облет аппаратуры).

2. Аэросъемочные работы. Тепловая инфракрасная аэросъемка производится с борта летательного аппарата по системе прямолинейных маршрутов на малых высотах (от 100 м). Оптимальная высота съемки продуктопроводов, железных и шоссейных дорог, рек и водоемов - 150 –250 м, так как выявляемые аномалии, как правило, имеют небольшие радиационные контрасты и размеры. При выявлении зон подтопления, утечек из оросительных систем, очагов скрытого возгорания, разливов нефтепродуктов на водной поверхности необходим большой уровень генерализации, поэтому высота съемки при этом может достигать до 500 – 1000 м.

3. Первичная обработка материалов аэросъемки выполняется сразу после выполнения съемочных работ с использованием специальных программ. В процессе первичной обработки цифровых материалов ТИКАС должны производиться следующие операции:

- распаковка файлов помаршрутных тепловых изображений;
- уравнивание сканов;
- яркостная коррекция по скану;
- распаковка данных крена и тангажа летательного аппарата;
- устранение "разбежки" сканов;
- исправление креновых и тангажных искажений изображений;
- приведение группы маршрутов к единому уровню теплового поля;
- создание и коррекция файлов проектов;

- разрезка файлов проектов на фрагменты для конкретных потребителей;
- Запись файлов проектов на CD (DVD) диски для потребителей и заказчика;
- разметка и экспорт фрагментов изображений, их конвертация в графический формат BMP;
- создание отчетных проектов.

Скорректированные файлы изображений записываются на CD (DVD) диски в форматах *.GRD/*.GRH

4. Дешифрирование и интерпретация материалов. Дешифрирование выполняется в следующей последовательности:

- привязка изображения с использованием данных высотомера и топоосновы;
- распознавание объектов, имеющих отражение в тепловом поле;
- обнаружение и распознавание контролируемых объектов (рис.1, 2).

В процессе интерпретации должно быть оценено состояние контролируемых объектов.

5. Ортотрансформация (масштабирование) тепловых изображений заключается в преобразовании тепловых изображений в соответствии с топоосновой требуемого масштаба и состоит из следующих процедур:

- уравнивание соседних маршрутов по яркости и контрастности;
- выбор точек для последующих процедур подшивки или измерения координат;
- преобразования системы координат и масштаба;
- подшивка с использованием выбранных точек;
- криволинейная разрезка в зоне сшивки привязанных помаршрутных изображений;
- разрезка карты теплового поля по листам в определенной системе координат.
- контроль качества выполнения масштабирования тепловых изображений.

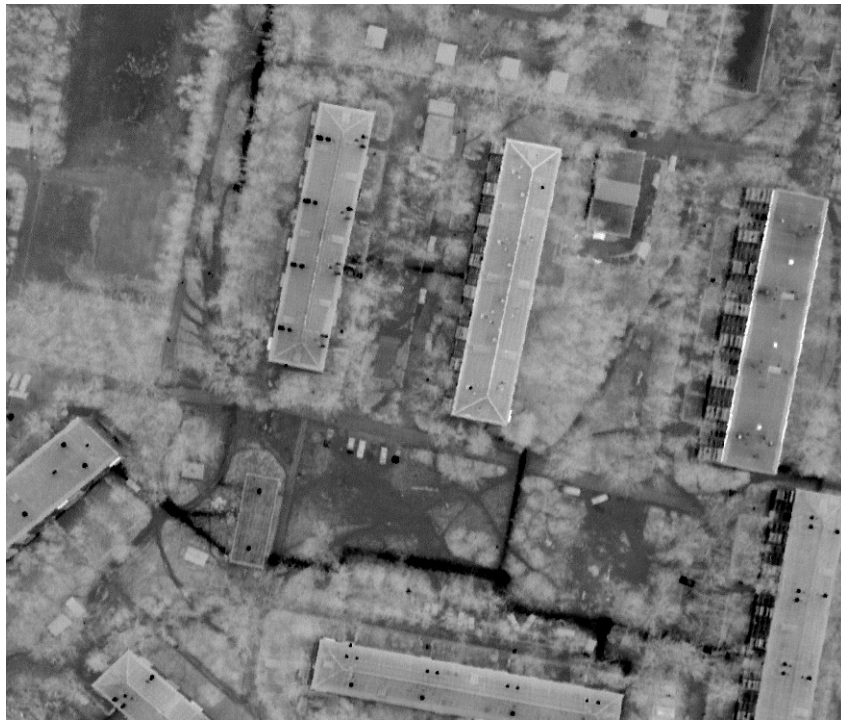


Рис.1. Получаемые тепловые инфракрасные изображения содержат информацию об элементах городской инфраструктуры и о подземных тепловых сетях

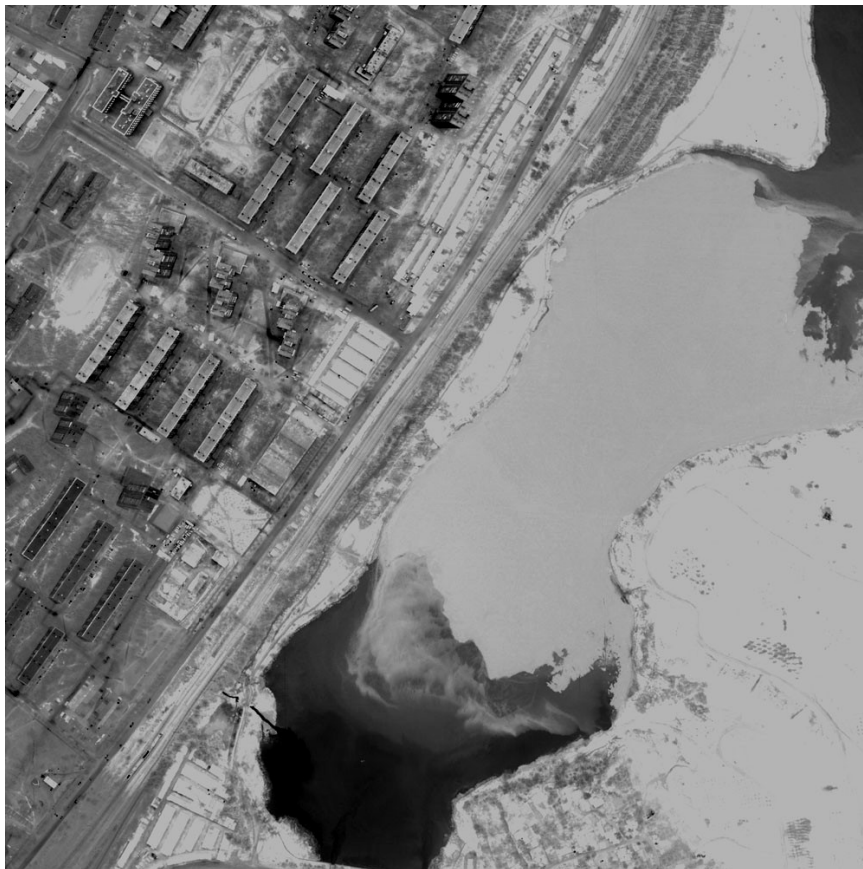


Рис.2. Выявление сбросов в реки и водоемы

б. Подготовка отчетных материалов включает запись на носители файлов изображений и подготовку ГИС-проекта исследуемой территории.

Проведение данных работ осуществляется с целью экологического районирования территории городов, промышленных и пригородных зон, установления границ уровней загрязнения, а также выявления устойчивых комбинаций элементов-загрязнителей, характерных для различных типов промышленных производств. Тепловая съемка позволяет оценить состояние подземных тепловых сетей, выявлять несанкционированные сбросы в реки и водоемы, обнаруживать на ранних стадиях развитие пожароопасных ситуаций на территориях городских свалок, лесных массивов, торфяников. Полученные материалы могут служить основой формирования решений по управлению качеством жизни населения города, локализации наземных мониторинговых работ, проведения конкретных мероприятий по уменьшению техногенной нагрузки на экологию городских агломераций.

РЕЗУЛЬТАТЫ ПОСТРОЕНИЯ ОБЪЕМНОЙ ГЛУБИННОЙ МОДЕЛИ ПЕЧОРСКО-БАРЕНЦЕВОМОРСКОГО РЕГИОНА НА ОСНОВЕ ИНТЕГРИРОВАННОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГРАВИСЕЙСМИЧЕСКИХ ДАННЫХ

О.В. Калиниченко, С.В. Моисеев, Е.Н. Мотрюк, А.В. Мужикова

УГТУ, г. Ухта

Изучению глубинного строения Печорско-Баренцевоморского осадочного бассейна уделяется в современных исследованиях большое внимание, связанное, в том числе, с высокими оценками нефтегазового потенциала этого региона. Воссоздание достоверного тектонического строения бассейна позволит решить не только традиционные задачи (тектоническое районирование и т.д.), но и многие прикладные задачи, связанные в свою очередь с определением запасов углеводородного сырья.

Основной задачей исследований, описанных в данной работе, являлось составление структурно-плотностной модели строения территории Печорско-Баренцевоморского бассейна на основе результатов проведенного авторами грависейсмического моделирования. Поскольку строение данного региона наиболее полно изучено геолого-геофизическими методами и бурением для его южной части - территории Тимано-Печорской провинции и меньше для северной - Баренцевоморского бассейна, основные усилия были направлены на получение и анализ необходимой информации о глубинном строении Баренцевоморского региона. По данным В.В.Верба [1] представления о глубинном строении региона базируются на трех главных источниках

информации. Первую группу составляют результаты непосредственных сейсмических наблюдений, выполненных по методике КМПВ-ГСЗ в различных районах шельфа (И.В. Литвиненко, Ю.В. Тулина, Н.И. Павленкова, С.М. Зверев, Н.Р. Jackson и др.). Вторая группа данных о глубинной структуре региона представлена результатами гравиметрических и магнитометрических наблюдений, проведенных практически по всей площади изучаемого шельфа. Результаты этих наблюдений использованы рядом исследователей для модельных расчетов и построений с целью реконструкции положения отдельных слоев земной коры и коры в целом (В.Н. Шимараев, Г.И. Гапоненко, А.М. Малявин, В.Э. Волк, В.В. Вербa и др.). Третью группу данных составляют косвенные сведения, полученные на основе анализа различных геологических и геофизических параметров тектонических структур региона и сравнения его с другими тектоническими областями. Эти данные позволили дать приближенные оценки мощности коры в слабо изученных областях шельфа.

Несмотря на большой объем выполненных за последнее время геолого-геофизических работ, изученность региона остается неравномерной с присутствием так называемых "белых" пятен, затрудняющих региональные построения.

При составлении модели строения изучаемого региона в ходе проводимых исследований были применены разработанные ранее технологии и методики объемного структурно-плотностного моделирования и анализа сейсмогравиметрических данных [2, 3]. Все выполненные авторами исследования были проведены в несколько этапов, основные из которых:

1. Составление объемной структурно-плотностной модели среды в пределах рассматриваемого региона по предварительным геолого-геофизическим данным.

2. Вычисление гравитационного эффекта от составленной модели, проверка его на соответствие наблюдаемому полю с целью выбора дополнительных параметров для дальнейших расчетов.

3. Получение результирующей объемной модели среды, с заданной степенью точности соответствующей наблюдаемому гравитационному полю, на основе уникальных методов реконструкции геоплотностных моделей.

При выполнении вычислительных процедур последнего этапа был впервые применен программно-алгоритмический комплекс VIP [4], позволяющий, в том числе, более удобно оперировать результатами решения прямых и обратных задач гравиразведки с целью реконструкции и построения объемной геоплотностной модели геологической среды.

Построение объемной структурно-плотностной модели Печорско-Баренцевоморского бассейна, в ее предварительном - «пилотном» - варианте, уже было выполнено авторами в ходе предыдущих исследований [5]. При формировании этой модели были использованы двумерные геоплотностные разрезы, составленные по линиям десяти профилей, совмещенных с меридианами 36, 39, 42, 45, 48, 51, 54, 57, 60, 63 восточной долготы. Основой для построения геометрии модели и выбора плотностных характеристик тогда

послужили данные соответствующих карт С.П. Аглонова. Однако, полученная модель не явилась конечным результатом, показав необходимость дальнейшего ее уточнения и анализа [5].

Дальнейшее уточнение данных о строении региона заключалось в переходе от составленной двухслойной модели среды к трехслойному разрезу, в котором основными плотностными границами являются: кровля фундамента осадочного чехла (Ф), граница раздела гранитно-метаморфического и базальтового слоев (К) и поверхность Мохоровичича (М). Разделение модели на три основных слоя позволило не только уточнить составленную модель региона, но и сопоставить полученные данные с аналогичными результатами проведенных в разное время исследований других авторов, используя единое представление сложной градиентно-слоистой модели среды.

Для построения глубинной модели среды, состоящей из трех главных границ раздела, были использованы данные Богацкого Н.А., Хаина В.Е., Волка В.Э., Запорожцевой И.В., Шилова Л.П., Шипилова Э.В. и др. Основой для построения геометрии разреза послужили сейсмические данные, непрерывные для фундамента, и фрагментарные для границы К и поверхности М. Для начальной модели средние плотности пород основных слоев приняты: для фундамента - 2.75 г/см^3 , для базальтового слоя – 2.90 г/см^3 , и мантии - около 3.3 г/см^3 .

Поставленная задача исследований решалась двумя способами: двумерным грависейсмическим моделированием по каждому обозначенному профилю с помощью технологии GCIS и последующим построением объемной структурно-плотностной модели в пакете Surfer; построением трехмерной структурно-плотностной модели региона с помощью новой технологии VIP.

Результаты двумерного моделирования грависейсмических данных, представленные на примере профиля «36» (рис.1), показывают корректировку геоплотностной модели, выраженную в существенной дифференциации плотностных характеристик основных слоев, особенно нижней части консолидированной коры. Последнее косвенно подтверждает, что граница К является разделом верхней хрупко-жесткой и нижней, более подвижной и деформированной, псевдопластичной части коры [6]. Сравнение начальной и результирующей геоплотностных моделей представлено сопоставлением структурных карт по поверхности границы К (рис.2): а) составленной по независимым геолого-геофизическим данным (начальная модель) и б) полученной по результатам проведенных исследований. На рис.2а заштрихованные области соответствуют участкам отсутствия (двуслойная модель разреза) или фрагментарности данных о положении границы К.

Предварительные результаты трехмерного моделирования геоплотностной модели изучаемого региона выявили наличие невязки между гравитационными полями, рассчитанных вышеуказанными способами. Анализ построенной 3D – структурно-плотностной модели Печорско-Баренцевоморского региона может способствовать выявлению ряда особенностей его глубинного строения, оставшихся скрытыми при расчетах по отдельным профилям.

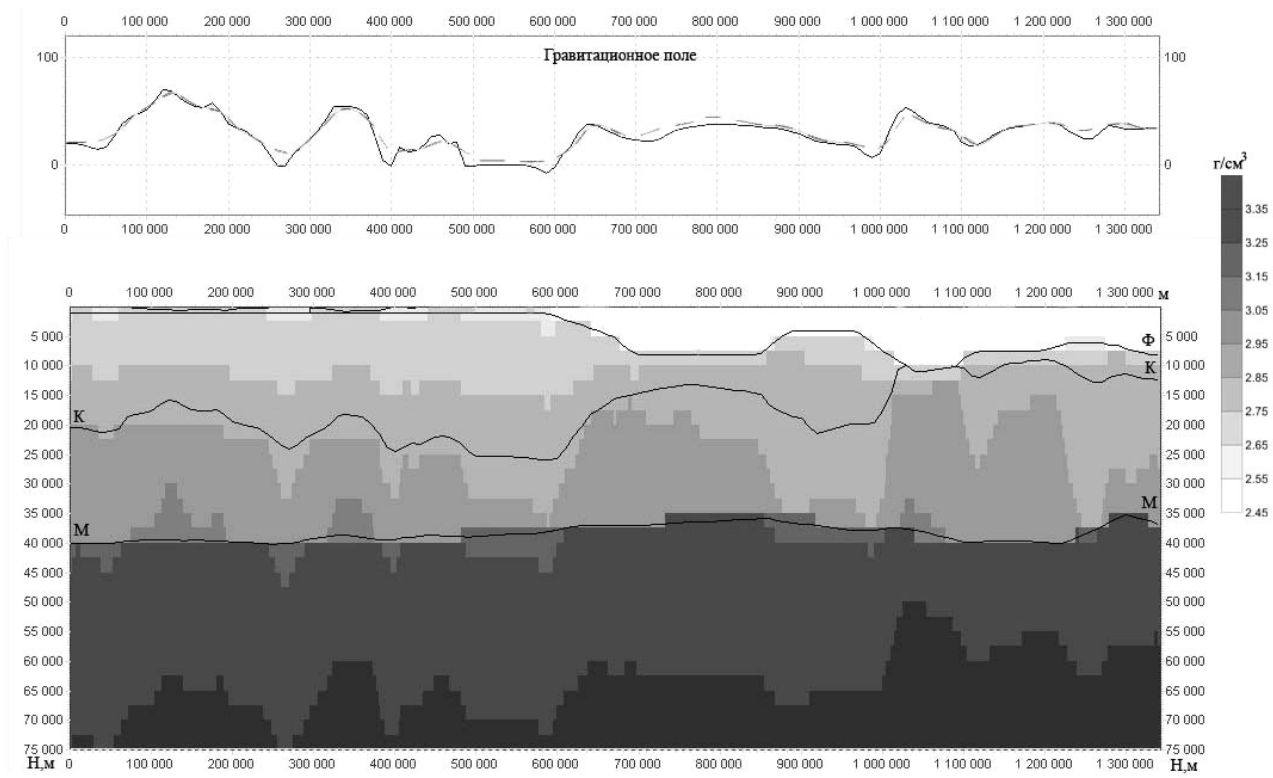


Рис. 1. Результат грависейсмического моделирования по профилю 36

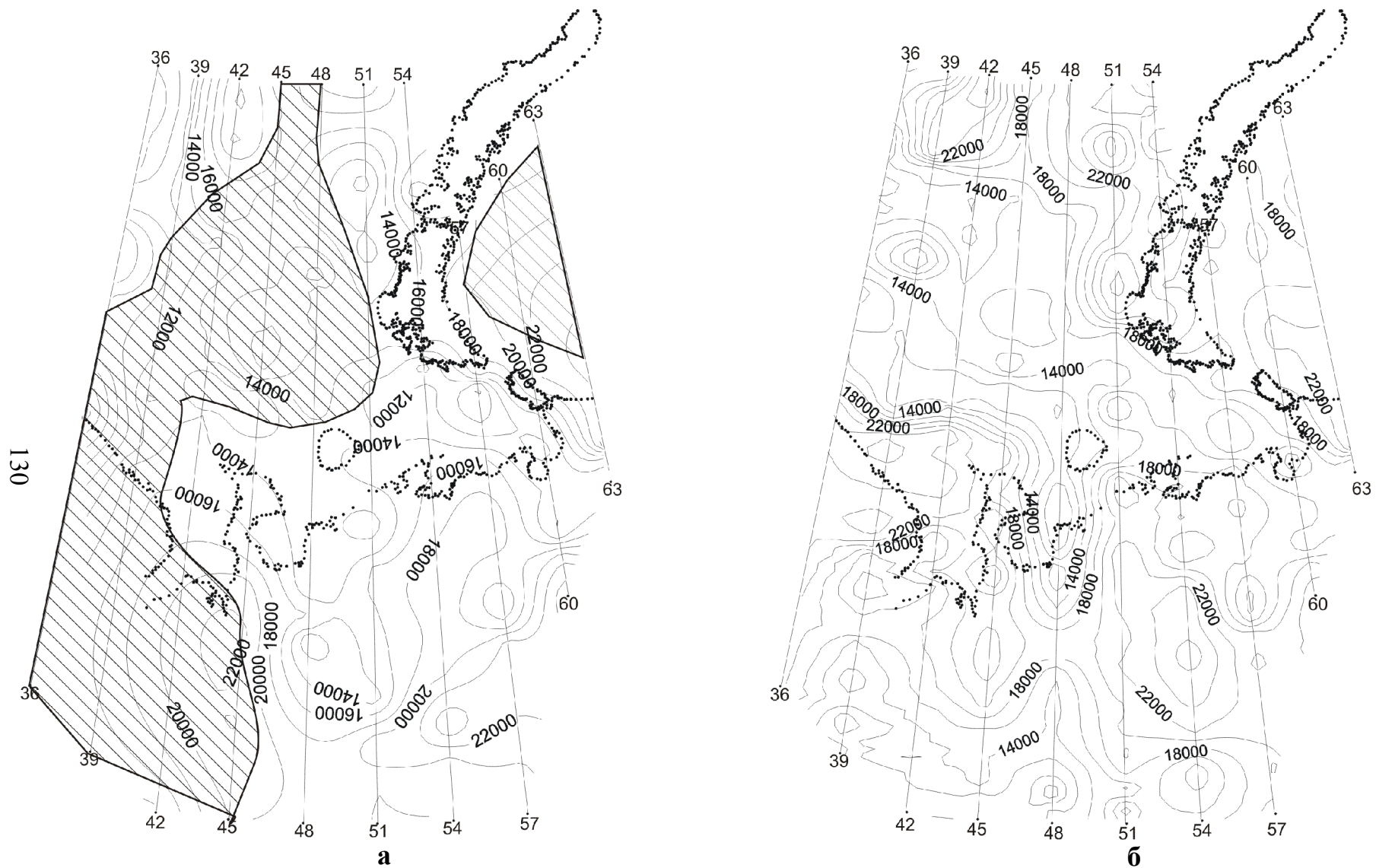


Рис. 2. Структурные карты по поверхности границы К: начальная (а) и результирующая (б)

Литература

1. Сейсмогеологическая модель литосферы Северной Европы: Баренц регион / Кол. авт. под ред. *Ф.П. Митрофанова, Н.В. Шарова*. – Апатиты: КНЦ РАН, 1998. – Ч.1 – 237 с.
2. *Мужикова А.В.* Методика и технология объемного структурно-плотностного моделирования среды по гравиметрическим данным и их использование при решении задач прогноза плотностных характеристик Тимано-Печорского и Баренцевоморского осадочных бассейнов: Дис... канд. техн.наук / А.В. Мужикова. – Ухта, 2004. – 134 с.
3. *Кобрунов А.И.* Геодинамические принципы постановки обратных задач гравиметрии// Геофизика №3, 2005. – С. 33- 45.
4. *Григорьев Д.В.* Программно-алгоритмическое и технологическое обеспечение реконструкции геоплотностных моделей на основе геодинамических принципов / Д.В. Григорьев, А.И. Кобрунов, С.А. Кобрунов // Материалы 32-й сессии Междунар. науч. сем. им. Д.Г. Успенского. – Пермь: ГИ УрО РАН, 2005. – С.68-70.
5. *Мотрюк Е.Н.* Принципы и результаты реконструкции плотностных моделей строения Баренцевоморского и Тимано-Печорского осадочных бассейнов / Е.Н. Мотрюк, А.В. Мужикова, О.В. Царук // там же. – С.197-200.
6. *Пискарев А.Л.* Строение земной коры Восточно-Баренцевского шельфа./ Пискарев А.Л., Сорока И.В., Чернышев М.Ю.// Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. –СПб.; ВНИИОкеангеология, 2002. Вып. 4.- С.55-66.

ПОСТРОЕНИЕ ИНТЕРПРЕТАЦИОННОЙ МОДЕЛИ ПРИ РЕШЕНИИ ОБРАТНОЙ ЗАДАЧИ ГРАВИМЕТРИИ С ПОМОЩЬЮ АЛГОРИТМА ОКРЕСТНОСТЕЙ

Т.Н. Кишман-Лаванова

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

В интерпретационном процессе методологически можно выделить два основных этапа: первичное изучение материалов, формирование модельных представлений о среде и количественный анализ данных наблюдения, собственно поиск решения задачи.

Современные математические методы геофизических исследований позволяют достаточно успешно решать вопросы, которые возникают на этапе поиска решения обратных задач. С помощью разработанных устойчивых регуляризирующих алгоритмов получают эквивалентные плотностные разрезы, которые соответствуют наблюдаемому полю с точностью, не превышающей погрешности наблюдений.

При решении обратных задач гравиметрии эффективными оказались методы подбора. Значительного внимания заслуживают градиентные методы минимизации невязок между наблюдаемым и теоретическим полями. Хорошо известно, что последние есть устойчивыми методами минимизации [4], однако точка минимума (искомый вектор параметров) зависит от модели начального приближения. Априорной информации о геологической среде не всегда оказывается достаточно, кроме того, каждый подход (метод) требует индивидуального задания модели начального приближения, поэтому вопрос построения последней остается открытым.

Таким образом, рассмотрим обратную задачу гравиметрии в классе трехмерных контактных поверхностей в ракурсе повышения надежности нахождения решения за счет правильного выбора начальной модели.

Раньше сообщалось о возможности применения диаграмм Вороного для аппроксимации параметрического пространства в обратных задачах сейсморазведки [5,6] и гравиметрии [3]. Было показано, что, аппроксимируя параметрическое пространство функцией невязки, определенной в каждой точке пространства, и используя особенности ячеек Вороного, можно получать множество приближенных решений обратной задачи. Подход предложенный M. Sambridge [5] можно подытожить в виде следующего алгоритма:

1. создать начальный ряд n_s моделей равномерно распределенных в параметрическом пространстве;
2. вычислить функцию невязки для созданного ряда n_s моделей и определить n_r моделей, которым соответствуют наименьшие невязки;
3. создать n_s новых моделей, выполняя равномерный случайный шаг в ячейке Вороного каждой из n_r выбранных моделей (то есть, n_s/n_r моделей в каждой ячейке);
4. перейти к п. 2.

В результате такого поиска получаем множество решений, которые удовлетворяют наблюдаемым данным с заданной точностью. В случаях простых геологических структур, которые можно описать одной контактной поверхностью, полученные решения мало отличаются между собой и не всегда целесообразно выполнять процедуру доопределения с помощью других методов. Для сложных геологических сред элементы множества приближенных решений выступают в качестве моделей начального приближения на этапе уточнения решения. При наличии априорной информации может быть найдено единственное решение.

В этом сообщении продемонстрируем, что для слоистой среды, которая аппроксимируется одной контактной поверхностью, алгоритм окрестностей может обеспечить решение сопоставимое решению, полученному методом скорейшего спуска.

Пусть в точках дневной поверхности задано поле аномалии силы тяжести. Система координат выбрана так, что ось аппликата направлена вертикально вниз, а координатная плоскость XOY совпадает с дневной поверхностью.

Зафиксированные по равномерной сетке точки аномального поля расположены в области D :

$$D: [-3 \leq \xi \leq 3; -3 \leq \eta \leq 3]. \quad (1)$$

Таким образом, имеем массив данных необходимый для решения обратной задачи:

$$n = 49; \Delta gn(x_i, y_i) = \Delta gn(i), \quad i = 1, 2, \dots, n \quad (2)$$

Для аппроксимации геологической среды используем подход, предложенный в работе [2]. Модель выберем в виде слоистой среды, шары которой разделены между собой одной контактной поверхностью. Плотность пород считается известной и постоянной в пределах отдельного слоя.

Контактная поверхность определяется положением горизонтальной плоскости $z = H_0$. В каждой точке поверхность отклоняется от этой плоскости на величину

$$Z = Z(\xi, \eta) = \sum_{j=1}^m \frac{Q1_j}{[1 + Q2_j(\xi - \xi_{oj})^2 + Q3_j(\eta - \eta_{oj})^2]^\alpha}. \quad (3)$$

Параметр α может принимать значения: $\alpha = \frac{1}{2}; 1; 2$ или другие числа.

Сама контактная поверхность определяется функцией

$$H(\xi, \eta) = H_0 - Z(\xi, \eta) \quad (4)$$

В процессе подбора определению подлежат группа геометрических параметров $(Q1; Q2; Q3)_j, j = 1, 2, \dots, m$, которые соответствуют точкам $(\xi_{oj}; \eta_{oj}), j = 1, 2, \dots, m$. Все остальные параметры задаются интерпретатором и не изменяются в процессе поиска решения. В качестве критерия приближения теоретического и наблюдаемого полей будем использовать функцию вида

$$F = \sum_{i=1}^n [\Delta gn(i) - \Delta gt(i, P)]^2, \quad \text{где } n - \text{количество фиксированных точек поля.}$$

Решим задачу с помощью алгоритма окрестностей.

Практика показывает [5], что значения параметров ns и nr достаточно брать такими: $ns = 20, nr = 2$. При больших значениях nr процесс выборки (в каждой итерации) охватывает больше ячеек, что оправдано его применением в природных ситуациях. Наоборот, для меньших значений этого параметра процесс поиска ограничивается несколькими ячейками, и выборка будет более локализованной. При увеличении ns и nr одновременно весь алгоритм будет иметь исследовательский характер и будет более устойчив как сэмплер*, но менее эффективен как оптимизирующий метод.

После выполнения 49 итераций получаем $nr=2$ моделей, которые в данном случае мало отличаются между собой, поэтому в качестве решения можем брать модель, которой соответствует минимальная невязка полей.

* сэмплер (от англ. sampler) – устройство или способ генерирования новых образцов.

Начальное значение функции цели $F_1 = 29,53 \text{ мгал}^2$ было минимизировано до $F_{49} = 0,76 \text{ мгал}^2$. Максимальное расхождение полей составляет $\Delta_{\max} = 0,286 \text{ мгал}$, среднее отклонение $\Delta_{\text{ср}} = 0,107 \text{ мгал}$. Рельеф найденной поверхности показан на рис.1.

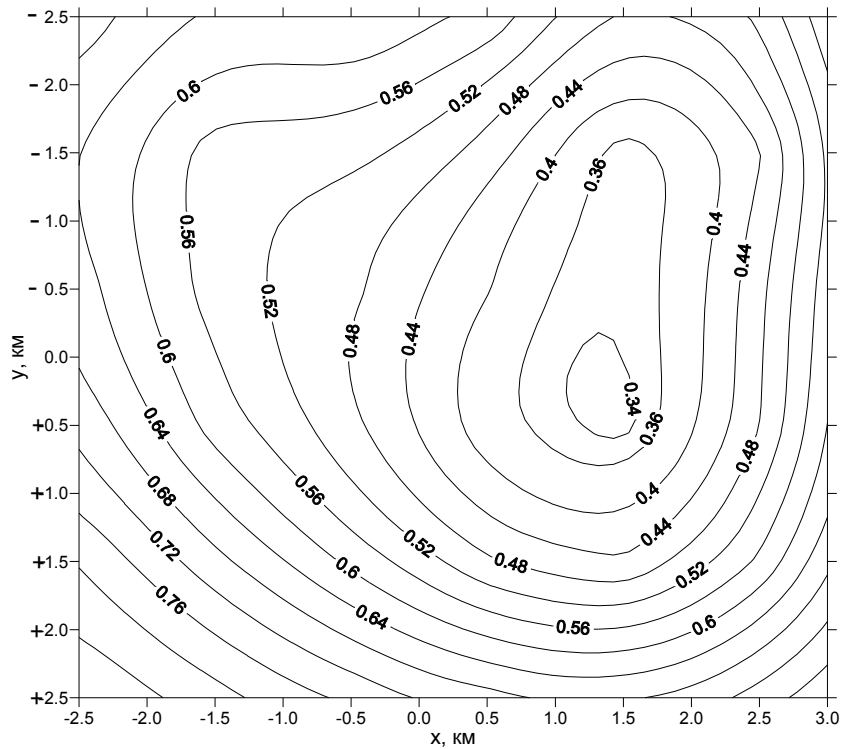


Рис.1. Решение обратной задачи, полученное при помощи алгоритма окрестностей.

Следует отметить, что наличие случайных погрешностей не влияет на результативность предложенного алгоритма, поскольку функция невязки в данном случае служит не критерием минимизации, а есть лишь способом сравнения моделей. Достаточно только относительного значения целевой функции, чтобы ответить на вопрос: „Которая из моделей лучше удовлетворяет наблюдаемым данным?“.

Найдем решение задачи градиентным методом скорейшего спуска [1]. После 60 итераций скорость убывания функции цели значительно уменьшилась, что свидетельствует о нецелесообразности продолжения процесса минимизации. Начальное значение целевой функции $F_1 = 32,83 \text{ мгал}^2$ уменьшилось до $F_{60} = 0,897 \text{ мгал}^2$. Максимальное расхождение полей составляет $\Delta_{\max} = 0,276 \text{ мгал}$, среднее отклонение $\Delta_{\text{ср}} = 0,110 \text{ мгал}$. Рельеф найденной поверхности показан на рис.2.

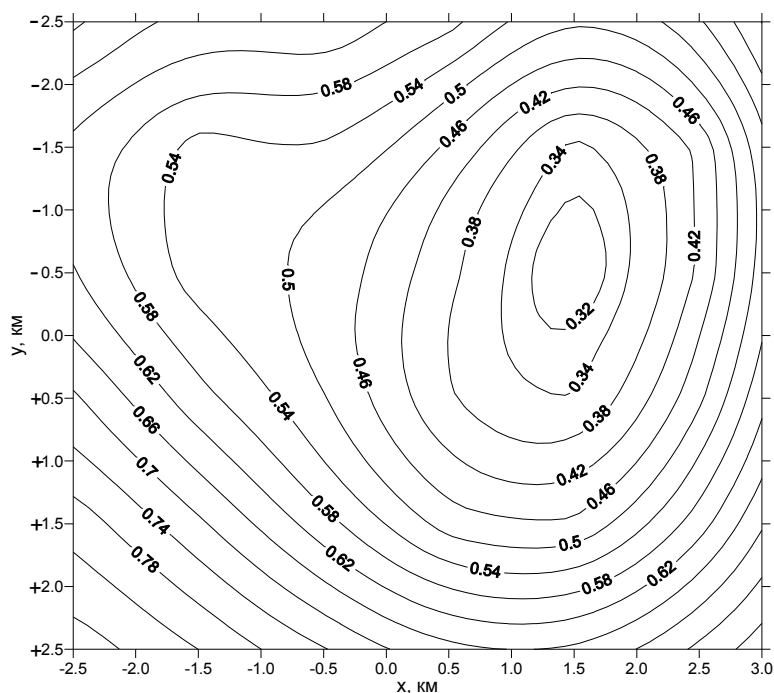


Рис.2. Решение обратной задачи, полученное градиентным методом скорейшего спуска.

Таким образом, можно подытожить, что алгоритм окрестностей может быть самостоятельным методом поиска решения нелинейной обратной задачи в условиях простых геологических структур. Для сложных геологических сред предложенный алгоритм может использоваться в качестве вспомогательного метода построения интерпретационной модели.

Литература

1. Булах Е.Г., Ржаницын В.А., Маркова М.Н. Применение метода минимизации для решения задач структурной геологии по данным гравиразведки. – Киев: Наукова думка, 1976. – 220 с.
2. Булах Е.Г., Маркова М.Н. Метод простого моделирования при решении задач гравиметрии в классе трехмерных контактных поверхностей // Геофиз. журн. – 2003. – 25, №1. – С. 92-100.
3. Кишман-Лаванова Т.Н. Метод окрестностей при решении обратных задач гравиметрии // Материалы Междунар. конф. «III научные чтения памяти Ю.П. Булашевича». – Екатеринбург: Институт геофизики УрО РАН, 2005. – С. 128-129.
4. Старостенко В.И., Оганесян С.М. Некорректно поставленные задачи по Адамару и их приближенное решение методом регуляризации по А.Н.Тихонову // Геофиз. журнал. – 2001. – 23, № 6. – С. 3-20.
5. Sambridge M. Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm – I. Searching a parameter space // Geophysical journal international. 1999. – v. 138. – № 2. – P. 479-494.
6. Sambridge M. Finding acceptable models in nonlinear inverse problems using a neighbourhood algorithm // Inverse Problems. 2001. – v 17. – P. 387–403.

О СОДЕРЖАТЕЛЬНЫХ И ЭФФЕКТИВНЫХ ИНТЕРПРЕТАЦИОННЫХ МОДЕЛЯХ В ГРАВИРАЗВЕДКЕ

А.И. Кобрунов

УГТУ, г. Ухта

1. Геологическое истолкование геофизических данных основывается на предварительно построенных геофизических моделях, а последние могут быть содержательными и эффективными. Содержательные модели строятся как, вообще говоря, распределение физически осмысленного параметра – плотности. Признаком содержательности модели и, одновременно, требованием к ней служит возможность расчета от модели гравитационного эффекта и его совпадение в пределах установленной точности с наблюдаемым полем. Эффективные модели – наоборот, не требуют своей трактовки в терминах плотности и даже в том случае, когда выражены в этих единицах, не сопоставляются по своему гравитационному эффекту с наблюдаемым полем. И те и другие модели полезны, обладают своими характерными особенностями, могут и должны быть использованы при изучении геологических объектов. Именно используемые модельные представления при построении геофизических моделей геологической среды, а не технология получения конкретного элемента - решения - играют ключевую роль в последующей геологической интерпретации полученных геофизических данных. Вводимые модельные представления должны совершенно недвусмысленно определяться относительно своей содержательности, анализироваться на адекватность, прежде всего, с учетом известных эффектов эквивалентности. В противном случае деятельность по геологическому истолкованию гравиметрических данных может и должна быть квалифицирована как псевдонаука, сопровождающаяся всеми ее атрибутами – неопределенными формулировками, неповторяемостью и непроверяемостью результатов, игнорированием и практически отрицанием установленных и объективно присутствующих, проверенных фактов (явная и скрытая эквивалентность, информационная несогласованность входных и выходных параметров и т.д.). К сожалению, такое положение дел приходится иногда наблюдать как в деятельности некоторых научных коллективов, так и в наследуемой гравиметрической практике. Особенно опасной эта тенденция стала после ухода с семинара им. Д.Г. Успенского «Теория и практика геологической интерпретации гравиметрических данных» его основателя, и научного руководителя В.Н. Страхова, подвергавшего острой критике подобный крен.

Целью настоящей работы служит дальнейшее изучение эффектов «скрытой эквивалентности» [1,2], присущей методам подбора в гравиразведке и изучение возможностей построения «эффективных» модельных классов на основе

рассмотрения неоднородностей среды как нарушения ее симметрий относительно групп преобразований.

2. Обозначим A оператор, отображающий элементы Банахова пространства X (распределения плотности) в элементы Банахова пространства Y (гравитационные поля). Пусть M - модельный класс, который с точностью ε_1 позволяет аппроксимировать элементом m_1 реальное распределение плотности σ_1 (для его аппроксимации и строился класс M):

$$\begin{aligned} \|\sigma_1 - m_1\|_X &\leq \varepsilon_1 \\ m_1 &\in M \end{aligned}$$

Предполагается, что это класс единственности. Если $m_1, m_2 \in M$, то из $Am_1 = Am_2$ следует $m_1 = m_2$.

Если u - заданное гравитационное поле и $A\sigma_1 = u$, то в качестве решения задачи подбора на M :

$$\begin{aligned} \|Am - u\|_X &\rightarrow \min \\ m &\in M \end{aligned}$$

будет получен элемент m_2 , служащий аппроксимацией на $\Omega_u(A) = \{\sigma \in X : A\sigma = u\}$ элемента:

$$\sigma_2 : \|\sigma_2 - m_2\|_X = \inf_{\substack{\sigma \in \Omega_u(A) \\ m \in M}} \|\sigma - m\|_X = \varepsilon_2 \leq \varepsilon_1$$

Несовпадение, а в практически важных, поддающихся анализу случаях, фатально кардинальные различия между $\sigma_1, \sigma_2; m_1, m_2$ и есть проявление эффектов скрытой эквивалентности, рассматриваемое в [1,2 и др.] В частности, при некоторых упрощающих дело предположениях m_2 оказывается проекцией элемента σ_2 , являющейся гармонической функцией из множества значений сопряженного к A оператора : $m_2 = P_M(\sigma_2 \in \text{Im } A^*)$. Это исключает возможность осмысленной геологической интерпретации получаемого решения, несмотря на то, что оно получено на классе единственности, который, в свою очередь, позволяет достаточно хорошо аппроксимировать реально существующее распределение плотности σ_1 . В этом и состоит проявление эффектов скрытой эквивалентности. Обобщением вопроса об этих эффектах служат следующие рассмотрения.

Пусть B оператор, отображающий как и A элементы Банахова пространства X (распределения плотности) в элементы Банахова пространства Y (функции, аналогичные гравитационному полю). Пусть, кроме того, эти операторы на многообразии M совпадают: $AP_M\sigma = BP_M\sigma$, являясь различными расширениями на X одного и того же способа расчета поля. Понятно, что многообразии M принадлежит ядру оператора $C=A-B$: $M \subseteq \text{Ker}(C=A-B)$. Последнее условие необходимо и достаточно для того, чтобы A и B на M были

эквивалентны. Предполагая M линейным многообразием, а X Гильбертовым пространством, в частности L_2 , получим для решения $\bar{m} = P_M \bar{\sigma}$ задачи:

$$\|(A + C)P_M \sigma - u\|_{L_2} \rightarrow \min :$$

$\bar{m} = P_M(A^* \varphi + C^* \phi)$, где φ и ϕ элементы сопряженного к Y пространства (строгая говоря, следовало бы рассматривать замыкания пространств, но ограничиваясь разрешимостью с любой наперед заданной точностью, проводимые рассуждения достаточны). Поскольку для линейных ограниченных операторов (с учетом приведенного замечания) $\text{Im}(C^*) = (\text{Ker} C)^\perp$, то в приведенном случае

$P_M C^* \phi = 0$ и $\bar{m} = m_2$ - свойство гармоничности прообраза получаемого подбором решения совпадают. Таким образом, рассмотрение вариаций оператора A не повышает содержательности решений. Однако для более общего случая множество M не является линейным подпространством в X , а оператор C не является его строгим аннулятором, что связано, например, с погрешностями вычислений, ситуация усложняется. Для контроля наследуемых свойств в найденном решении, а они обязательно будут присутствовать, необходимо проведение дополнительных исследований. Однако представляется, что потраченные усилия не будут оправданы практически значимыми конструктивными результатами, в силу многообразия частных случаев. Лучше всего прямо управлять свойствами оптимальности решений, задавая его осмысленные, связанные с реально имеющейся геологической информацией вариационные или геодинамические параметризации [2, 3]. Однако если этому вопросу вообще не уделять внимание по принципу «что получится – то получится», то построенные решения будут более вводить в заблуждение.

3. Эффективные модели в их современном состоянии представляют собой эвристические приемы чаще всего нелинейных преобразований поля, дающих пространственное распределение некоторой величины, для которой экспериментально установлены случаи связи между особенностями ее пространственного распределения и некоторыми элементами физико – геологической модели среды. Наиболее яркими представителями этих приемов служат: метод полного нормированного градиента В. М. Березкина, система «VECTOR» В.М. Новоселицкого. Сюда можно отнести и некоторые результаты фильтрации в системе «КОСКАД» А.А. Никитина, Петрова А.В. Достаточно большое число таких приемов было развито в Институте Геофизики НАН Украины. Это работы Якимчука Н.А., Левашова С.П., Корчагина И.Н. и др. (используются и для других методов, в частности электроразведки). Чаще всего эти приемы и их результативность весьма чувствительны к параметрам, регулирующим технологические особенности преобразований, например, числу гармоник поля или величине сигма - множителей Ланцоша в методе В.М. Березкина. При неверном выборе особенности нивелируются, либо наоборот –

теряются в эффектах неустойчивости. Принципиально важный, и одновременно наиболее сложный вопрос в этих методах состоит в установлении связи между распределением трансформанты и параметрами среды. Содержательно такая связь остается «продемонстрированной на примерах» и это отсутствие теоретически обоснованной связи - ключевой недостаток такого рода методов. Здесь внутренняя, скрытая проблема состоит в том, чтобы выделить, отделить параметры среды, даже если они и нетрадиционны, от параметров и поведения, свойственного полю. В этой связи возникает желание «изменить правила игры» в этой задаче – поменять саму систему параметризации среды, получая и далее анализируя уравнения поля в этой новой системе параметризации неоднородностей.

Понятие однородности самым тесным образом связано с понятием симметрии. Однородность есть неизменность, инвариантность свойств среды при переходе от одной ее точки к другой – симметрия относительно координатных преобразований. Нарушение этой симметрии ассоциируется с неоднородностями, присущими среде. Изучение неоднородностей состоит в том, чтобы связать параметры неоднородности среды с наблюдаемым аномальным геофизическим полем. Для этого необходимо построить уравнения поля, в которые входили бы как параметры среды – параметры нарушения симметрии. Так сконструированная параметризация и будет эффективной параметризацией среды.

В работах [2,4] развит аппарат, в принципе позволяющий строить уравнения, служащие обобщением традиционных уравнений поля в однородных средах на случай среды с нарушенной симметрией по выбранным группам преобразований. Однако, по ряду причин, прежде всего субъективного порядка, это направление не получило дальнейшего развития. Сейчас мы возвращаемся к нему.

Неоднородности среды рассматриваются как локальные нарушения симметрии пространства, проявляющиеся в изменении трансформационных свойств производных поля. В целом это приводит к неинвариантности Лагранжиана, соответствующего уравнению поля относительно преобразований, сохраняющих Лагранжиан в однородном – симметричном случае. С целью компенсации такой характеристики неоднородности среды, переопределяется понятие производных:

$$D_{\alpha} u(\mathbf{x}) = \frac{\partial}{\partial x_{\alpha}} u(\mathbf{x}) - T_{\alpha} u(\mathbf{x}).$$

$$\alpha = 1,2,3.$$

Здесь T_{α} - линейные операторы, действующие на поле $u(x)$, которые называются объектами связности. Если $\Gamma^j(G)$ $j=1,\dots,N$ генераторы группы Ли $G(s)$, служащей представлением на пространстве полей преобразований для которых и происходит нарушение симметрии:

$$T_{\alpha} = W_{\alpha j}(\mathbf{x}) \Gamma^j(G).$$

Здесь $W_{\alpha j}(\mathbf{x})$ - для каждого j векторное поле $W_{\alpha j}(\mathbf{x}) = \{W_{1j}(\mathbf{x}), W_{2j}(\mathbf{x}), W_{3j}(\mathbf{x})\}$, называемое калибровочным полем симметрии, соответствующей генератору $\Gamma^j(G)$. Число таких векторных полей равно числу генераторов группы G . Функции $W_{\alpha j}(\mathbf{x})$ представляют собой зависящие от координат коэффициенты, характеризующие неоднородности среды в виде параметров нарушения симметрии относительно введенных групп преобразований. С их помощью определяется новую переопределенную производную

$$D_{\alpha} u(\mathbf{x}) = u_{,\alpha}(\mathbf{x}) - W_{\alpha j}(\mathbf{x}) \Gamma^j(G) u(\mathbf{x}),$$

которая называется удлинённой (по дважды повторяющимся индексам осуществляется суммирование от 1 до 3).

Для уравнения Лапласа в трехмерном пространстве Лагранжева плотность имеет вид:

$$L = \left(\frac{\partial u(\mathbf{x})}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial u(\mathbf{x})}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial u(\mathbf{x})}{\partial z}\right)^2$$

Рассмотрим частные случаи.

1. Введем дополнительный параметр ξ в функцию $u(\mathbf{x})$: $u(\mathbf{x}, \xi)$. Лагранжева плотность симметрична относительно этого параметра просто потому, что она от него не зависит. Группа трансляций по параметру ξ имеет в качестве генератора своего представления на пространстве функций производную по этому параметру, а нарушение симметрии относительно этой группы приводит к удлинённой производной.

$$D_{\alpha} u(\mathbf{x}, \xi) = u_{,\alpha}(\mathbf{x}, \xi) - W_{\alpha j}(\mathbf{x}) \frac{\partial}{\partial \xi} u(\mathbf{x}, \xi),$$

Это соответствует введению Лагранжевой плотности L и соответствующего ей уравнения Эйлера:

$$L = \left(\frac{\partial u(\mathbf{x}, \xi)}{\partial x} - W_x^{\xi} \frac{\partial u(\mathbf{x}, \xi)}{\partial \xi}\right)^2 + \left(\frac{\partial u(\mathbf{x}, \xi)}{\partial y} - W_y^{\xi} \frac{\partial u(\mathbf{x}, \xi)}{\partial \xi}\right)^2 + \left(\frac{\partial u(\mathbf{x}, \xi)}{\partial z} - W_z^{\xi} \frac{\partial u(\mathbf{x}, \xi)}{\partial \xi}\right)^2;$$

$$\frac{\partial^2 u(\mathbf{x}, \xi)}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u(\mathbf{x}, \xi)}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 u(\mathbf{x}, \xi)}{\partial z^2} = \text{div}(\mathbf{W}^{\xi}(\mathbf{x}) \frac{\partial u(\mathbf{x}, \xi)}{\partial \xi}); \quad (1)$$

$$W^{\xi}(\mathbf{x}) = \{W_x^{\xi}, W_y^{\xi}, W_z^{\xi}\}.$$

Возможный путь анализа задачи (1) продемонстрируем на следующем примере.

2. Пусть среда характеризуется нарушением трансляционной симметрии по вертикальной координате и в удлинённой производной калибровочное поле $W_{\alpha z}(\mathbf{x})$ имеет отличную от нуля лишь компоненту $W_{zz}(\mathbf{x})$. Это приводит к Лагранжевой плотности $L = \left(\frac{\partial u(\mathbf{x})}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial u(\mathbf{x})}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial u(\mathbf{x})}{\partial z} - W_{zz}(\mathbf{x}) \frac{\partial u(\mathbf{x})}{\partial z}\right)^2$ и уравнению Эйлера для нее:

$$\frac{\partial^2 u(\mathbf{x})}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u(\mathbf{x})}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 u(\mathbf{x})}{\partial z^2} = \frac{\partial}{\partial z} [W_{zz}(\mathbf{x}) \frac{\partial u(\mathbf{x})}{\partial z}] \quad (2)$$

В подобного рода задачах речь идет о реконструкциях параметров нарушения симметрии по результатам измерений поля, являющегося краевым значением гармонической функции. Отсюда, в частности для (2) следует.

$$\frac{\partial}{\partial z} W_{zz}(\mathbf{x}) = -W_{zz}(\mathbf{x})G(\mathbf{x}),$$

$$G(\mathbf{x}) = \frac{\frac{\partial^2}{\partial z^2} u(\mathbf{x})}{\frac{\partial}{\partial z} u(\mathbf{x})}$$

Вычислив регуляризованное приближение к пространственному распределению функции $G(\mathbf{x})$, можно найти введенную характеристику нарушения симметрии пространства $W_{zz}(\mathbf{x})$, как решение задачи Коши (2) при дополнительном начальном условии $W_{zz}(\mathbf{x})|_{z=z_0} = W_{zz}(x, y, z_0)$. Это дает:

$$W(x, y, z) = W_{zz}(x, y, z_0) \cdot \exp\left(-\int_{z_0}^z G(x, y, \xi) d\xi\right).$$

Приведенные соотношения и их обобщения могут быть использованы и для интерпретации результатов эвристических трансформаций в терминах параметров нарушения свойств симметрии изучаемой среды. Действительно, выполнив процедуру построения пространственного распределения трансформанты поля можно далее воспользоваться уравнениями поля с локально нарушенной симметрией и прямым вычислением найти распределение калибровочного поля, обеспечивающего выполнимость уравнения для найденной трансформанты. Этот прием позволит перейти от пространственного распределения трансформанты поля к пространственному распределению параметра среды – нарушению симметрии, характеризующего меру неоднородности среды.

Литература

1. Кобрунов А.И. К теории методов подбора // Геофизический журнал. – 1983, Т.5, №4. – С. 34-43.
2. Кобрунов А.И. О проблеме параметризации в математических моделях геологических сред при решении обратных // Геофизический журнал. – 2001. – № 5, Т.23. –С.3-12.
3. Кобрунов А.И. Геодинамические принципы постановки обратных задач гравиметрии// Геофизика №3, 2005. – С. 33- 45.
4. Кобрунов А.И. Геометрические принципы характеристики локально-неоднородных сред // Геофизический журнал. –1991, Т.13, №3. – С.49-58.

ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ ВЫСОКОТОЧНОЙ ГРАВИМЕТРИИ НА СТАДИИ РАЗВЕДКИ НАДСОЛЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕФТИ И ГАЗА В ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЕ

П.Н. Коврижных, Б.Б. Шагиров

ТОО «Научно-производственный центр Геокен», Алматы, Казахстан

Решаемые задачи:

- изучение структурно-тектонического строения надсолевых отложений
- выделение нефтегазоперспективных участков
- разработка рекомендаций по направлению дальнейших нефтепоисковых работ

Методика полевых исследований:

- применение новейших образцов гравиметрической аппаратуры (гравиметры AutoGrav CG-5, 3M), спутниковых геодезических систем DGPS (Trimble 5700, Thales 6502 SK/MK) и специальные приемы техники наблюдений позволяют выполнить измерения аномалий гравитационного поля с погрешностью менее 0.02 мГал.
- плотность сети гравиметрических наблюдений 100-200 м x 50 м обеспечивает необходимую детальность для решения нефтепоисковых задач стадии разведки
- оперативная обработка первичных материалов в полевых условиях позволяет своевременно выполнить необходимый объем детализационных и контрольных измерений
- совмещение линий гравиметрических наблюдений с сейсмическими профилями позволяет повысить корректность интерпретации гравиметрических данных.

Особенности обработки и интерпретации:

- специальные приемы фильтрации и разделения исходного поля на составляющие позволяют выделить в «чистом» виде аномалии от интересующих геологических объектов, проявить «тонкую» структуру гравитационного поля
- наличие и достоверность априорных данных о геологическом строении и нефтеносности исследуемой площади существенно повышают надежность интерпретации гравиметрических материалов.

Результаты гравиразведки по одному из месторождений нефти

Район работ: юг Прикаспийской впадины.

Стадия работ: Нефтегазразведка восточного крыла солянокупольной структуры.

Геологическое строение площади определяется наличием соляной гряды вытянутой в северо-западном направлении. Поверхность соли в своде купола залегает на глубине 500 м. К востоку от купола располагается глубокая депрессия, предположительно бессолевая. К западу от свода поверхность соли погружается на глубину 4-5 км. Надсолевая часть разреза представлена отложениями триаса, юры и мела. Надсолевые образования в общих чертах наследуют структурный план поверхности соли. В сводовой и присводовой частях соляного купола они осложнены многочисленными разрывными нарушениями и надсводовым грабеном. Неоген-четвертичные отложения сплошным чехлом (толщина 250-300 м) покрывают территорию участка, залегают на более древних с размывом и несогласием.

В районе регионально нефтегазоносными являются отложения перм-триаса, средней юры и нижнего мела. Непосредственно на площади в отложениях нижнего мела, юры и триаса практически во всех скважинах по керну отмечены многочисленные признаки нефтегазоносности в виде запаха, примазок и пропиток нефтью. В трех поисково-разведочных скважинах, пробуренных на восточном крыле структуры, вскрыты в отложениях апта нефтяные залежи, имеющие промышленное значение. Глубина залегания кровли нефтеносного горизонта 350- 450 м. По данным бурения залежи моноклинально погружаются по склону купола в юго-восточном направлении, ловушки экранируются сбросами.

На площади проведена сейсморазведка 2Д, в результате уточнено строение солянокупольной структуры и нефтеносного объекта, протрассировано большое количество тектонических нарушений, часть из них выделена неуверенно из-за малой амплитуды смещений и сложной картины волнового поля. В дополнение к сейсмическим исследованиям на площади выполнена высокоточная гравиразведка при средней плотности 60 пунктов на 1 км². Среднеквадратическая погрешность определения силы тяжести составила ± 0.018 мГал.

Результаты гравиметрических исследований представлены на Рис. 1, на Рис. 2 показана схема нефтеносности площади по данным бурения.

В локальном гравитационном поле после исключения влияния соли методом фильтрации, над куполом структуры отмечается область относительно повышенных значений силы тяжести, разделенная линейно вытянутым протяженным минимумом, пространственно совпадающим с зоной присводового грабена. Апикальная часть свода купола сложена отложениями триаса и нижней юры. Наиболее приподнятые области свода проявляются локальными повышениями гравитационного поля.

К востоку от зоны повышенных значений поля, соответствующей своду структуры, над примыкающими к восточному склону соли отложениями

нижнего мела и юры, наблюдается область относительно пониженных значений силы тяжести. По характеру микроструктуры гравитационного поля восточное крыло структуры в пределах изученной гравиметрией площади разделяется разломами широтного направления на 4 блока.

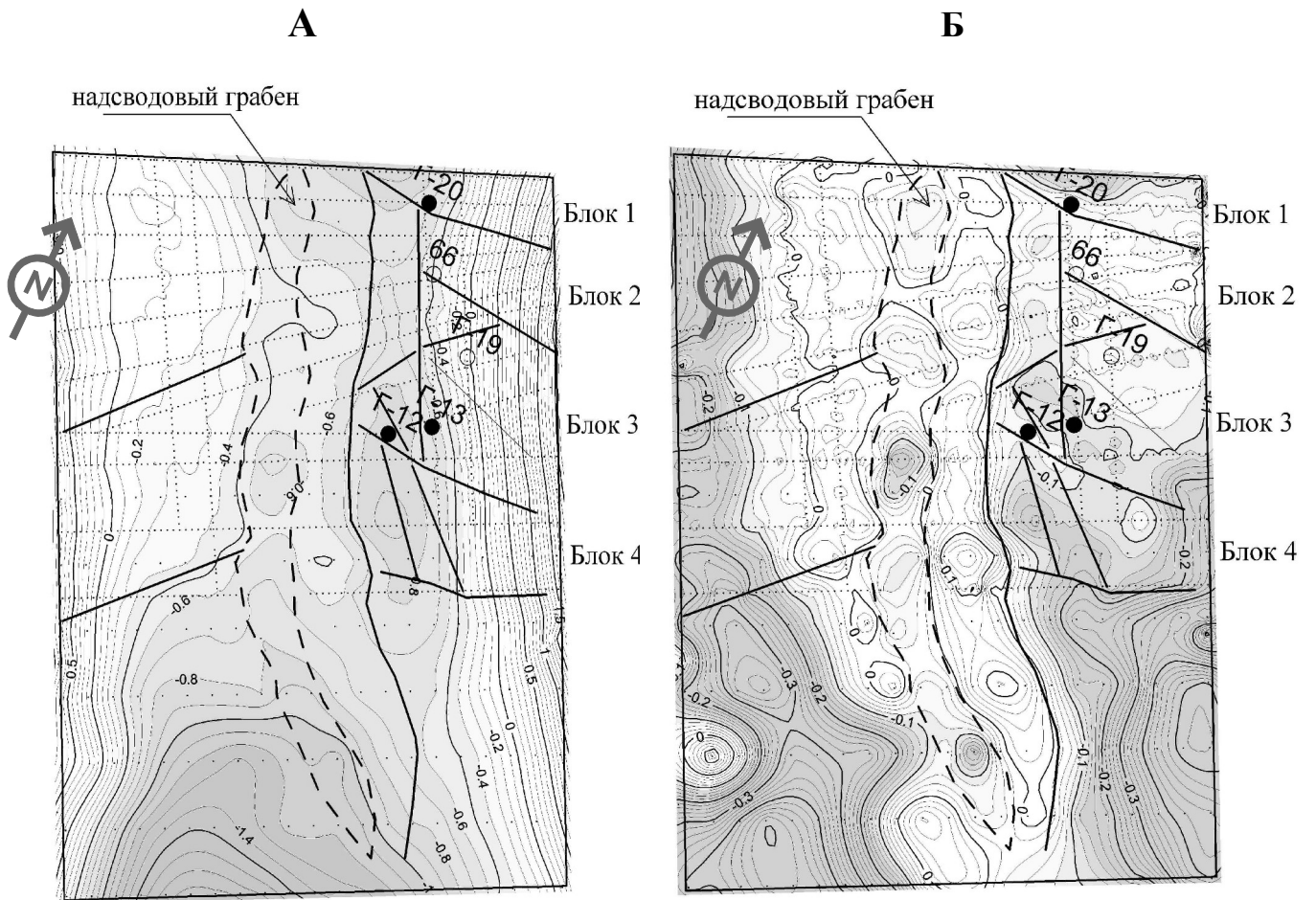


Рис. 1. Исходное гравитационное (А) поле и поле локальных гравитационных аномалий (Б)

Óñëî áî ù á î áî çî à÷áí èÿ:

..... î óí èòù ãðááèì áððè÷áñèèð í ááèð ááí èé

- Æ-20 ñéááæèí ù áéóáí èèá, î ðí áóéðèáí ù á (í òèí æáí èÿ áí òà)
- Æ-19 ñéááæèí ù áéóáí èèá, í áí ðí áóéðèáí ù á (èí èèáèòí ðà áí áí í àñù ù áí ù)
- ðáèòí í è÷áñèèá í áðóø áí èÿ î î ááí í ù ì ãðááèì áððèè
- - - ðàçèí í ù, í áðáí è÷èáàð ù èá í ááñáí áí áí è ãðáááí (í î ááí í ù ì ãðááèì áððèè)

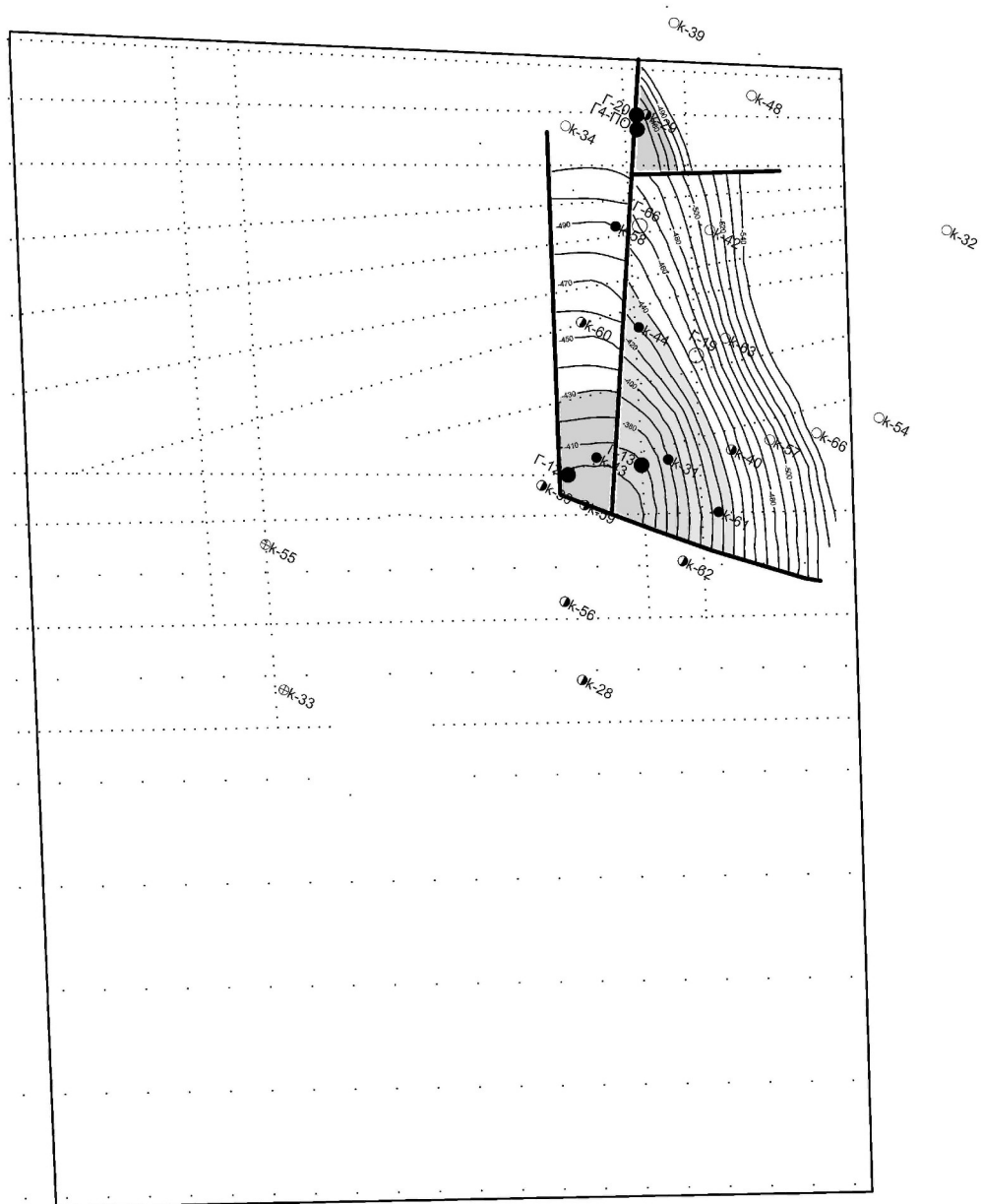


Рис. 2. Структурна карта по кровле аптского горизонта (по материалам бурения)

Óñeî áí ù á í áí çí à=áí èÿ:

- Ā-20 ñeááæeí ù æeóáí èèá, í ðí áeóeðeáí ù á (í ðeí æáí èÿ áí òà)
- Ā-19 ñeááæeí ù æeóáí èèá, í áí ðí áeóeðeáí ù á (eí eæáeóí ðà áí áí í áñù ù áí ù)
- k-31 ñeááæeí ù ñoðoéooðí í -í í èñeí áù á ñ í ðeçí àeàì è ÓĀ (í í áù o áí í ù á ĒÑ, í áo ðáí áñù ù áí í í ñoú, í ðí í èoèe)
- k-28 ñeááæeí ù ñoðoéooðí í -í í èñeí áù á ñ í ðeçí àeàì è ÓĀ (í áo ðáí áñù ù áí í í ñoú, í ðí í èoèe)
- ⊗ k-26 ñeááæeí ù ñoðoéooðí í -í í èñeí áù á ñ í ðeçí àeàì è ÓĀ (çáí áð áàçá, í ðeí àçeè)
- k-39 ñeááæeí ù ñoðoéooðí í -í í èñeí áù á áàç í ðeçí àeí á ÓĀ (í í eáðí ó è ĀĒÑ)

-410 — èçí àeí ñù

— ñáðí ñù

■ eí í oóð í áo ðáí í ñí í ñoè



eí í oóð ááoàeúí ù ð áðáàeí áoðe-áñeèo èññeááí ááí èé í oí eòù áðáàeí áoðe-áñeèo í ááeð ááí èé

Северный блок занимает северо-восточный угол изученной площади, протяженность этого блока в северном направлении не ясна, поскольку гравиметрические наблюдения там не проводились. Локальный минимум силы тяжести, установленный в пределах северного блока контролирует контур нефтяной залежи, вскрытой скважиной Г-20. Контур нефтеносности в пределах блока, по данным гравиметрии, возможно, распространяется в восточном – северо-восточном направлении от скважины Г-20.

В 50-100 м к югу от скважины Г-20 по данным гравиметрии выделяется разлом широтного направления, отделяющий блок 1 от блока 2.

В отличие от северного, блок 2 выделяется относительно повышенным уровнем поля силы тяжести, с юга он ограничен также, как и с севера, разломом широтного направления. В пределах этого блока располагается непродуктивная скважина №66. Относительно высокий уровень поля позволяет предполагать повышенную плотность пород в пределах блока 2 по отношению к соседним. Наличие залежей нефти в пределах блока 2 представляется маловероятным.

Блок №3 в целом выделяется пониженным полем силы тяжести, за исключением северо-восточной части, где наблюдается повышенное поле, сходное по уровню с полем блока №2. Предполагается, что эта часть блока отделяется от основной, оперяющим разломом северо-западного направления. В пределах области повышенного поля находится непродуктивная скважина Г-19. Остальная часть блока характеризуется относительно пониженным гравитационным полем, изоаномала -0.08 мГл пространственно хорошо совпадает с контуром нефтеносности, установленным бурением. Разломы, ограничивающие залежь с запада и юга, уверенно картируются гравиметрией. По данным гравиразведки предполагается распространение залежи далее в восточном направлении за пределы контура нефтеносности по данным бурения.

Блок №4, как и блок №3 характеризуется пониженным полем силы тяжести. В пределах блока пробурены две структурные скважины К-56 и К-28, в обеих скважинах по керну отмечены признаки нефтеносности в виде насыщенности легкой нефтью песчанистых образований нижнего мела и юры. По данным гравиметрии блок представляется высокоперспективным на обнаружение нефтяных залежей и рекомендуется для дальнейшего изучения сейсморазведкой и последующего бурения. С юга блок ограничен дугообразным разломом широтного направления. К югу от разлома наблюдаются пониженные поля силы тяжести, о деталях строения этой части площади сделать надежные выводы затруднительно в связи с достаточно редкой (500 x 200 м) сетью гравиметрических измерений.

Результаты выполненных работ свидетельствуют, о возможности применения детальных гравиметрических исследований для целей расшифровки структурно-тектонической обстановки, прогноза нефтегазоносности структур. Применение гравиразведки в комплексе с сейсморазведкой позволяет более обоснованно подойти к подготовке структур к глубокому бурению. Локальные отрицательные аномалии гравитационного поля, контролируют известные залежи нефти, позволяют уточнить контур

нефтеносности, могут рассматриваться как один из важных критериев выделения новых перспективных участков.

АППАРАТУРА ВЫСОКОЧАСТОТНОГО МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

А. Д. Коноплин

Институт геофизики УрО РАН

В лаборатории электрометрии Института геофизики УрО РАН был разработан и изготовлен макет высокочастотной аппаратуры, предназначенной для проведения исследований методом аудиоманнитотеллурического зондирования (АМТЗ) и других методов электроразведки, в которых требуется измерение электрического и магнитного поля в диапазоне звуковых частот. Аппаратура имеет следующие технические характеристики:

Измерительный блок:

1. Разрядность квантования АЦП	24
2. Интервал дискретизации, мкс	24
3. Объём буферного ОЗУ, кбайт	16384
4. Максимальная длительность непрерывной записи, с	20
5. Частотный диапазон, при неравномерности АЧХ ± 3 дБ, Гц	0.036 ÷ 11000
6. Уровень шумов (по напряжению, приведённому ко входу в частотном диапазоне 10 ÷ 10000 Гц), мкВ:	
с включенным предусилителем	1.2
без предусилителя	8
7. Динамический диапазон измерителя, дБ	120
8. Потребляемый ток, А	0.6

Датчик магнитного поля:

9. Тип	индукционный
10. Коэффициент преобразования магнитного поля, мВ / нТл	40
11. Частотный диапазон, при неравномерности АЧХ ± 3 дБ, Гц	0.7 ÷ 11000
12. Размеры, мм	76 x 1050
13. Масса, кг	8

Измерительный блок аппаратуры содержит в себе узлы аналого-цифрового преобразования, блок буферной памяти (SDRAM), приёмник сигналов GPS и микрокомпьютер. Станция позволяет выполнять автономное измерение электромагнитного поля с запуском по сигналу точного времени GPS. Записанная информация сохраняется в промежуточной памяти, и после завершения измерительного цикла копируется на персональный компьютер для последующей обработки. Внутренний компьютер прибора построен на основе двух RISC микроконтроллеров AVR Atmega8 и выполняет все функции по координации работы основных узлов, памяти и организации связи с персональным компьютером.

Разработанная аппаратура была успешно применялась в комплексе с ранее разработанной в институте низкочастотной аппаратурой МТЦ-01, и с серийной аппаратурой GMS-06 производства фирмы Metronix, при проведении региональных магнитотеллурических исследований в 2005 г.

Работа выполнялась при поддержке гранта РФФИ №04-05-64101.

О НЕОБХОДИМОСТИ ВВЕДЕНИЯ ГРАВИМЕТРИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА В КОМПЛЕКСНУЮ СИСТЕМУ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

В.И. Костицын

Пермский университет, г. Пермь

Вариации силы тяжести

Сила тяжести в одном и том же пункте считается постоянной. Однако по многократным наблюдениям установлено [5, 17, 18, 23], что сила тяжести со временем несколько изменяется как вследствие перемещения Земли относительно Луны, Солнца и других планет, так и за счет динамики геологических и геофизических процессов.

Если периодические изменения значений силы тяжести можно заранее вычислить путем использования различных способов [18, 22, 23], то определение непериодических изменений величин вызывает трудности. Еще в 1953 г. профессор Л.В. Сорокин писал: «Для скорейшего решения вопроса о величине таких вековых (непериодических) изменений силы тяжести очень желательно ставить повторные, возможно, более тщательные определения силы тяжести в нескольких избранных пунктах» [19]. В то время исследователи приводили данные непериодических изменений силы тяжести за период в течение 34 лет (с 1870 г. по 1904 г) в следующих пунктах: Мадрас – 44 мГал (за 1 год – 1,294 мГал), Бомбей – 27 мГал (соответственно за 1 год – 0,794 мГал), Мупонер – 43 мГал (1,265 мГал). Как показали современные повторные наблюдения [1, 12, 17, 18], такие большие величины непериодических изменений были получены вследствие низкой точности гравиметрической аппаратуры того времени. Конечно, таких больших изменений не должно быть, но они существуют и разные в зависимости от сейсмоактивности данного региона [5, 8, 21,23].

Гравитационные явления

Под гравитационными явлениями понимается перемещение горных пород под действием силы тяжести с последующим их разрушением. В гравитационных явлениях принимают участие экзогенные, эндогенные и техногенные факторы. Одной из причин нарушения гравитационного равновесия является наличие и особенно заполнение крупных водохранилищ.

В 1960-е гг. вблизи крупных водохранилищ произошло три разрушительных землетрясения: в Карибе (Замбия, 1963 г., магнитуда (M) =

6,1), Кремасте (Греция, 1966 г., $M = 6,3$) и Койне (Индия, 1967 г., $M = 6,4$) [13]. В работах [9, 10, 16] приводятся некоторые эмпирические закономерности землетрясений, вызываемые вследствие заполнения водохранилищ: объем водохранилища – более 1 км^3 ; глубина водохранилища – 100 м и более; рельеф водохранилища сильно расчленен (обычно это каньонобразная долина); землетрясения начинались в период заполнения водохранилища.

Для Пермского региона Камское водохранилище характеризуется относительно большим объемом ($12,2 \text{ км}^3$), превышающим эмпирически установленный минимальный объем, вызывающий землетрясение. Приведем для сравнения водохранилища, заполнение которых сопровождалось землетрясениями: Шиваджисагар (р. Койна) – $2,8 \text{ км}^3$, Кремаста (р. Ахелоос) – $4,8 \text{ км}^3$, Синфынь – $11,5 \text{ км}^3$, Мид (США, р. Колорадо) – $35,0 \text{ км}^3$, Кариба (Африка, р. Замбези) – 160 км^3 .

Как видим, Камское водохранилище не является самым крупным из приведенных, но входит по этому параметру в названную группу риска. Влияние других факторов на разных участках водохранилища разное. Так как на севере территории, а именно, около г. Березники отмечается небольшой общий подпор воды (не более 8 м), поэтому во время заполнения водохранилища не наблюдалось активизации сейсмичности в этом районе. После заполнения водохранилища прошло около 50 лет, и А.И. Кудряшов [13] считает, что нарушенное естественное равновесие уже восстановилось и проблема геодинамической опасности на Верхней Каме из-за воздействия Камского водохранилища является неактуальной.

По мере приближения к плотине Камской ГЭС влияние отмеченных выше факторов усиливается и, на мой взгляд, необходимо проводить геофизический мониторинг за состоянием геологической среды.

Большая роль в нарушении устойчивого равновесия горных пород принадлежит землетрясениям, а также различного рода взрывам, извлечению полезных ископаемых из недр. Так, в Кузнецком угольном бассейне количество техногенных землетрясений и их энергия каждые 5 лет увеличиваются на 12-15%.

За последние 10 лет техногенные землетрясения впервые отмечены и на территории Пермской области [14]. В городах Березники и Соликамске в 1993, 1995 и 1997 гг отмечены толчки интенсивностью 4-6 баллов, связанные с землетрясениями, которые имели магнитуды соответственно 2,6; 4,7 и 2,7. Эпицентры этих землетрясений располагались на территории Верхнекамского месторождения калийных солей (ВКМКС) [14]. Наиболее крупное Соликамское землетрясение (05.01.1995 г.) в эпицентральной части совпало с северо-восточным краем шахтного поля рудника Второго Соликамского калийного рудоуправления (СКРУ-2). С землетрясением были связаны обрушения кровли пластов на глубинах 300-320 м на участке 600×600 м отработанного шахтного поля. Землетрясение было зарегистрировано 80 сейсмическими станциями земного шара. Зона, оконтуриваемая 3-балльной изосейстой, составила около 40 км в меридиональном направлении и 25 км – в широтном, общей площадью

около 790 км². Одновременно с землетрясением произошло оседание земной поверхности на 4,5 м и образовалась мульда с размерами в плане 650x850 м [14].

Итак, действие всех ранее перечисленных факторов ведет к нарушению равновесия горных пород и к их движению, главная роль в котором принадлежит силе тяжести и воде (аквальный фактор). Гравитационные явления по действию силы тяжести и воды в их образовании подразделяются на четыре типа [22]:

1. Собственно-гравитационные явления. К ним относят обвалы и снежные лавины. Они происходят полностью под действием силы тяжести. Обвалы обычно подготавливаются длительное время, но совершаются практически мгновенно и нередко создают катастрофы. Такие явления могут происходить также в подземных пустотах, образуя при этом на земной поверхности воронки и различные провалы-

2. Гравитационно-аквальные явления. К ним относят оползни. В отличие от обвалов при оползнях отделившаяся по трещинам масса горных пород не летит вниз и не падает, а скользит по склону. Оползни обычно развиваются там, где имеется переслаивание с глинистыми породами. В равнинной местности оползни приурочены к берегам рек и озер. Отдельно выделяются крупные оползни, возникающие при землетрясениях.

3. Аквально-гравитационные явления. При их образовании основную роль играет вода. Такие явления наблюдаются в горной местности, и это могут быть оползневые потоки, сели, оплывины. Образуются они при активной геологической деятельности поверхностных и подземных вод, особенно при снеготаянии и ливневых дождях.

4. Гравитационно-субаквальные явления. Происходят на подводных склонах рек, озер и морей. Оползни под водой происходят в основном под действием силы тяжести на крутых склонах [22]. Исследования речных, озерных и морских оползней крайне необходимы при создании и наличии на территории водохранилищ.

О прогнозе землетрясений

Под прогнозом понимается предсказание 1) места и 2) времени возникновения будущего землетрясения. Применительно к территории бывшего Советского Союза Институтом физики Земли РАН (г. Москва) составлена карта-схема сейсмически опасных районов страны. Для каждого района указана балльность возможных землетрясений. Около 13% всей территории приходится на сейсмические зоны землетрясений с активностью от 7 баллов и выше, а всего сейсмоопасные зоны занимают в России более 20% территории, на которой проживает почти пятая часть населения [4].

Сложнее решается вторая часть проблемы – прогноз времени возникновения землетрясений. Попытки решения этой задачи эпизодически предпринимались во многих странах в связи с разрушительными землетрясениями. Однако систематические научные исследования, начавшиеся сравнительно недавно, направлены на поиски предвестников землетрясений. Богословский В.А., Жигалин А.Д., Хмелевской В.К. [4], Страхов В.Н. [20], Бабешко В.А., Бяков А.Ю. и др. [3] выделяют четыре стадии (этапа) прогноза:

1. Долгосрочный прогноз (от нескольких лет до десятка лет). Выполняется на основе комплексного анализа геотектонических данных, исторической сейсмичности, сведений о современных движениях земной коры. На основании этого анализа выделяются потенциально опасные участки и зоны, и делается заключение о возможности возникновения сильного землетрясения в течение ближайшего интервала времени. Примером такого прогноза являются Курило-Камчатская дуга, Сахалин, Краснодарский край и другие чрезвычайно опасные зоны.

2. Среднесрочный прогноз (от нескольких лет до нескольких месяцев). Осуществляется по данным анализа среднесрочных предвестников (гравиметрических, сейсмологических и геодезических). Изучается их пространственно-временное распределение, используются формализованные критерии оценки статистической значимости каждого из предвестников и их комплекса. На основе установленных связей между параметрами предвестников и землетрясениями проводится определение места и магнитуды ожидаемого землетрясения. Такая методика разработана в Институте физики Земли РАН (г. Москва), на основании которой строятся карты ожидаемых землетрясений (КОЗ) с магнитудой более 5,5.

3. Краткосрочный прогноз (от нескольких месяцев до нескольких дней, а иногда и часов). Выполняется на основе анализа результатов геофизического мониторинга о краткосрочных предвестниках (параметры гравитационных, сейсмических и магнитотеллурических полей), дополняемые гидродинамическими и геохимическими данными [3, 6]. По количеству и площади распространения предвестников оценивается вероятность землетрясения, его место и магнитуда.

4. Оперативный прогноз (от нескольких часов до минут) использует два подхода: формализованный и экспертный. При формализованном подходе решение о сейсмической тревоге принимается на основе оперативных данных геофизического мониторинга. При вероятности появления различных признаков (гравиметрических, сейсмических, геоэлектрических и других) выше заранее заданной величины априорной вероятности их появления объявляется тревога определенного уровня с учетом величины вероятности землетрясения. При экспертном подходе оперативное прогнозирование осуществляется на основе решения группы экспертов. Так, в национальной службе Японии сведения об аномалиях геофизического мониторинга со стационарных станций

слежения немедленно передаются экспертам, которые дают заключение об уровне сейсмической опасности и принимают решение об уровне тревоги [4].

Предвестники землетрясений

Рассмотрим наиболее известные предвестники землетрясений. Установлено, что перед землетрясением наблюдается спад абсолютных значений силы тяжести при высокоточных гравиметрических измерениях [21]. Такие изменения наблюдались и на практике в период Мицусирских землетрясений 1965-1967 гг. в Японии, когда было отмечено уменьшение абсолютных значений силы тяжести на 100 мкГал, а затем возвращение их на прежний уровень [18].

Для Сахалина отмечено, что за несколько дней до подземного толчка в радиусе нескольких километров уровень воды в скважинах начинает падать, далее примерно за сутки стабилизируется, затем начинает вновь подниматься, свидетельствуя о приближении сейсмической волны. Для Краснодарского края наблюдалась аналогичная картина за 2 суток [3].

Такие же изменения наблюдаются с удельным электрическим сопротивлением, электропроводностью и температурой воды [3]. Противоположные изменения претерпевает газ, выделяющийся из скважин. Накануне землетрясения выход газов, особенно родона и гелия, увеличивается в несколько раз, а подземный толчок совпадает по времени со спадом выхода газа [22].

О выявлении предвестников землетрясений

по результатам гравиметрического мониторинга

На способ выявления предвестников землетрясений на основании высокоточных гравиметрических измерений нами [21] получен патент на изобретение в 2002 г. Сущность способа заключается в том, что в гравиметрическом пункте проводят серию замеров абсолютных значений силы тяжести [1, 2], по которым определяют среднее значение, являющееся постоянной величиной для конкретного гравиметрического пункта. Далее определяют теоретический вид зависимости периодических изменений абсолютных значений силы тяжести за счет притяжения Луны и Солнца и пределы флуктуации ускорения силы тяжести. Затем ведут регулярные замеры абсолютных значений силы тяжести и сравнивают их с теоретическими значениями. Момент изменения фактических значений силы тяжести относительно теоретических данных на величину, превышающую максимальное отклонение значений силы тяжести, будет являться предвестником землетрясения [21].

Литература

1. *Арнаутов Г.П., Калиш Е.Н., Кокоулин Ф.И.* и др. Измерение абсолютного значения ускорения силы тяжести лазерным баллистическим гравиметром. Новосибирск: Институт автоматики и электрометрии СО АН СССР, 1978. Препринт № 89.
2. *Арнаутов Г.П., Калиш Е.Н., Смирнов М.Г., Стусь Ю.Ф., Тарасюк В.Г.* Лазерный баллистический гравиметр ГАБЛ-М и результаты наблюдений силы тяжести // *Автометрия*. 1994. № 3.
3. *Бабешко В.А., Бяков А.Ю., Шереметьев В.М., Круглякова Р.П., Шестопалов В.Л.* Перспективы прогноза землетрясений по комплексу геофизических, геохимических и астрономо-геодезических методов // *Геофизика*, № 5, 2005. С. 65-68.
4. *Богословский В.А., Жигалин А.Д., Хмелевской В.К.* Экологическая геофизика. М: Изд-во МГУ, 2000. 256 с.
5. *Буланже Ю.Д.* Неприливные изменения силы тяжести // Повторные гравиметрические наблюдения. Вопросы теории и результаты. М.: ВНИИГеофизика, 1980. С. 4-21.
6. *Бяков Ю.А., Бяков А.Ю., Котяшкин С.И., Круглякова Р.П., Шестопалов В.Л.* Система для прогнозирования землетрясений: Патент № 35445 от 29.10.2003.
7. *Вахромеев Г. С.* Экологическая геофизика. Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 1995.
8. *Веселов К.Е., Сагитов М.У.* Гравиметрическая разведка. М.: Недра, 1968. 512с.
9. *Гупта Х., Растоги Б.* Плотины и землетрясения, М.: Мир, 1979. 263 с.
10. *Киссин И.Г.* О проблеме землетрясений, вызванных инженерной деятельностью // *Советская геология*. 1972. № 2. С. 68-80.
11. *Костицын В.И.* Влияние гидрогеологического режима на результаты высокоточных гравиметрических наблюдений // Вопросы обработки и интерпретации геофизических наблюдений. Пермь, 1974. № 12 С. 75-78.
12. *Костицын В.И.* Методы повышения точности и геологической эффективности детальной гравиразведки. Пермь: Изд-во ПГУ, ПСИ, ПСС ГК, 2002. – 224 с.
13. *Кудряшов А.И.* Верхнекамское месторождение солей. Пермь: ГИ УрО РАН, 2001. 429 с.
14. *Маловичко А.А., Маловичко Д.А.* Изучение крупных техногенных сейсмических событий с использованием методов математического моделирования // *Геофизика и математика*. Пермь: ГИ УрО РАН, 2001. С. 200-205.
15. *Маловичко А.А., Дягилев Р.А., Шулаков Д.Ю., Бутырин П.Г., Баранов Ю.В.* Мониторинг природной и техногенной сейсмичности на территории Западно-Уральского региона // *Геофизика и математика*. Пермь: ГИ УрО РАН, 2001. С. 367-371.
16. *Николаев Н.И.* Вводные замечания по проблеме возбужденной сейсмичности // Влияние инженерной деятельности на сейсмический режим. М.: Наука, 1977.
17. Повторные гравиметрические наблюдения. М.: ВНИИГеофизика, 1976, 1979, 1980, 1981, 1982, 1983, 1984, 1986, 1988.
18. *Рикитаки Т.* Предсказание землетрясений. М.: Мир, 1979. С. 264-266.

19. *Сорокин Л.В.* Гравиметрия и гравиметрическая разведка. Л.: Гостоптехиздат, 1953, 384 с.
20. *Страхов В.Н.* Как геофизики должны осуществлять краткосрочный прогноз землетрясений // Геофизика, № 6, 2004. С. 54-57.
21. *Тупицын И.С., Костицын В.И.* Способ выявления предвестников землетрясений. Патент № 2179326, 2002.
22. *Чечкин С. А.* Основы геофизики. Л.: Гидрометеоиздат, 1990. 288 с.
23. *Юзефович А.П., Огородов Л.В.* Гравиметрия. М., 1980. 320 с.

МОДЕЛЬ СРЕДЫ – ОСНОВА ДЛЯ ИНТЕРПРЕТАЦИИ И РЕШЕНИЯ ПРЯМЫХ И ОБРАТНЫХ ЗАДАЧ

В.А. Кочнев

ИВМ СО РАН

В некоторых работах встречаются утверждения, что прежде, чем построить модель необходим предварительный анализ гравитационного поля, используя различные упрощенные методы, не требующие априорной информации – методы особых точек и т.д. Не отрицая такой позиции, считая с одной стороны, это дело вкуса и опыта геофизиков, а с другой – и того инструментария, который у них имеется.

На примере, взятом в одной из таких статей, мне хотелось бы продемонстрировать другой подход, включающий в себя модели от простых до более сложных и решение обратных задач с самого первого шага – практически не используя априорной информации, применяя новые технологии [1,2,3]

Пример такой взят из статьи в «Геофизическом вестнике» [4]. В качестве исходных данных принята приведенная в статье кривая dg и рельеф поверхности. По профилю протяженностью 190 км, приняв шаг дискретизации 1 км, получим 190 точек со значениями dg , поверхности рельефа. Она же принята за поверхность наблюдения.

Предположим, что имеем самую простую модель – однослойную. Кровля слоя – поверхность рельефа, а подошву, предполагая ее плоской, подберем, варьируя от 2 до 10 км с шагом 2 км. Фоновую плотность примем равной 2.67. В результате решения обратных задач получим следующие значения минимальной и максимальной плотности блоков модели (табл.1):

Таблица 1

Подошва слоя, км	Минимальная плотность, г/см ³	Максимальная плотность, г/см ³	Невязки после 5 итераций, мГал
2	2.12	2.79	0.31
4	2.35	2.76	0.27

6	2.44	2.75	0.27
8	2.48	2.75	0.26
10	2.49	2.75	0.29

Анализируя таблицу, геофизик, работающий с известным разрезом, может остановиться на одном или двух вариантах залегания подошвы предполагаемой однослойной модели. Мы остановимся на модели с абсолютной отметкой подошвы слоя –4 км. Посмотрим, как выглядят кривые исходная и подобранная (рис.1а) (они точно совпали, о чем свидетельствует разность, идущая по нулевой линии). Разрез в блочном варианте вывода приведен на рис.1б. Данная модель имеет три достоинства:

- это простейшая модель
- модельная кривая d_g точно совпадает с исходной
- обратная задача в однослойной модели при выбранной подошве имеет единственное решение (так как число неизвестных равно числу уравнений). Оно не зависит от начального приближения плотностей, которые будут заданы.

Проиллюстрируем последнее утверждение, задав разные начальные приближения (табл.2), и решим обратные задачи в 7 вариантах.

Таблица 2

№ эксперимента	Исходная плотность, г/см ³	Минимальн. плотность, г/см ³	Макс. плотность, г/см ³	Невязки после 1 итерации, мГал	Невязки после 10 итераций, мГал
1	2.4	2.35	2.76	16.22	0.19
2	2.5	2.35	2.76	10.19	0.19
3	2.6	2.35	2.76	7.39	0.19
4	2.7	2.35	2.76	10.75	0.19
5	2.35-2.76	2.35	2.77	0.19	0.09
6	2.6	2.35	2.767	7.39	0.14 (20 ит)
7	2.6	2.35	2.77	7.39	0.105 (40 ит)

В экспериментах с 1 по 4 мы получаем одинаковые плотности при разных начальных приближениях. В эксперименте 5 перегоняем результативные плотности в начальные приближения. В результате решения получаем в два раза меньшие невязки и максимальная плотность увеличивается на 0.01 г/см³.

В экспериментах 6 и 7 мы пытаемся получить тот же результат, начиная с плотности 2.6 г/см³. В эксперименте 7 при 40 итерациях нам этот удается. В данном случае, когда счет 40 итераций занимает 14 сек, решать задачу по варианту 5 или 7 разницы нет. Но когда решается большая трехмерная задача и какой-то результат получен, то есть смысл загрузить полученные результаты в начальные приближения и уточнять их, как это сделано в эксперименте 5.

Таким образом, последнее утверждение о свойствах модели можно уточнить: результат решения мало зависит от начального приближения и при большом числе итераций стремится к единственному.

В двухслойной может быть получено множество полезных для интерпретации моделей. Здесь может быть сформулировано следующее утверждение. При решении обратной задачи в многослойной модели (2 и более слоев) при сходимости процесса уточнения может быть получено решение, ближайшее к априорно заданному.

В докладе приведен пример решения обратной задачи в 2-слойной модели, в котором видно, что высокочастотные компоненты изменения плотности присущи слою 1, что физически вполне разумно.

Перейдем к контактной задаче: сначала в двухслойной, а затем в 5-слойной модели. Начальное положение границы примем -1200 м. Плотности примем постоянными: 2.3 г/см³ в верхнем слое и 2.70 г/см³ в нижнем. В точках 54-56 принята избыточная плотность 2.77 г/см³, полученная при решении однослойной задачи. После 40 итераций получим невязку 0.25 мГал. При этом кривые исходная и модельная совпадают точно. Так как число неизвестных в данной контактной задаче равно числу уравнений, то задача имеет те же свойства, что и обратная при одном слое. То есть, независимо от первоначального положения границы при заданных плотностях в слоях, решение будет стремиться к единственному решению, обеспечивающему минимум невязки. Решив обратную контактную задачу, мы получаем границу раздела плотных и менее плотных пород, т.е. верхние кромки по всему разрезу (рис.1в). Используя возможности технологии, из двухслойной модели создадим 5-слойную. Для этого верхний слой расчленим на четыре таким образом, чтобы дополнительные границы (2,3,4) были подобны границе 5, но имели меньшую амплитуду по мере приближения к поверхности. Таким образом, постулируем унаследованное осадконакопление. Зададим следующие плотности в слоях: 2.2 , 2.3 , 2.4 , 2.5 , 2.7 г/см³. В результате решения контактной задачи получим разрез, приведенный на рис. 1г. Как видно, унаследованность границ сохранилась. Несколько иной разрез получается, если предположить, что нижний слой однороден и имеет плотность 2.77 г/см³ (рис.1д).

Мы не использовали априорные данные, так как у нас их не было, хотя возможности технологии позволяют учитывать не только начальные приближения, но и их достоверность. Таким образом, мы, используя пакет решения прямых и обратных задач, без учета априорных данных, получили в течение короткого времени несколько, на наш взгляд, полезных моделей. Учет априорных данных мог бы помочь решить подобную задачу более основательно. В качестве априорных данных могут выступать границы, полученные по сейсмическим данным как во временном, так и в глубинном масштабе, скорости и плотности по данным бурения, а также интерпретационные модели, которые геофизик хотел бы использовать при интерпретации.

Литература

1. *Кочнев В.А.*, 2005. Особенности постановки и решения обратных задач геофизики в адаптивном методе. Мат.32-й сессии Межд. научн. сем. им. Д.Г.Успенского. Пермь, 2005. с.131–133.
2. *Кочнев В.А., Васильев Д.В., Гоз И.В., Сидоров В.Ю.*, 2005. Технологии решения прямых и обратных задач 3d гравиметрии и магнитометрии. Мат.32-й сессии Межд. научн. сем. им. Д.Г.Успенского. Пермь, 2005. с.134–137
3. *Кочнев В.А.*, 1995. Адаптивные методы решения обратных задач геофизики. (Учебное пособие). Красноярский государственный университет, ВЦК СО РАН (г.Красноярск). 130 с.
4. *Зайберг В., Слонимски П. и др.*, 2005. Прямые методы интерпретации потенциальных полей для решения задач смешанного типа на примере изучения Венского бассейна. Геофизический вестник, №7, 2005, с.7–13

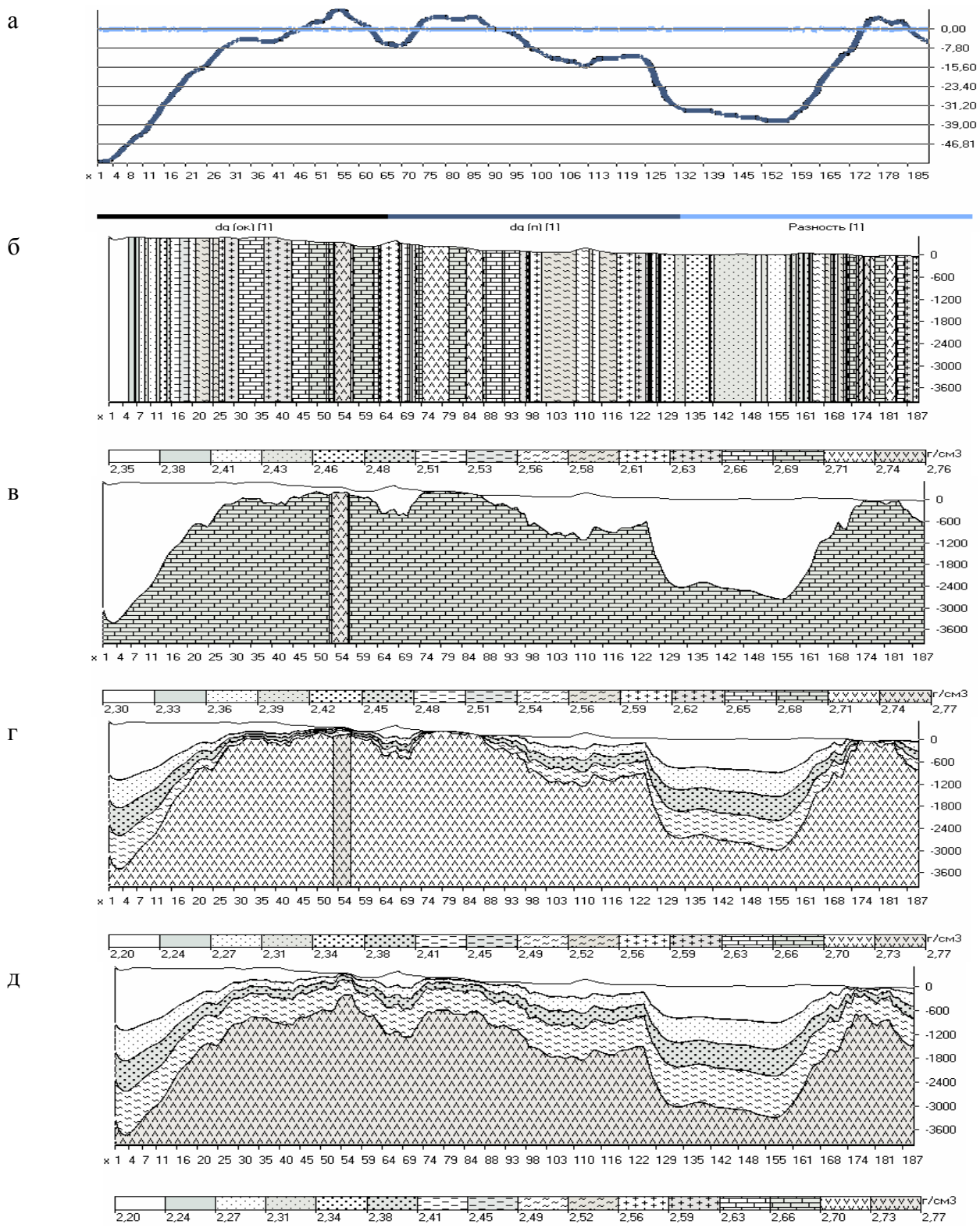


Рис.1 а) Кривые dg исходная, модельная и разность между ними ($dg[ок]-dg[п]$)
 б) Однослойная модель (обратная задача) в) Двухслойная модель (контактная задача)
 г), д) Пятислойные модели (контактная задача)

ИССЛЕДОВАНИЕ АДАПТИВНОГО МЕТОДА РЕШЕНИЯ ОБРАТНОЙ ЗАДАЧИ ПО ДАННЫМ АМТЗ

В.А. Кочнев, О.В. Кашафутдинов

ИВМ СО РАН

Основы метода МТЗ известны геофизикам по работам [1, 2, 8]. Особенности постановки и методов решения обратных задач с адаптивным подходом приведены во многих работах [3, 4]. Исследованию адаптивного метода решения обратной задачи МТЗ на моделях посвящены работы [5, 6, 7].

Для исследования были взяты данные с 19 пунктов наблюдения аудио-МТЗ (АМТЗ) по профилю, проходящему в районе Енисейского кряжа. Расстояние между пунктами около 500 м. Число периодов (частот) меняется от 99 до 234. Минимальные периоды варьируют от 0.5 до 0.7 мс, максимальные периоды от 85 до 430 мс. По формальным показателям данные вполне пригодны для решения обратных задач. Исходными данными для решения обратной задачи являются кривые ρ_k и φ . Анализируя их, а так же материалы первичной обработки, приходим к выводу, что достаточно принять модель с 6-тью слоями.

Начальные параметры априорной модели были взяты из результатов обработки и интерпретации, сделанной ранее.

Напомним, что при постановке обратной задачи задаются априорные – начальные приближения неизвестных параметров и их погрешность Sx , а также погрешность наблюдаемых данных Su . Погрешности исходных параметров приняты равными 500 м для мощностей и 500 Ом*м для сопротивлений, а погрешность $Su(\rho_k)$ и $Su(\varphi)$ находится путем предварительного решения обратной задачи при разных значениях Su для ρ_k и φ . Показателем качества решения была средняя геометрическая невязка (СГН), которая находилась по формуле:

$$d(Su(geom)_{ij}) = \sqrt{d(Su(\rho_k)_i) \cdot d(Su(\varphi)_j)}$$

где i – индекс значения Su для ρ_k ;

j – индекс значения Su для φ .

В данной работе для нахождения $Su(\rho_k)$ и $Su(\varphi)$ для всех пунктов профиля были посчитаны матрицы [22x22] среднегеометрических невязок. Минимум невязки принимался за оптимальный вариант параметров $Su(\rho_k)$ и $Su(\varphi)$. К примеру на первой точке оптимальными приняты $Su(\rho_k)=1.8$ Ом*м, а $Su(\varphi)=0.05^0$ при СГН равной 2.95.

На большинстве пунктов средние геометрические невязки находятся в пределах 5 единиц. Лишь на пунктах 10, 11, 12 они достигают величин 51, 207, 30 – соответственно. В дальнейшем мы увидим, что это вызвано сильными

отскоками ρ_k и φ на определенных частотах, из-за влияния промышленных помех.

Проведем детальный анализ решения обратной задачи на пункте 1. На рисунке 1(а, б) видим кривые ρ_k и φ исходные (тонкие линии) и полученные в результате решения прямой задачи по параметрам модели начального приближения (АМТЗ на пункте 1).

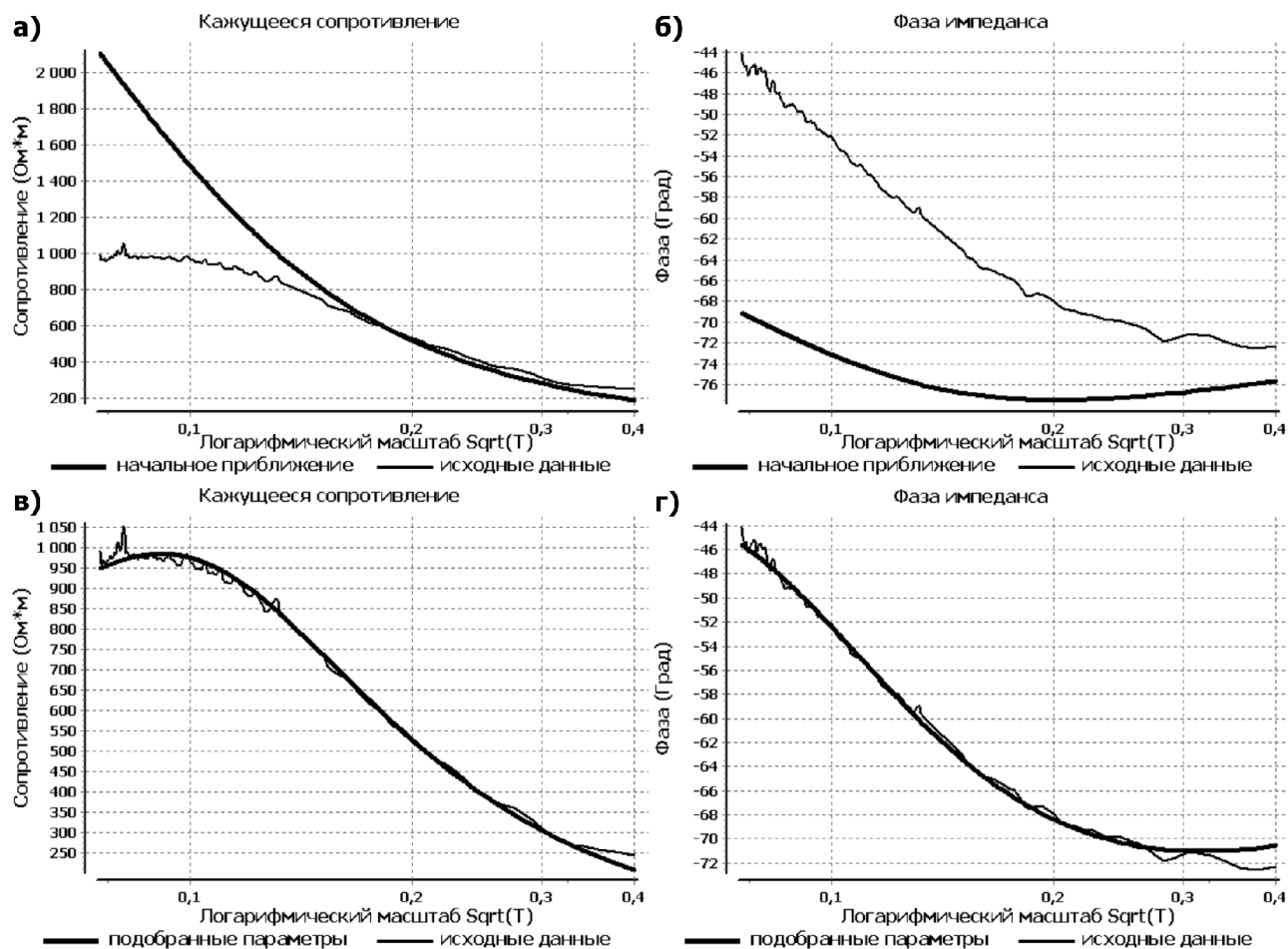


Рис.1. Кривые а) ρ_k ; б) φ исходные и полученные после решения прямой задачи по начальной геоэлектрической модели на пункте 1; исходные и подобранные в) ρ_k ; г) φ после решения обратной задачи на пункте 1.

На рисунке 1(а, б) видим, что только кривая ρ_k исходная и модельная совпадают в конечной части. Решив обратную задачу, получим уточненную модель, от которой модельные кривые хорошо согласуются с исходными (рис.1 (в, г)).

На рисунке 2(а, б) также показаны среднеквадратичные невязки в зависимости от итерации. Как видно, основное уточнение модели произошло на первых 15 итерациях.

На рисунке 2в видим модель начального приближения (пунктирная линия) и уточненную модель (сплошная линия). Уточненная модель сильно

отличается от исходной в интервале от 0 до 1200 метров. В уточненной модели выделяется высокоомный (около 8000 Ом*м) слой мощностью около 200 м. Сопротивление в первом слое уменьшилось от 4000 Ом*м, заданное в исходной модели до 800 Ом*м.

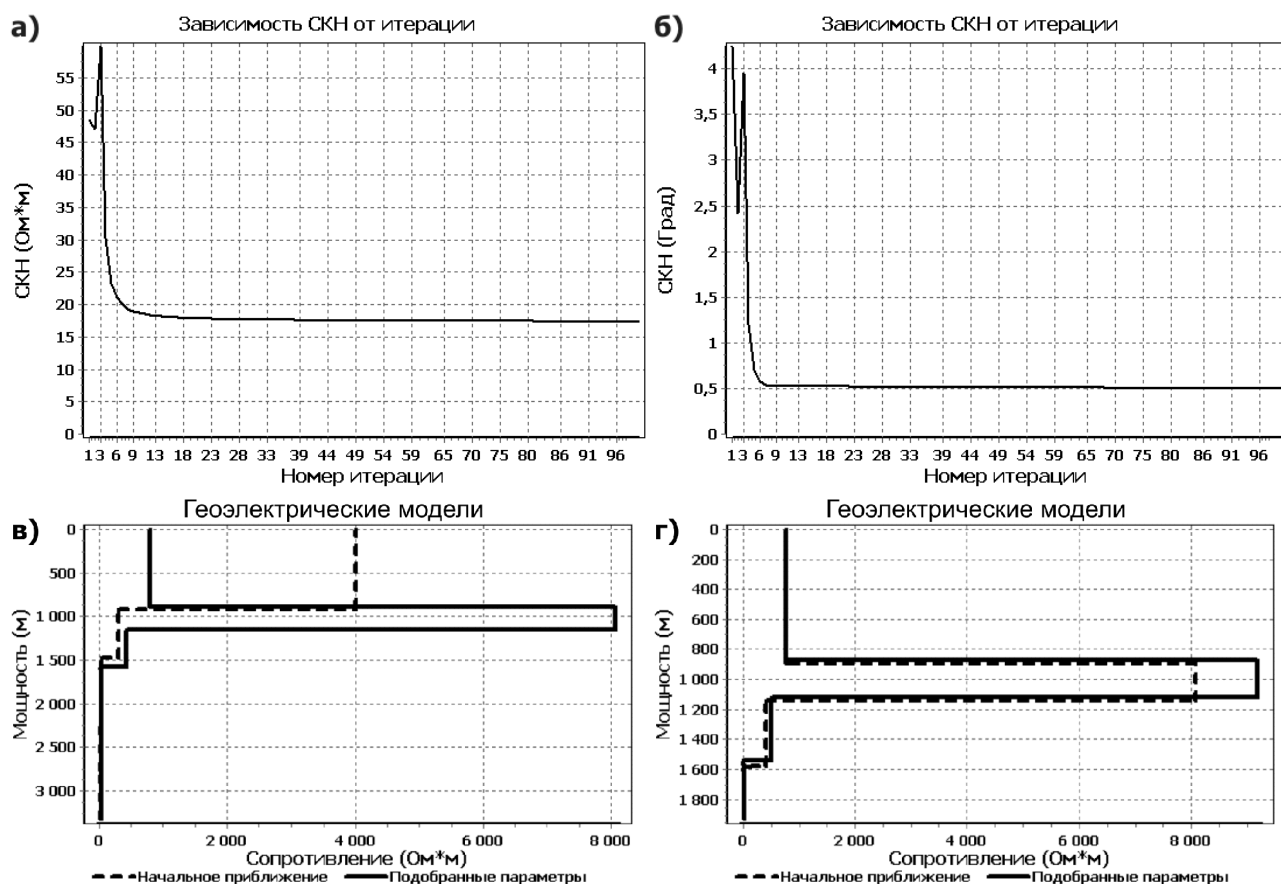


Рис.2. Невязки по а) ρ_k ; б) φ в зависимости от итерации на пункте 1; модель начального приближения (пунктир) и уточненная модель (сплошная линия) на пункте 1 (в); геоэлектрическая модель после второго уточнения на пункте 1(г).

Примем полученную модель за исходную и уточним вторично решая обратную задачу. Результативная модель приведена на рисунке 2г. Как видим, после второго уточнения сопротивление второго слоя увеличилось до 9200 Ом*м, а остальные параметры остались практически без изменений.

Точно в том же порядке решим обратные задачи на последующих пунктах. В результате получим хорошее совпадение исходной и модельной кривых.

После решения обратной задачи по всем пунктам АМТЗ был построен геоэлектрический разрез. В докладе приводятся исходный геологический разрез, априорный и уточненный геоэлектрические разрезы.

Выводы: В работе показан пример использования адаптивного метода для решения обратной задачи по данным АМТЗ, полученным в сложном по строению районе. В результате удалось получить более точную

геоэлектрическую модель разреза. Показана возможность выявления и устранения ураганных помех. При отсутствии сильных помех удастся получить решение, удовлетворяющее обеим кривым: ρ_k и φ .

Разработанные алгоритмы, программы и технические приемы могут быть использованы как для исследовательских работ на различных моделях, так и для опытной обработки производственных данных и для создания пакета программ и технологий решения обратных задач МТЗ и АМТЗ.

Авторы благодарны Тойб Р.Е. за консультации по методу МТЗ.

Список использованной литературы

1. Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И. 1992. Магнитотеллурическое зондирование горизонтально-однородных сред. Москва, Недра.
2. Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И. и др. 1997. Анализ и интерпретация магнитотеллурических данных. Москва, Диалог-МГУ.
3. Кочнев В.А. 2005. Особенности постановки и решения обратных задач геофизики в адаптивном методе// Международный научный семинар “Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей” им Д.Г.Успенского 32-ая сессия./ Пермь. - С.131-134.
4. Кочнев В.А. 1993. Адаптивные методы решения обратных задач геофизики: Учеб. пособие: Краснояр. гос. ун-т; Красноярск, 120 с.
5. Кочнев В.А., Кашафутдинов О.В. 2005. Исследование на моделях решения обратных задач МТЗ с применением адаптивного метода// Международный научный семинар “Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей” им Д.Г.Успенского 32-ая сессия./ Пермь. - С.137-140.
6. Кашафутдинов О.В. 2005. Обоснование прямой и обратной задач магнитотеллурического зондирования (МТЗ) и эксперименты по их решению/Красноярск. – 83 с. – Библиогр.: 17 назв. – Рус. – Деп. В ВИНТИ 21.03.2005 № 375-В2005
7. Кочнев В.А., Кашафутдинов О.В. 2005. Исследование на моделях решения обратной задачи МТЗ в радиочастотном диапазоне// Международный научный семинар “Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей” им Д.Г.Успенского 32-ая сессия, 24.01.2005 г.Пермь. С.104-108.
8. Яновская Т.Б., Порохова Л.Н. 1983. Обратные задачи геофизики. Учебное пособие. Изд-во Ленингр. гос. университета. 212 с.

К ПОСТРОЕНИЮ ОТКРЫТЫХ МНОГОПРОЦЕССОРНЫХ СИСТЕМ КОМПЬЮТЕРНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ЗАДАЧ

В.Н. Кризский, В.А. Чекрыжев

Стерлитамакская государственная педагогическая академия, г. Стерлитамак

Усложнение моделей численно решаемых геофизических задач влечет увеличение компьютерного времени счета. Это особенно значимо для персональных однопроцессорных систем, наиболее распространенных в геофизических и научных организациях. Одним из способов решения данной проблемы, кроме оптимизации существующих и построения более «быстрых» алгоритмов и программ, является использование многопроцессорных систем и вычислительных кластеров с возможностью распараллеливания вычислений.

На базе Стерлитамакской госпедакадемии (СГПА) разрабатывается программно-аппаратный комплекс открытой архитектуры, предназначенный для вычисления ресурсоемких геофизических задач на базе вычислительного кластера. Управление системой и заданиями ориентировано через электронные сети: локальные сети СГПА, внешний доступ по телефонным каналам, сеть Интернет. Загрузка исходных данных и кодов программ выполняется с компьютера сети, имеющего доступ к серверу комплекса. Помимо пользовательских задач, система предусматривает создание электронной библиотеки готовых к использованию наборов программ, которые могут быть использованы и в учебных целях.

Активация каждого из узлов-компьютеров кластера выполняется в зависимости от потребностей программы. Задача ожидает своей очереди и запускается после того, как будет освобождено затребованное количество узлов. Планировщик сервера распределяет задачи по узлам кластера. На каждом узле служба управления заданиями сообщает статус загруженности узла, что позволяет контролировать доступность узла в каждый момент времени.

Каждому пользователю среды при регистрации присваивается уникальное для системы имя, от лица которого выполняются те или иные операции. Политика доступа позволяет управлять правами пользователей на основе принадлежности к группам. Группа определяет маску видов доступа к различным действиям и возможностям управляющей среды. Объединение списков записей принадлежности к группам определяет полномочия пользователя.

Доступ к оболочке управления не требует дополнительного программного обеспечения, кроме Web-браузера. Дополнительно предлагается управление очередью задач через удаленный ssh доступ в режиме командной строки.

Реализуется несколько режимов для выполнения пользовательских приложений:

- Распараллеленное приложение с использованием технологии MPI;

- Приложение, написанное с использованием шаблонных вычислительных библиотек (так же MPI основанное);
- Приложение последовательного выполнения команд (не MPI);
- Приложение из общей библиотеки алгоритмов (любого из выше перечисленных типов).

Расширяемость системы позволяет встраивать в комплекс готовые модули-программы для решения задач определенных классов, где пользователю достаточно указать граничные условия, свойства среды и т. п.

Общий алгоритм исполнения реализуется следующим образом.

Постановка задачи и входные данные загружаются на сервер, где формируется очередь заданий. По наступлению очереди архив данных и программы посылаются по сети на ответственный узел. Ответственным назначается узел с наименьшим номером из списка отведенных для исполнения данной задачи, остальные узлы назначаются ведомыми. Все узлы сформированной подгруппы помечаются планировщиком как занятые. На ответственном узле выполняется компиляция программы. Если компиляция прошла неудачно, то узлы из подгруппы помечаются свободными и задание удаляется из очереди, иначе наступает следующий этап – запуск программы. При этом узлы подгруппы информируются о назначенном ответственном узле. Продолжительность выполнения задания не должна превышать время, указываемое пользователем при загрузке программы на сервер. При достижении лимита максимальной продолжительности копии программ экстренно завершаются, узлы помечаются свободными и задание удаляется из очереди. После успешного завершения счета собираются выходные данные, по мере необходимости производится их визуализация, подготавливается архив с результатами расчетов, который передается обратно на управляющий сервер. Последовательность завершается удалением задания из очереди.

Управление системой происходит в среде, дружественной для пользователя. Функциональное назначение интерфейсной части комплекса:

- обеспечение ввода исходного кода пользовательской программы и исходных данных;
- планирование заданий;
- наглядное отображение результатов работы программы пользователя;
- вывод данных в удобном для пользователя формате;
- контроль состояния кластера;
- управление кластером;
- управление реестром пользователей и политиками доступа.

Оболочка выполнена в виде набора модулей с гибкой возможностью настройки и расширения без значительных затрат на модификацию существующего кода.

Комплекс разворачивается на базе операционной системы GNU/Linux с использованием свободного и бесплатного программного обеспечения распространяющегося по лицензии GNU GPL.

В проекте реализована подсистема вычислительного кластера, часть интерфейсной оболочки, формируются программные модули решения задач геоэлектрики постоянного тока в различных по геометрии кусочно-однородных средах.

МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ ЗОНДА В ЗАДАЧАХ НАВИГАЦИИ LWD-СИСТЕМ

В.Н. Кризский, Н.В. Трегубов

Стерлитамакская государственная педагогическая академия, г.Стерлитамак

В работе рассмотрена математическая модель электрического поля зонда, находящегося в скважине в горизонтально-слоистой среде. Решение ищется на основе использования комбинированного метода интегральных представлений, интегральных уравнений и интегральных преобразований.

Рассмотрим горизонтально-слоистую среду, разделенную параметрически заданными границами на горизонтальные слои Ω_i , $i = 1, 3$ с удельными электрическими проводимостями σ_i , $i = 1, 3$ соответственно. В слое Ω_2 зададим область Ω_0 , определяющую скважину заполненную буровым раствором удельной электрической проводимости σ_0 . Пусть в точке $A \in \Omega_0$ находится точечный источник постоянного тока силы I .

Введем систему координат с осью OY , параллельной образующим границ пластов так, чтобы направляющие цилиндрических границ описывались функцией переменной x : $\varphi_1(x)$ и $\varphi_2(x)$ для верхней и нижней границы соответственно (Рис.1).

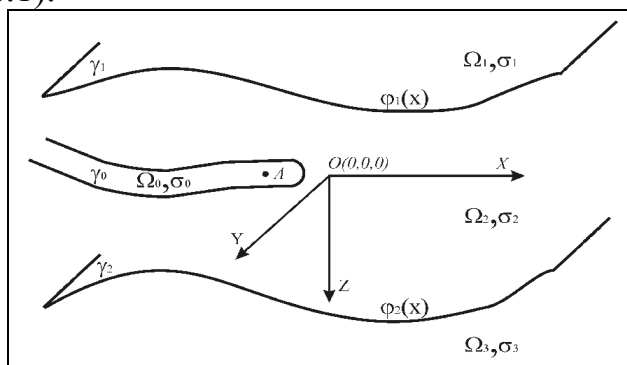


Рис.1. К постановке задачи

Электрическое поле, создаваемое источником постоянного тока, описывается следующей краевой задачей:

$$\Delta u_0(P) = -\frac{I}{\sigma_0} \delta(P - A), \quad (1)$$

$$\Delta u_i(P) = 0, \quad i = \overline{1, 3}, \quad (2)$$

$$u_i(P)|_{\gamma_i} = u_{i+1}(P)|_{\gamma_i}, \quad \sigma_i \frac{\partial u_i(P)}{\partial n} \Big|_{\gamma_i} = \sigma_{i+1} \frac{\partial u_{i+1}(P)}{\partial n} \Big|_{\gamma_i}, \quad P \in \gamma_i, \quad i = 1, 2, \quad (3)$$

$$u_0(P)|_{\gamma_0} = u_2(P)|_{\gamma_0}, \quad \sigma_0 \frac{\partial u_0(P)}{\partial n} \Big|_{\gamma_0} = \sigma_2 \frac{\partial u_2(P)}{\partial n} \Big|_{\gamma_0}, \quad P \in \gamma_0, \quad (4)$$

$$u_i(P) \rightarrow 0, \quad i = \overline{0,3}, \quad P(x, y, z) \rightarrow \Gamma, \quad (x, y, z) \in R^3, \quad (5)$$

где Δ – оператор Лапласа, I – сила тока, γ_i – границы разделов сред, n – вектор нормали, (3)–(4) – условия непрерывности потенциала и плотности тока на границах контактов сред соответственно.

Рассмотрим вспомогательную задачу, определяющую функцию Грина в горизонтально-слоистой среде без скважины.

$$\Delta G(P, Q) = -\delta(P - Q), \quad P(x, y, z), Q(x_Q, y_Q, z_Q), \quad (6)$$

$$G_i(P, Q)|_{\gamma_i} = G_{i+1}(P, Q)|_{\gamma_i}, \quad i = 1, 2, \quad (7)$$

$$\sigma_i \frac{\partial G(P, Q)}{\partial n} \Big|_{\gamma_i} = \sigma_{i+1} \frac{\partial G(P, Q)}{\partial n} \Big|_{\gamma_i}, \quad i = 1, 2, \quad (8)$$

$$G(P, Q) \rightarrow 0, \quad P \rightarrow \Gamma. \quad (9)$$

Применим в каждой области $\Omega_i, i = \overline{0,3}$ формулу Грина

$$\int_{\Omega_i} (u_i(P) \Delta G(P, Q) - G(P, Q) \Delta u_i(P)) d\Omega_i = \int_{\gamma_i} (u_i(P) \frac{\partial G(P, Q)}{\partial n} - G(P, Q) \frac{\partial u_i(P)}{\partial n}) d\gamma_i, \quad (10)$$

получим: $-u_i(P) \nu_i + \frac{I}{\sigma_0} G(P, A) \delta_0^i = \int_{\gamma_i} (u_i(Q) \frac{\partial G(P, Q)}{\partial n_Q} - G(P, Q) \frac{\partial u_i(Q)}{\partial n_Q}) d\gamma_{i_Q}, \quad (11)$

где δ_0^i – символ Кронекера, $\nu_i = \begin{cases} 1, & P \in \Omega_i \\ 1/2, & P \in \gamma_i \\ 0, & P \in \Omega_i \text{ и } \gamma_i \end{cases}$.

Умножим (11) на σ_i и просуммируем равенства по $i = \overline{0,3}$, с учетом условий (3)–(4), (7)–(8), получим интегральное представление решения задачи (1)–(5):

$$-u(P) \sum_{i=0}^3 \nu_i \sigma_i = (\sigma_2 - \sigma_0) \int_{\gamma_0} u(Q) \frac{\partial G(P, Q)}{\partial n_Q} dS_Q + IG(P, A) \quad (12).$$

Неизвестные значения потенциала $u(Q)$ на поверхности скважины γ_0 определяются из интегрального уравнения

$$u(P) - 2 \frac{\sigma_2 - \sigma_0}{\sigma_2 + \sigma_0} \int_{\gamma_0} u(Q) \frac{\partial G(P, Q)}{\partial n_Q} dS_Q = \frac{2I}{\sigma_2 + \sigma_0} G(P, Q),$$

полученного из (12) при $P \in \gamma_0$.

Решение вспомогательной задачи (6)–(9) находится комбинированным методом интегральных преобразований и интегральных уравнений [3]. И

дается интегралом $G(P, Q) = \frac{2}{\pi} \int_0^\infty G_i^\lambda(x, z, x_Q, z_Q) \cos \lambda(y - y_Q) d\lambda, i = \overline{1,3}$, где $G_i^\lambda(x, z)$

находятся по формулам:

$$G_i^\lambda(x, z) = \frac{\sigma_0}{\sigma_i} (W_1^\lambda(x, z) + W_2^\lambda(x, z) + V^\lambda(x, z)), \quad (x, z) \in \tilde{\Omega}_i, i = 0, 1, 2,$$

$$V^\lambda(x, z) = \frac{I}{2\sigma_0} \tilde{G}^\lambda(x, z, x_A, z_A), \quad W_i^\lambda(x, z) = \int_{\gamma_i} \mu_i^\lambda(x_Q, z_Q) \frac{\partial}{\partial n} \tilde{G}^\lambda(x, z, x_Q, z_Q) d\bar{\gamma}_i, \quad i = 1, 2,$$

$$\tilde{G}^\lambda(x, z, x_Q, z_Q) = \frac{1}{2\pi} K_0(\lambda \sqrt{(x - x_Q)^2 + (z - z_Q)^2}), \quad \text{где } K_0 \text{ — функция Макдональда,}$$

n – вектор нормали к направляющим кривым границ разделов сред $\bar{\gamma}_i$.

Функции плотности $\mu_i^\lambda(x, z)$ находятся из системы интегральных уравнений

$$\begin{cases} \mu_1^\lambda(x, z) - 2 \frac{\sigma_1 - \sigma_0}{\sigma_1 + \sigma_0} (W_1^\lambda(x, z) + W_2^\lambda(x, z)) = \frac{\sigma_1 - \sigma_0}{\sigma_1 + \sigma_0} \frac{I}{2\sigma_0} \tilde{G}^\lambda(x, z, x_A, z_A), \\ \mu_2^\lambda(x, z) - 2 \frac{\sigma_0 - \sigma_2}{\sigma_0 + \sigma_2} (W_1^\lambda(x, z) + W_2^\lambda(x, z)) = \frac{\sigma_0 - \sigma_2}{\sigma_0 + \sigma_2} \frac{I}{2\sigma_0} \tilde{G}^\lambda(x, z, x_A, z_A), \end{cases}$$

Алгоритм решения задачи был программно реализован. Проведено сопоставление полученных значений с результатами задачи без учета скважины.

На рис.2 приведены результаты для плоско-параллельной среды, границы пластов которой заданы уравнениями $z = 2$, $z = -2$, скважина – круговой цилиндр – расположена горизонтально вдоль оси x от -1 до 0 с радиусом $0,1$ м, $\sigma_1 = 0,2$ См/м, $\sigma_2 = 0,01$ См/м, $\sigma_3 = 0,3$ См/м, $\sigma_0 = 0,3$ См/м. Источник тока силы $I = 10$ А находится в точке $(-0,2; 0; 0)$, а приемник тока на профилях:

- 1) $x=2, y=0, -5 < z < 5$ (рис. 2.1);
- 2) $y=0, z=1, -5 < x < 5$ (рис. 2.2).



Рис. 2.1.

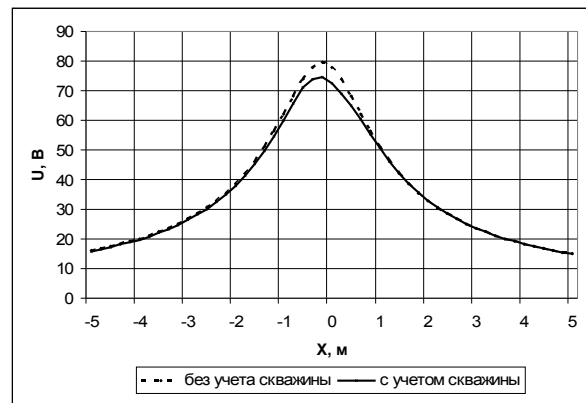


Рис. 2.2.

Выявленные различия позволяют точнее интерпретировать данные геоэлектрики LWD-систем с целью прогноза границ пласта при навигации скважин в процессе бурения.

Литература

1. Иванов В.Т., Масютина М. С. Методы решения прямых и обратных задач электрокаротажа. М.: Наука, 1983. – 143 с.
2. Кризский В.Н. Математическая модель геонавигации в системах управления бурением горизонтальных скважин. // Автоматика и телемеханика. – 2004. – №5. – С.45-51.

3. *Кризский В.Н., Трегубов Н.В., Рахимов И.Р.* К решению задачи геонавигации постоянным током в системах управления бурением горизонтальных скважин // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Материалы 32-й сессии Международного семинара им. Д.Г.Успенского, – Пермь: Горный институт УрО РАН, 2005, с.140-143.

СОПОСТАВЛЕНИЕ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ АЛЬП И ЮЖНОГО УРАЛА (ПРОФИЛЬ URSEIS-95)

Н.Б. Кузнецов

ГИН РАН

Южный Урал – это южная часть позднепалеозойского коллизионного орогена, образовавшегося в зоне столкновения двух палеоконтинентов: древнего скелетона Восточно-Европейского кратона и Сибирско-Казахстанско-Киргизского континентов. Позднее, на постколлизионном этапе произошло усложнение этого орогена – тектоническое и эрозионное расчленение его на отдельные фрагменты [1-3]. Современная структура осевой части Южного Урала представляет собой чередование тектонических единиц континентального, надсубдукционного и океанического происхождения. С запада на восток это – Башкирское поднятие, Зилаирский синклиорий (синформа) с вложенным в её осевую часть Сакмарским и Кракинским аллохтонами (аллохтонными зонами), поднятие (антиформа) Уралтау; Присакмарско-Вознесенская, Западно-, Центрально- и Восточно-Магнитогорская зоны, зона Восточно-Уральского поднятия, осложненная Сухтелинско-Арамилской синформной зоной, Карталинско-Варненская и Буруктальская зоны. Неравномерная обнаженность, фациальная изменчивость и все еще недостаточная палеонтологическая охарактеризованность комплексов, слагающих современные структурные зоны Южного Урала, затрудняют проведение корреляций между отдельными тектоническими единицами региона. Представляется, что именно вследствие этого в настоящее время доминируют представления, в соответствии с которыми эмпирически устанавливаемое современное чередование тектонических единиц сформировалось в результате последовательно проявлявшихся аккреционных процессов на окраинах Палеоуральского океана (преимущественно в среднем палеозое). Поэтому отдельные современные структурные зоны и их комбинации при палеотектонических построениях интерпретируют как реликты микроконтинентов, палеоостроводужных ансамблей и бассейнов с корой океанического типа [4-10]. Это означает, что современная структурная зональность Южного Урала большинством исследователей интерпретируется как реликтовая по отношению к аккреционной палеоструктуре.

Альпы – это кайнозойский коллизионный ороген, который возник в зоне столкновения Адриатической и Европейской плит. К настоящему времени надежно установлено, что современный коллизионный ороген Альп представляет собой широкую область деформирования и «перемешивания» комплексов окраин Адриатического и Европейского континентов, а также океанических бассейнов и микроконтинентов, существовавших между ними [11].

В строении верхних горизонтов коры Альпийского орогена выделяется несколько систем тектонических покровов – Австро-Альпийские, Пенинские и Гельветские покровы (рис. 1). Считается, что Австро-Альпийские покровы являются «Адриатическими» комплексами, Гельвецкие покровы – комплексами Европейской окраины, а Пенинские покровы являются реликтами Пьемонско-Лигурийского океана. Отчетливо выделяемые в Альпах массивы кристаллических пород – Монте-Роза, Аар, Готтар, и др., в настоящее время интерпретируются как аллохтонные массивы – сиалические блоки, сложенные сильно деформированными породами Европейской окраины, «затянутые» вглубь зоны коллизии и всплывшими далеко позади фронта покровов (Рис.1). Этот стиль строения, основы понимания которого были заложены еще во второй половине XIX веке [12] и детально описанный в классических работах по геологии и тектонике коллизионного пояса Альп [13, 14], находит полное подтверждение в современных геолого-геофизических построениях, см. например, материалы и модели по профилям и трансектам EGT, TRANSALPS, ECORS-CROP Alps и др., пересекающим Альпы вдоль и поперек [11].

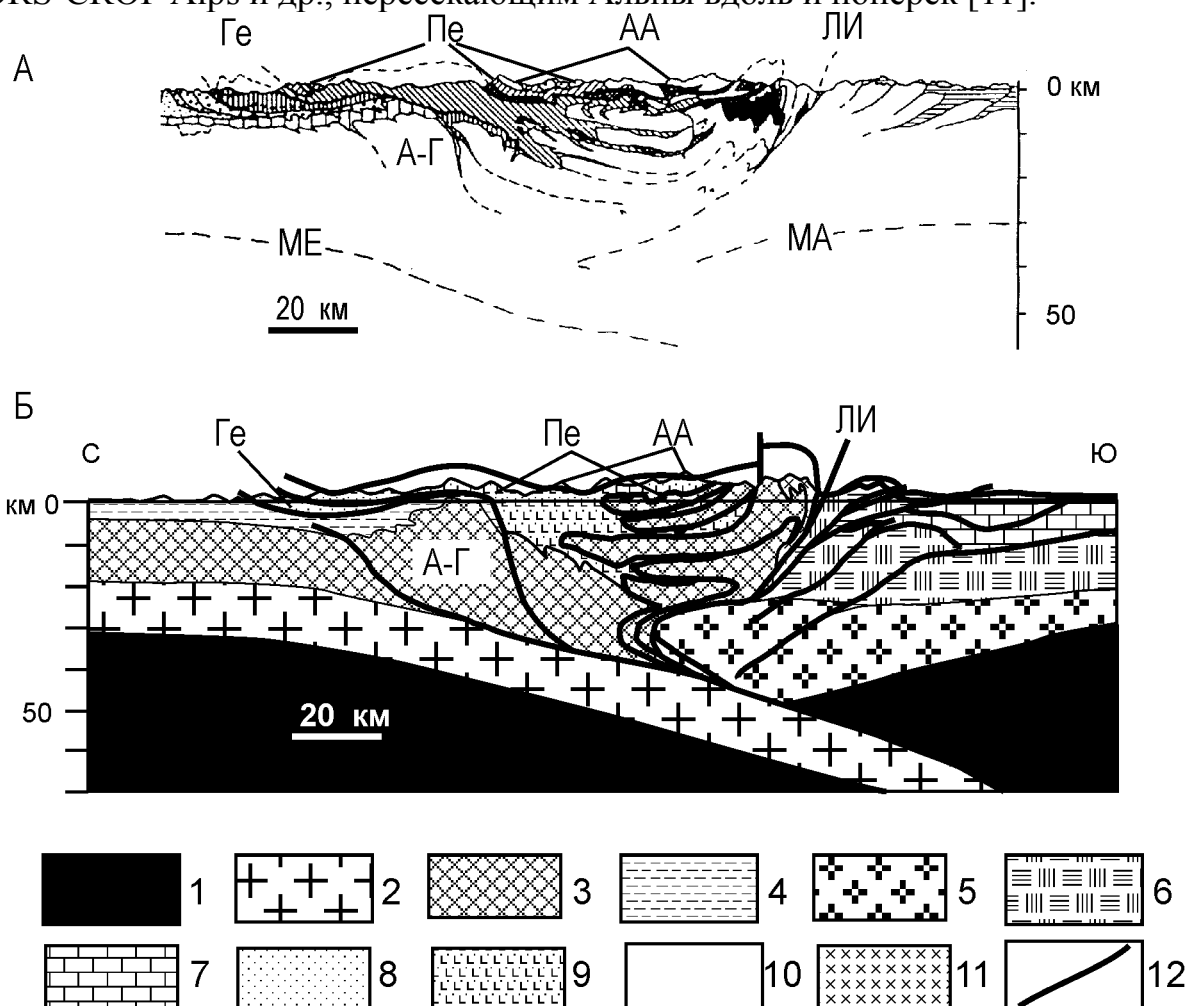


Рис. 1. Геологический разрез через Альпы по [14] (А) и сейсмо-геологический разрез через Альпы, профиль EGT по [17], с упрощениями (Б). Ге- Гельветские покровы; Пе - Пенинские покровы; АА - Австроальпийские покровы; А-Г - массивы Аар и Готтар; ЛИ - линия Инсубрик.

Б. 1- мантия; 2-4 – Европа: 2 - нижняя кора; 3 - верхняя кора; 4 - “чехол”; 5-7 Адрия: 5 - нижняя кора; 6 - верхняя кора; 7 - “чехол”; 8-10 - аллохтонные комплексы: 8 - Гельвецкие покровы; 9 - Пеннинские покровы; 10 - Австроальпийские покровы; 11 - гранодиориты и тоналиты, плутон Бергель; 12 - крупные разломы и надвиги.

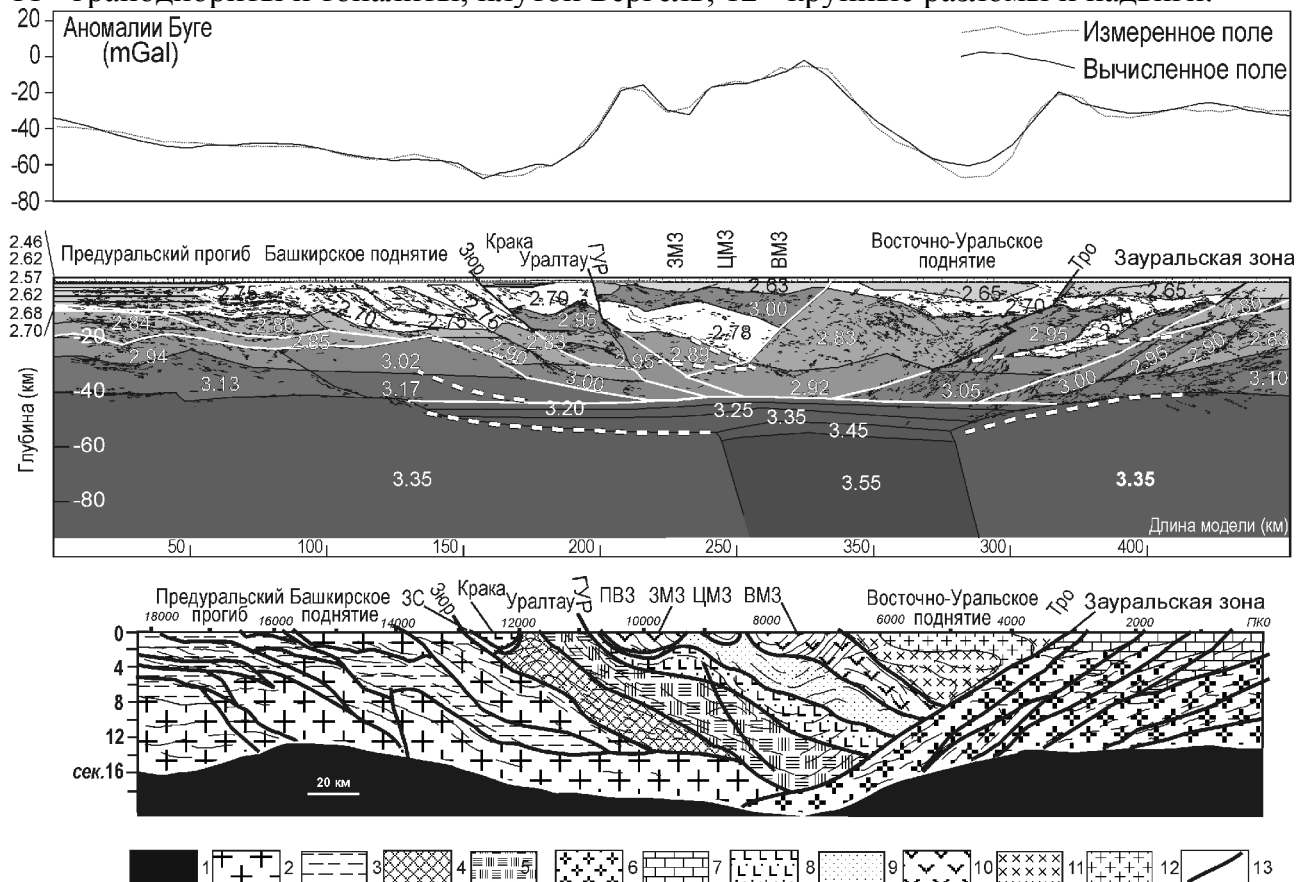


Рис. 2. Геолого-геофизические модели строения Южного Урала по профилю УРСЕЙС-95. А – по [18], с незначительными изменениями, Б – по [3].

1 – мантия; 2-3 – Восточно-Европейский кратон: 2 – нижняя кора; 3 – верхняя кора; 4 – Суваньякский терреин; 5 – Южноуралтауский терреин; 6-7 – Сибирско-Казахстанско-Киргизский континент: 6 – нижняя кора; 7 – верхняя кора; 8 – ранне-среднепалеозойские офиолиты и кремнисто-базальтовые комплексы Кракинского аллохтона и Присакмарско-Вознесенской зоны; 9 – девонские кремнистые и позднедевонско-каменноугольные терригенные и карбонатные образования верхних структурных элементов Присакмарско-Вознесенской зоны и Центрально-Магнитогорской зоны; 10 – девонско-раннекаменноугольные вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования Западно- и Восточно-Магнитогорской зоны; 11-12 – докембрийские(?) и палеозойские комплексы зоны Восточно-Уральского поднятия: 11 – метаморфизованные и не метаморфизованные породы; 12 – гранитоиды; 13 – крупные разломы и надвиги.

ЗС – Зилаирская синформа; Зюр – Зюраткульский разлом; ГУР – Главный Уральский разлом; ПВЗ – Присакмарско-Вознесенская зона; ЗМЗ – Западно-Магнитогорская зона; ЦМЗ – Центрально-Магнитогорская зона; ВМЗ – Восточно-Магнитогорская зона; Троцк – Троицкий разлом; ВУР – Восточно-Уральский разлом. Цифрами внутри контуров блоков модели (А) показаны значения плотности в г/см.

Сопоставление Южного Урала и Альп. Эпипалеозойский Уральский покровно-складчатый пояс по своему внутриконтинентальному положению (расположен внутри континента) и способу образования (образован в зоне столкновения двух континентов – в зоне континентальной коллизии) вполне сопоставим с коллизионным орогеном Альп. Последнее десятилетие знаменовалось проведением на Урале комплексных геофизических исследований по нескольким региональным профилям, подобным проводившимся в Альпах. В частности, южный сегмент Урала был пересечен профилем URSEIS-95. Материалы по этому профилю по своему качеству вполне сопоставимы с материалами по профилям через Альпы, что дает возможность провести принципиальное сравнение строения этих коллизионных поясов. Конечно, вещественные комплексы, слагающие Урал и Альпы совершенно разные, но сжимающие и выталкивающие в процессе коллизии силы имеют одинаковую природу и в Альпах, и на Урале, поэтому должны создавать в общем схожие деформации толщ и системы разломов в зоне столкновения. В Альпах эти структуры еще не затронуты пост-коллизионными процессами и демонстрируются почти в «чистом виде». Но области наибольшего деформирования подвергаются и наиболее интенсивному поднятию и, следовательно, сильной эрозии. Очевидно, что на Урале большая часть шарьированных на запад покровов и комплексов из зоны наиболее интенсивной деформации и перемешивания должна быть эродирована. Тем не менее сопоставление геолого-геофизических разрезов через Южный Урал (URSEIS-95) и Альпы демонстрирует схожесть основных тектонических черт этих покровно-складчатых поясов [1-3]. Главными соответствующими парами являются (Альпы – Южный Урал):

1) главный детачмент Европейской окраины (граница между нижней и верхней корой) – главный детачмент Южно-Уральской окраины Балтии (кровля допалеозойского фундамента); 2) Массивы Аар и Готтар – поднятие Уралтау; 3) Крайнее южное ограничение массивов Аар и Готтар – Главный Уральский разлом; 4) Линия Инсубрик – Восточно-Уральский разлом; 5) Гельветские покровы – Зилаирская синформа; 6) Пенинские покровы – аллохтонный массив Крака, Западно- и Восточно-Магнитогорские зоны. Это означает, что почти всем типовым структурам современного коллизионного пояса Альп можно сопоставить соответствующие тектонические структуры южной части герцинского Уральского коллизионного пояса. Работы последних лет на Южном Урале позволили нам описать камсакский метаморфический комплекс [15], который может быть сопоставлен элементам строения покровов Пенинского типа, сложенным сильно дислоцированными и неравномерно метаморфизованными образованиями, которые чрезвычайно широко представлены в Альпах.

Альпы характеризуются относительной молодостью структуры и чрезвычайно яркой расчлененностью рельефа. Все это предопределило чрезвычайно высокий уровень геологической изученности Альп. А это, в свою очередь обусловило то, что региональные геолого-геофизические модели строения Альп в значительной степени базируются на собственно геологических и структурно-геологических материалах по верхнекоровому строению Альп. Чего нельзя сказать в отношении региональных геолого-геофизических моделей строения Южного Урала по профилю URSEIS-95 и по другим региональным профилям. Это связано с тем, что для Южного Урала характерна незначительная расчлененность рельефа и неравномерная (чаще всего неудовлетворительная) обнаженность, что объективно обуславливает существенно более низкий, по сравнению с Альпами, уровень геологической изученности Южного Урала. Фактически, в настоящее время с уверенностью можно говорить о том, что на Южном Урале надежно установлены лишь поля распространения определенных комплексов, их комбинаций и ассоциаций, т.е. надежно выявлены и ограничены тектонические зоны. Как правило, гораздо с меньшей степенью надежности можно говорить и о внутреннем строении этих тектонических зон. И еще менее надежно установленным (в первую очередь по причине недостаточной расчлененности рельефа) следует признать характер ограничения этих зон – тип границ, их возраст, характер смещения по ним, а в некоторых случаях и их пространственную ориентировку (наклон и характер поведения на глубине).

Объективно предопределенная практическая невозможность (или, по крайней мере, большая сложность) надежного установления геологическими методами пространственной ориентировки границ между тектоническими зонами Южного Урала не дает возможность задавать надежные геометрические контуры верхнекоровых частей геолого-геофизических моделей. Во многих моделях границы между зонами постулируются достаточно крутыми, или слабонаклонными, часто уходящими вниз на всю мощность земной коры. В качестве примера таких построений можно привести одну из первых интерпретаций по профилю URSEIS-95 Д.Брауна и др. [16,17], где Присакмарско-Вознесенская, Западно-, Центрально- и Восточно-Магнитогорская зоны показаны как одно недифференцированное тело, имеющее в плоскости профиля трапециевидное сечение, уходящее от поверхности на всю мощность земной коры и ограниченное на западе крутопадающим на восток сквозькоровым Главным Уральским разломом (ГУР), а на востоке – крутопадающим на запад сквозькоровым Восточно-Магнитогорским разломом. Это тело интерпретировано как слабонарушенное девонское островодужное сооружение, причленённое в самом конце девона к пассивной окраине Восточно-Европейского континента. (В этой связи нельзя не отметить, что сейсмические исследования по отраженным волнам вдоль профиля URSEIS-95 показали, что ГУР выражен на монтажах волн, гораздо слабее других разломов, и вообще не прослеживается глубже 15 км).

В целом, для коллизионных поясов характерен совершенно другой стиль строения. Так, например, в Альпах, большинство тектонических контактов, фиксируемых на поверхности, – это не сквозькоровые разломные зоны, а фронты покровных комплексов. Для центрального сегмента коллизионной зоны чрезвычайно характерно широкое распространение покровных аллохтонных (перемещенных) образований, формирующих чередование («перемешивание») комплексов различного вещественного состава и происхождения. В работе [18] приводится геолого-геофизическая модель (далее модель D&G) вдоль профиля URSEIS-95 в альпийском стиле, в которой вся Магнитогорская зона интерпретируется как аллохтонная инверсионная структура, то есть тяжелые (~3.0 г/ссм) комплексы островодужного происхождения не протягиваются на всю мощность коры, а подстилаются легкими (~2.78 г/ссм) (сиалическими?) образованиями (Рис.2). Расчеты показывают, что такая интерпретация не противоречит наблюдаемому гравитационному полю. Представляется, что модель D&G более реалистична, чем модель [Brown et al., 1998; 2003], так как лучше соответствует всей совокупности имеющихся данных.

Сопоставление плотностных моделей по профилям, секущим Южный Урал (модель D&G) и Восточные Альпы [19], показывает, что оба коллизионных орогена характеризуются утолщенными (до ~40-50 км) кора́ми с плотностями в коровых блоках, варьирующими в пределах (2.75 – 3.05 г/ссм). Утолщение коры выражается в понижении значений гравитационного поля в аномалиях Буге до значений -160 мГал над центральными областями Альп. Однако гравитационное поле над Южным Уралом имеет более сложную морфологию. Фоновые значения поля понижаются от краев к осевой зоне орогена лишь до -60 мГал, а в осевой зоне возрастают до нулевых значений. Это свидетельствует о частичной компенсации общеуральского прогиба поверхности М. В модели D&G эта компенсация осуществляется за счет двух составляющих: (1) за счет плотных пород верхней коры Магнитогорской зоны и (2) плотного мантийного литосферного корня (3.55 г/ссм) под осевой зоной Южно-Уральского орогена. Под Альпами столь выразительных мантийных плотностных аномалий не обнаружено.

Исследования проводятся при финансовой поддержке РФФИ, проект 04-05-06093.

Литература

1. *Кузнецов Н.Б.* Покровно-складчатое строение Альп – ключ для понимания современной структуры и позднепалеозойских деформаций на Южном Урале // Геологический сборник № 4. ИГ УНЦ РАН. Уфа. 2004. стр. 62-64.
2. *Кузнецов Н.Б.* Покровно-складчатые структуры Альп – ключ к пониманию современной структуры и поздне-палеозойских деформаций Южного Урала // Эволюция тектонических процессов в истории Земли. МТК. 2004. Новосибирск. Изд-во СО РАН, Филиал «Гео». 2004. Т.1. стр. 278-281.

3. *Кузнецов Н.Б., Руженцев С.В., Самыгин С.Г.* Некоторые вопросы тектоники Южного Урала // Геология и металлогения ультрамафит-мафитовых и гранитоидных интрузивных ассоциаций складчатых областей. Е-бург. ИГиГ УрО РАН. 2004. с. 39-44.
4. *Язева Р. Г., Бочкарев В. В.* Геология и геодинамика Южного Урала (опыт геодинамического картирования). Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 203 с.
5. *Серавкин И.Б.* Тектоно-магматическая зональность Южного Урала и его положение в складчатых системах Урало-Монгольского пояса // Геотектоника, 1997. № 1. С. 32-47
6. *Иванов К. С.* Основные черты геологической истории (1.6-0.2 млрд лет) и строения Урала. Е-бург: ИГиГ УрО РАН. 252 с.
7. *Пучков В.Н.* Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа. . 2000. ДАУРИЯ, 146с.
8. *Пучков В.Н.* Эволюция литосферы: от Печорского океана к Тиманскому орогену, от Палеоуральского океана к Уральскому орогену // Проблемы тектоники Центральной Азии. М.: ГЕОС. 2005. с. 309-342
9. *Руженцев С. В., Самыгин С.Г.* Структура и тектоническое развитие области сочленения Восточно-Европейской платформы и Южного Урала // Геотектоника. 2004. № 4. с. 20-44.
10. *Самыгин С.Г., Руженцев С.В.* Уральский палеокеан: модель унаследованного развития // Доклады РАН. 2003. т. 392, № 2, с. 226-229.
11. *Pfiffner, O.A., Lehner, P., Heitzman, P.Z., Mueller, S., Steck, A.,* Deep Structure of the Swiss Alps – Results from NRP20. Birkhäuser AG, Basel, 1997. 380p.
12. *Heim A.* Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung im Anschluss an die geologische Monographie der Todi – Windgallen Gruppe, Schwabe, Basel, 1878. 246 p.
13. *Руттен М.Г.* Геология Западной Европы. М.: Мир. 1972. 446 с.
14. *Трюмпи Р.* Тектоническое развитие Центральных и Западных Альп. М.: Мир. 1965
15. *Кузнецов Н.Б.* Нижнекоровые образования («покровы фундамента») в коллизионной структуре палеозойд Южного Урала // Области активного тектогенеза в современной и древней истории Земли. Материалы XXXIX Тектонического совещания, 31 января - 3 февраля 2006 г., Москва (в печати).
16. *Brown D., Juhlin C., Alvarez-Marron J., Pérez-Estaún A., Oslianski A.* Crustal-scale structure and evolution of an arccontinent collision zone in the Southern Urals, Russia // Tectonics. 1998. V. 17. P. 158–171.
17. *Brown D., Carbonell R., Kukkonen I., Ayala C., Golovanova I.* Composition of the Uralide crust from seismic velocities (V_p and V_s), heat flow, gravity, and magnetic data. Earth and Planetary Science Letters, 210, 333-349.
18. *Döring J., Götze H.-J.* The isostatic state of the southern Urals crust // Geol Rundsch. 1999. 87: p.500–510.
19. *Ebbing J.* The crustal structure of the Eastern Alps from a combination of 3D gravity modelling and isostatic investigations. Tectonophysics 380. 2004. p.89–104

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ УКРАИНСКОГО ШИТА ПО ДАННЫМ ТРЕХМЕРНОГО ГРАВИТАЦИОННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

**П.Я. Куприенко, И.Б. Макаренко, В.И. Старостенко, О.В. Легостаева,
А.С. Красовский**

Институт геофизики НАН Украины, г. Киев

Кировоградский блок (КБ) занимает центральное положение в Украинском щите (УЩ) и является своего рода «осью его симметрии». Он разделяет западную и восточную части щита, имеющие свои особенности строения и историю развития, и сам имеет симметричное строение (см. рис. 1, врезка) относительно оси центрального антиклинория и ограничивающих его межблоковых шовных зон: Голованевской, которая четко проявляется в гравитационном поле в виде уникального Голованевского максимума – на западе и Западно-Ингулецкой – на востоке. Именно в Кировоградском блоке происходит стык главных направлений крупнейших разломов северо-западного и северо-восточного простираний, характерных для западной части щита (Центральный разлом), и разломов ортогональной системы, преобладающих в восточной части. В целом земная кора этого блока относится к типу зрелой континентальной коры.

Участок исследований разбит на многочисленные блоки разного порядка. В центральной части расположен Кировоградский блок, который граничит на западе с Белоцерковским и востоке с Приднепровским блоками УЩ. Эти геоблоки отделены один от другого зонами глубинных разломов первого порядка. Блоками второго порядка являются: Ингульский, Новоукраинский, Гайсинский, Братский и Корсунь-Новомиргородский плутон, которые различаются историей развития, особенностью глубинного строения и петрофизическим составом пород (рис. 1).

Изучению Кировоградского блока посвящены многочисленные публикации (*Ильченко и др., 1982; Куприенко и др., 1984, 1985; Красовский и Куприенко 1988; Койфман 1988; Красовский и др., 1988 и др.*), в которых основное внимание уделялось изучению особенностей глубинного строения, распределению параметра плотности в земной коре и петрологической интерпретации геофизических полей.

В настоящее время появилась возможность изучить строение земной коры КБ с помощью трехмерного плотностного моделирования, которое, на наш взгляд, поможет получить дополнительную информацию о структуре и составе земной коры блока. Этому предшествовало два фактора: 1) переинтерпретация сейсмических материалов по профилям ГСЗ и геотраверсам (*Ильченко 2003*), позволившая выявить новые особенности глубинного строения, что дало возможность создать целостную картину распределения плотности в земной коре; 2) появление точной в передаче и обработке геолого-геофизической информации автоматизированной системы для решения прямой

задачи гравиметрии (Старостенко и др., 1997; Старостенко и Легостаева 1998).

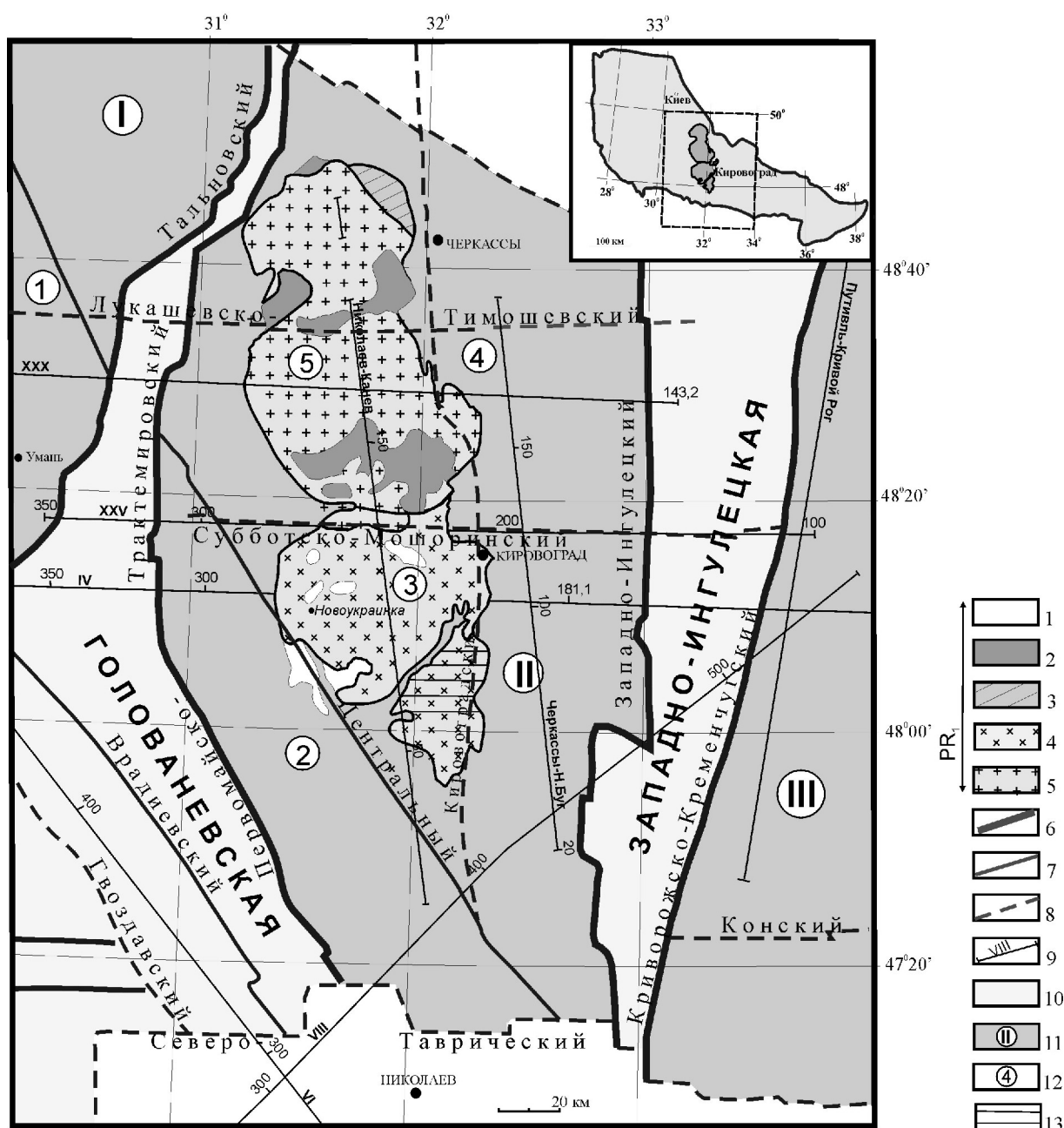


Рис. 1. Основные тектонические элементы центральной части Украинского щита.

Комплексы пород (согласно геологической карте докембрийских образований Украинского щита, м-б 1:1000000 (Щербак и Володин, 1984)): 1 – габбро-монциты, монциты, кварцевые монциты; 2 – габбро, габбро-нориты, анортозиты, габбро-анортозиты; 3 – граниты субщелочные; 4 – граниты равномернзернистые, порфиробластические и трахитоидные; 5 – граниты и мигматиты равномернзернистые, порфиробластические с останцами гнейсов и кристаллосланцев двуслюдяных, биотитовых, силлиманит- и гранат-биотитовых. Разломы: 6 – глубинные первого порядка; 7 – глубинные второго порядка; 8 – другие. 9 – профили ГСЗ. 10 – шовные зоны. 11 – блоки первого порядка: I – Белоцерковский (Фастовский), II – Кировоградский, III – Приднепровский. 12 – блоки второго порядка: 1 –

Гайсинский, 2 – Братский, 3 – Новоукраинский, 4 – Ингульский, 5 – Корсунь – Новомиргородский плутон. 13 – Бобринецкий блок.

Основной задачей детального объемного плотностного моделирования являлось построение такой модели земной коры и верхней мантии центральной части УЩ, которая позволила бы изучить строение, распределение плотностных неоднородностей по глубине и латерали, а также уточнить, как распространяются неоднородности, выявленные вдоль профилей ГСЗ, по объему структур.

Трехмерная плотностная модель, основанная на геологических данных и данных ГСЗ, включает 8 слоев: (1) осадки; (2) 0-5 км; (3) 5-10 км; (4) 10-20 км; (5) 20-30 км; (6) 30-40 км; (7) 40 км – раздел Мохо. Модель рассчитана с учетом «кромантийной» смеси (от 35(36) км до раздела Мохо) и неоднородностей мантии, полученных по сейсмическим данным. Гравитационный эффект рассчитывался отдельно от каждого слоя с последующим анализом его влияния на суммарное поле.

Плотностная параметризация внутри расчетных слоев была выполнена с использованием сведений о плотности пород на поверхности фундамента для верхних уровней и зависимости скорость-плотность для нижних уровней. Корректировка значений плотности внутри расчетных слоев выполнялась в соответствии с возможными изменениями параметров для разных типов пород.

В результате трехмерного моделирования получены основные закономерности распределения плотности в земной коре отдельных блоков.

Новоукраинский массив. Кора разделена по латерали на две части, которые различны по распределению плотности: восточную и западную (меньшую по размерам). В каждой из них распределение плотности на поверхности фундамента отвечает петрофизическим данным и составляет 2.62 и 2.66 г/см³, соответственно. К глубине 17 км, как в восточной, так и в западной части, наблюдается нарастание плотности с глубиной до значений 2.65 и 2.69 г/см³ соответственно. Здесь происходит скачок плотности (по данным сейсмометрии – скачок скорости) с $\Delta\rho=0.15$ и $\Delta\rho=0.21$ г/см³ и значения плотности пород имеют величину 2.80 и 2.90 г/см³ для восточной и западной части, соответственно. С глубиной разность в значениях плотности уменьшается и на 30 км ее величина в обеих частях составляет 2.98 г/см³. В юго-восточной части Новоукраинского массива (Бобринецкий блок) наблюдается аномально низкое значение плотности (2.58 г/см³), которое прослеживается по срезам до глубины 10 км. Затем в слое 10-20 км градиент существенно увеличивается и на подошве слоя плотность имеет значение 2.74 г/см³ со скачком плотности на этой границе $\Delta\rho=0.08$ г/см³.

Корсунь-Новомиргородский плутон. Породы на поверхности фундамента учтены с плотностью 2.62 г/см³. Тела монзонитов, анортозитов, габбро, залегающие отдельными объектами на границе с Новоукраинским массивом, а также по периферии плутона, характеризуются значениями плотности 2.64, 2.70 и 2.74 г/см³. Модель восточной части учитывает три границы скачкообразного изменения плотности с глубиной на 2, 5, 12 км с перепадом плотности в +0.02 (0.04) г/см³; -0.03 г/см³ и +0.15 г/см³, соответственно. В интервале глубин 0-2 км значение плотности нарастает с глубиной от 2.62 (2,64) г/см³ на кровле до 2.63

(2.65) г/см³ на подошве; во втором интервале (2-5 км) от 2.67 г/см³ до 2.68 г/см³; в третьем (5-12 км) – породы учтены с постоянной для этого слоя плотностью 2.65 г/см³. В западной части блока плотность с поверхности фундамента до глубины 12 км растет незначительно (до 2.63 г/см³). На глубине 12 км, и в западной и восточной части, значение плотности пород претерпевает скачкообразное изменение ($\Delta\rho = + 0.17$ г/см³) и становится равным 2.80 г/см³. Далее плотность увеличивается по линейному закону и на глубине 30 км достигает значения 2.98 г/см³.

Ингульский блок имеет более дифференцированное распределение плотности пород по всему объему. Субботско-Мошоринским разломом блок разделен на две части: южную и северную. В южной части блока средняя плотность пород на поверхности фундамента 2.71 г/см³; в северной – 2.63 г/см³ (здесь присутствуют отдельные небольшие тела с плотностью 2.62, 2.64, 2.70 г/см³). Центральная часть характеризуется наличием пород, в которых плотность изменяется в интервале 2.65 - 2.71 г/см³. В южной части учтены четыре границы скачкообразного изменения плотности с глубиной: на 6 км $\Delta\rho = +0.01$, на 16 км $\Delta\rho = +0.02 - +0.06$ г/см³; на 20 км $\Delta\rho = +0.02 - +0.05$ г/см³ и на 30 км $\Delta\rho = + 0.07$ г/см³. Для слоя 0-6 км характерно незначительное нарастание плотности от 2.71 г/см³ до 2.72 г/см³; от 2.67 г/см³ до 2.68 г/см³; от 2.65 г/см³ до 2.66 г/см³ в отдельных телах. Слой 6-16 км рассчитан с плотностью пород 2.76, 2.74, 2.72, 2.75 г/см³ на верхнем и 2.78, 2.76, 2.74, 2.77 г/см³ на нижнем контактах соответственно. В слое 20-30 км все неоднородности рассчитаны с одинаковой плотностью верхнего контакта 2.84 г/см³ и одинаковым градиентом изменения плотности (на 30 км $\rho = 2.86$ г/см³ для всего слоя).

В северной части Ингульского блока (севернее Субботско-Мошоринского разлома) наблюдаются три границы скачкообразного изменения плотности с глубиной – на 6, 10, 18 км с $\Delta\rho$ на каждой из них соответственно: 0.08, 0.09 и 0.14 г/см³. В слоях 0-6, 6-10 и 10-18 км приняты значения плотности 2.63, 2.72 и 2.82 г/см³ на верхнем контакте и 2.64, 2.73 и 2.84 г/см³ на нижнем, соответственно. Ниже 18 км наблюдается равномерное, незначительное увеличение плотности до значений 2.99 г/см³ на глубине 30 км.

На всей остальной территории Кировоградского блока градиент изменения плотности не претерпевал скачкообразного изменения. Для всех слоев (0-5, 5-10, 10-20, 20-30, 30-40, 40-М км) в каждой структуре рассчитывался индивидуально градиент, который в пределах слоя изменялся по линейному закону.

Голованевская шовная зона характеризуется повышенными значениями плотности пород как с поверхности (2.76-2.83 г/см³) так и по всему разрезу (на срезе 30 км значение плотности равняется 2.95-2.99 г/см³). В глубинной части зоны распространен слой повышенной скорости (плотности) и, как указано ранее, рассчитан слой «коромантийной» смеси со значением плотности пород 3.04 г/см³ на кровле и 3.20 г/см³ на подошве.

Неоднородности **Западно-Ингулецкой зоны** аппроксимированы расчетными объектами с плотностью на поверхности фундамента в основном 2.61-2.64 г/см³, только на юге и в центре зоны присутствуют тела повышенной плотности 2.68-2.71 г/см³. С глубиной значение плотности возрастает в каждом расчетном теле с индивидуальным градиентом. По всему разрезу значения плотности схожи с плотностями пород структур, примыкающих с востока, и на глубине 30 км имеют значения 2.94-2.98 г/см³. В этой зоне с глубины 36 км присутствует коромантийная смесь. Севернее Субботско-Мошоринского разлома с глубины 16 км зона делится на две ветки – западную и восточную с разницей в значениях плотности, достигающей величины 0.12 г/см³, которая сохраняется до раздела Мохо.

Братский синклиорий на поверхности фундамента характеризуется довольно низкими значениями плотности: 2.61-2.65 г/см³ с небольшими массивами уплотненных тел (2.68-2.71 г/см³). Но к глубинам 15-20 км плотность пород увеличивается настолько, что её значения сравнимы с плотностями пород юга Ингульского блока.

Восточная часть **Гайсинского блока** учтена в модели с плотностью на поверхности фундамента 2.62-2.72 г/см³. Нарастание плотности с глубиной не претерпевает каких-либо отклонений от нормального распределения $\rho = f(V_p)$ и достигает на глубинах 40 км значений 3.05 г/см³ для всего блока в пределах расчетной площади.

В расчетную область попадает и южная часть **Белоцерковского (Фастовского) блока**. Здесь породы с поверхности имеют значения плотности 2.64-2.75 г/см³; с глубиной нарастание плотности происходит по нормальному распределению и составляет на Мохо 3.05-3.06 г/см³.

В результате выполненного трехмерного плотностного моделирования установлено следующее:

1. Тела габбро, габбро-норитов и анортозитов Корсунь-Новомиргородского плутона и Новоукраинского массива имеют приповерхностное распространение, поскольку на глубине 5 км величины параметра плотности нивелируются с плотностями вмещающих пород.

2. Земная кора Корсунь-Новомиргородского плутона и Новоукраинского массива разделена на два слоя с резким скачком плотности на глубине 12 и 18 км, соответственно: в верхнем (до 12 и 18 км, соответственно) залегают слабоплотные породы с плотностью 2,62 (2,65) г/см³; в нижнем – породы уплотнены до значений плотности 2,88 (2,90) г/см³.

3. Земная кора Корсунь-Новомиргородского плутона разделена на две части: западную и восточную. Изменение плотности пород в обеих частях до глубины 12 км имеет различный характер: в восточной присутствует три скачкообразных изменения параметра плотности на глубинах 2, 5 и 12 км; в западной – только на глубине 12 км.

4. Шовные зоны характеризуются повышенными значениями плотности пород по всему разрезу земной коры и присутствием в низах коры «коромантийной» смеси.

Таким образом, трехмерное плотностное моделирование позволяет проследить изменение плотности пород как с глубиной, так и по латерали в любой точке объема, определить уплотненные и разуплотненные зоны по объему, подтвердить или опровергнуть наличие «коромантийной» смеси.

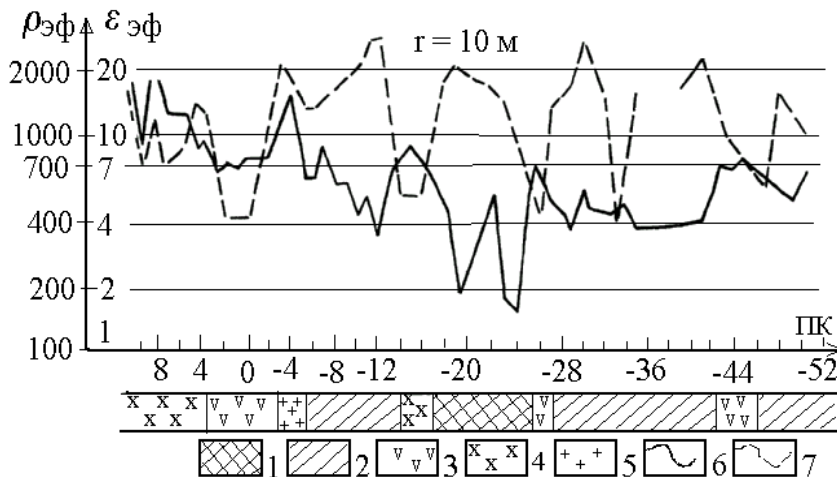
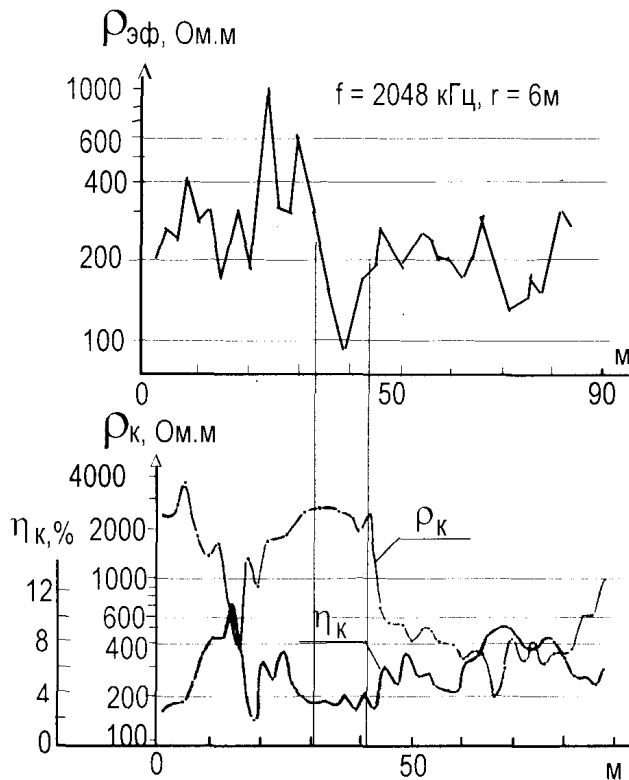
ПЕРСПЕКТИВЫ ИЗУЧЕНИЯ ДИЭЛЕКТРИЧЕСКОЙ ПРОНИЦАЕМОСТИ ПРИ РЕШЕНИИ ЗАДАЧ ЭКСПЛУАТАЦИОННОЙ РАЗВЕДКИ

В.Ф. Лебедев¹, О.А. Тронин²

¹ОАО «Алмаззолотоавтоматика», ²КГТУ, г. Красноярск

Основой применения геофизических методов является дифференциация объекта исследований (зоны тектонических нарушений, рудные тела и пр.) и вмещающей среды по какому-либо физическому параметру (лучше по ряду параметров): электрическому сопротивлению, плотности, магнитности и другим.

Так зоны разломов, особенно обводненные, создают аномалии проводимости (низкоомные), а по гравиметрии-аномалии «дефекта масс»; сульфидные рудные тела (к примеру медно-никелевые) также будут создавать аномалии проводимости, но по гравиметрии создадут аномалии «избытка масс». Комбинирование методов, использующих дифференциацию по различным параметрам, дает информацию для более однозначной геологической интерпретации. Предпосылками для применения электромагнитных методов является дифференциация исследуемых сред по электромагнитным параметрам: электрическое сопротивление- ρ , диэлектрическая- ϵ и магнитная- μ проницаемости. В 50-60 г.г. прошлого столетия для полевой геофизики рекомендовалось использовать низкие частоты (Светов Б.С, 1966), соответственно и возможности ограничивались только объектами высокой проводимости. Разработанная и выпускаемая организациями Мингео СССР низкочастотная аппаратура ЭПП-1, ЭПП-2, ИМА-1 не нашла широкого применения. В это же время в ПТП «Краспромавтоматика», г. Красноярск (Игнатъев Г.Ф., Лебедев В.Ф) разрабатывается и выпускается аппаратура типа ДЭМП, АЭММ. Благодаря широкому диапазону частот аппаратура успешно применяется при решении разнообразных задач народного хозяйства: от поисков, разведки полезных ископаемых, решения многих задач эксплуатационной разведки до экспресс-оценки степени засоленности почв и автоматизированных систем [2-4]. При решении задач эксплуатационной разведки, при решении задач инженерной геофизики, мелиорации, археологии и пр. требуется высокая детальность, соответственно приходится применять установки малых размеров и высокие частоты (до сотен кГц и МГц). При этом могут создаваться условия, когда диэлектрические свойства могут оказывать существенное влияние на характер



Б. Картирование мерзлых и талых пород на полигоне драги 72 по $\rho_{эф}$ и $\epsilon_{эф}$. Метод ДЭМП. ВЭМЗ. $f = 1.25$ мГц.

1-полностью талые породы, преимущественно песчано-галечниковые; 2-то же, глубина оттайки 4-5 м; 3-мерзлые породы песчано-глинистого состава (жесткая мерзлота); 4- мерзлые пород песчано-галечникового состава (жесткая мерзлота); 5- мерзлые породы песчано-галечникового состава (вялая мерзлота); 6-графики $\rho_{эф}$; 7-графики $\epsilon_{эф}$.

предположили, что аномалии $\rho_{эф}$ обусловлены объектом с аномально высокими значениями ϵ и, вероятнее всего, сфалеритовыми рудами, что и было подтверждено геологической службой комбината. Интересные результаты были получены нами при проведении работ на дражных полигонах Забайкалья. Для определения эффективных значений ϵ и ρ по ряду профилей были выполнены

распространения электромагнитного поля и величину рассчитываемого значения эффективного сопротивления. Если μ_a для горных пород (кроме минералов-ферромагнетиков) мы можем принять равной μ_0 [6], то с ϵ нужно считаться [1]. Пример влияния ϵ приведен на рис.1. При отработке методики работ на Карагайлинском ГОКе по картированию руд в карьере методами ДЭМП, ВП было установлено, что богатые руды галенита отмечаются низкими значениями ρ_k и $\rho_{эф}$, а по ВП повышением η_k . Вкрапленные руды галенита также отмечаются повышением η_k , а по сопротивлению-повышением ρ_k и $\rho_{эф}$, в зависимости от содержания галенита. Вместе с тем были выявлены и прослежены зоны, где по ДЭМП $\rho_{эф} < 100 - 150$ Ом.м (как у богатых руд галенита), по $\rho_k > 2000 - 5000$ Ом.м; по η_k наблюдается нормальное поле. При анализе полученных материалов

наблюдения элементов эллипса поляризации ψ и a/v . По этим данным с помощью специальных номограмм рассчитывались эффективные значения ϵ и ρ , строились графики по профилям (рис. 1 Б) и интерпретация велась уже по двум параметрам, что значительно повышало ее однозначность.

Приведенные материалы свидетельствуют о необходимости учета влияния ϵ при выполнении работ на высоких частотах, поскольку возможны большие погрешности в истолковании получаемых данных при игнорировании этого параметра. Значения $\rho_{эф}$, рассчитанное без учета ϵ , обычно занижены, т.к. с ростом ϵ увеличивается влияние реактивного сопротивления и доля активного сопротивления уменьшается.

Для отдельного определения сопротивления и диэлектрической проницаемости в приведенных выше примерах использовалось измерение угла наклона большой полуоси эллипса поляризации поля $-\psi$ и отношения модулей большой полуоси к малой - a/v . Вообще возможно измерение и других параметров поля для определения ϵ и ρ . На рис.2 показана номограмма для

А. Графики $\rho_{эф}$, ρ_k и η_k
Профиль 1

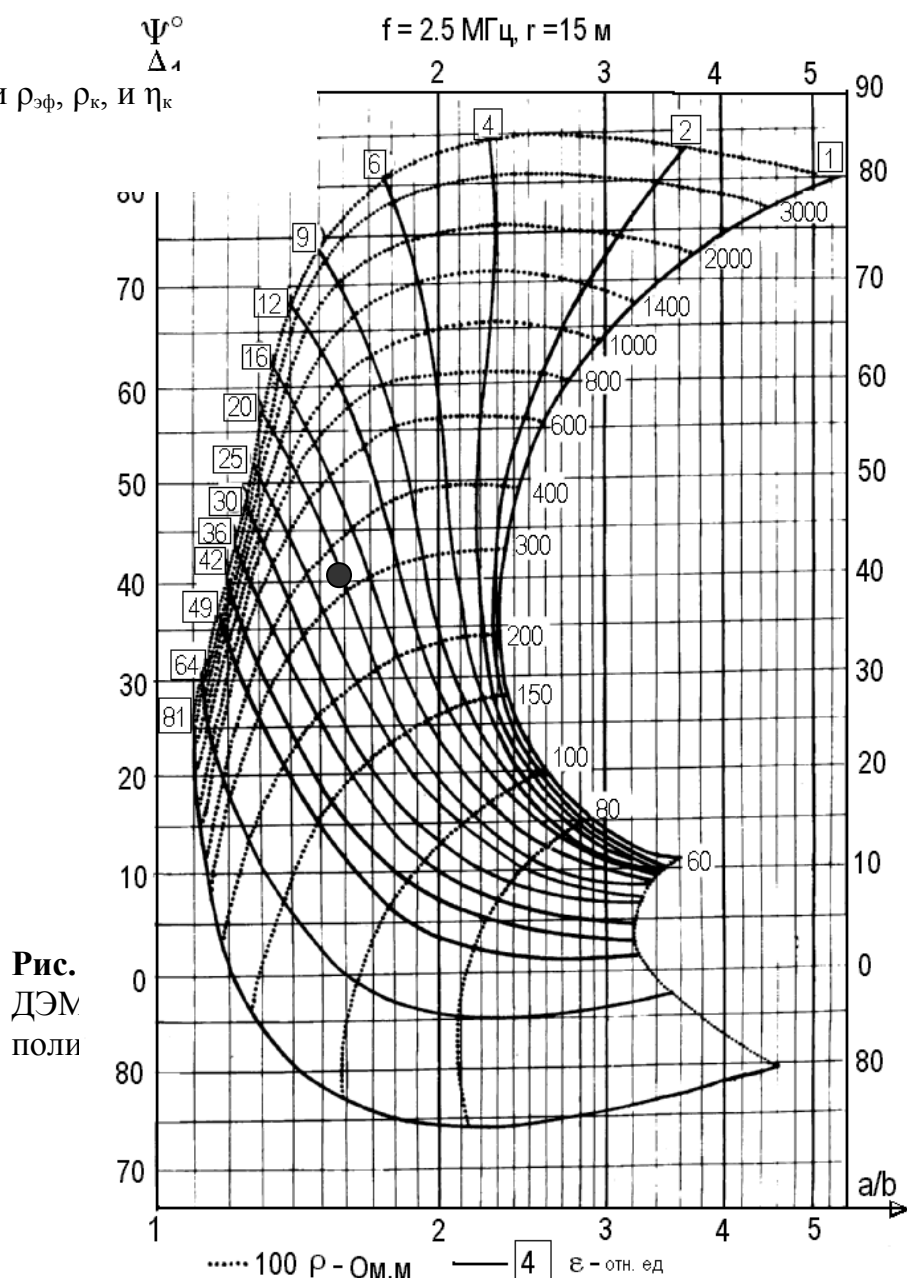


Рис. ДЭМ
поли

Рис.2. Номограмма для определения ϵ и ρ по ψ и a/v

определения ϵ и ρ по ψ и a/v .

По оси ординат откладываются значения ψ , а по оси абсцисс - a/v . На пересечении координат и снимаются значения ϵ и ρ .

Для примера на номограмме вынесена точка с значениями: $\psi = 56^\circ$, $a/v = 1,8$ ед. По номограмме определяем: $\rho = 620$ Ом.м, а $\epsilon = 9$ ед. отн.

В настоящее время подобные номограммы рассчитаны для однородного полупространства, но, полезную информацию можно получать в помощь

интерпретации.

Литература

1. *А.В. Вешев, В.Ф. Лебедев, В.А. Коднянко.* Перспективы изучения диэлектрической проницаемости при решении задач эксплуатационной разведки. Тезисы докладов Всесоюзного совещания по разработке и комплексированию геофизических методов при детальной и эксплуатационной разведке рудных месторождений. Изд. АН Армянской ССР, Ереван, 1982. с. 9-10.
2. *В.Ф. Лебедев, В.И. Иголкин.* Аппаратурные и методические разработки НПО «Сибцветметавтоматика» в области геофизики. Сб. Геофизические исследования в Средней Сибири. ГУПП «Сибирь», Красноярск, 1997, с.62-71.
3. *В.Ф. Лебедев.* Экспресс-оценка степени засоленности почв при орошаемом земледелии с помощью дипольного электромагнитного профилирования. Там же, с. 300-302.
4. *В.Ф. Лебедев, В.В. Сидоров и др.* Контроль качества кокса в технологическом потоке электромагнитными методами. Там же, с 303-305.
5. *Светов Б.С. и др.* Электромагнитные методы разведки в рудной геофизике. –М.: «Недра», 1966, с. 307.
6. *В.С. Семенов.* Электромагнитное поле низкочастотного вертикального магнитного диполя, расположенного на поверхности проводящего магнитного полупространства. Изв.высших учебных заведений, Физика, №2, 1961, с. 102-109.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ МЕТОДОВ ПРИ ПОИСКОВЫХ РАБОТАХ НА РОССЫПНОЕ И КОРЕННОЕ ЗОЛОТО

**В.Ф.Лебедев¹, Ю.Я. Руденко¹, В.А. Князев¹, М.Ф. Хохлов¹, О.А. Тронин²,
В.А. Крыжановский³, С.И. Кудрявцев⁴**

¹ОАО «Алмаззолотоавтоматика», г. Красноярск; ²КГТУ, г.Красноярск; ³ВИРГ, НПО «Рудгеофизика», С.- Пб; ⁴ЕГГК, г. Красноярск

В статье приведены некоторые результаты геофизических исследований на месторождениях золота, выполненные геофизическими службами НПО «Сиб-цветметавтоматика» и ОАО «Алмаззолотоавтоматика». Метод ДЭМП успешно решал задачи эксплуатационной разведки на россыпных месторождениях золота (картирование распространения многолетней мерзлоты на дражных полигонах, контроль за оттайкой мерзлоты, изучение рельефа плотика). Индуктивное возбуждение и прием поля позволяют вести исследования в любое время года, исследовать дражные полигоны в

предпусковой период (март-апрель) и выбирать оптимальную систему отработки месторождений, исключать столкновения с мерзлотой и связанные с этим простои и поломки оборудования. С 1969-70-х годов началось освоение и внедрение метода ДЭМП на предприятиях ПО «СВЗолото», а позднее на приисках ПО «Забайкалзолото», ПО «Якутзолото».

В 1999г. метод ДЭМП (в комплексе с ВЭЗ и магнитометрией) опробуется в бассейне р. Большая Кузеева (Красноярский край) для выявления площадей, перспективных на нахождение россыпных месторождений золота. Эти работы показали перспективность метода для решения поставленной задачи и в 2000 г. выполняется площадная съемка методами ДЭМП и магнитометрии ($\approx 38 \text{ км}^2$). По данным этих работ выделены участки повышенных мощностей низкоомных отложений. Низкоомные отложения представлены аллювиально-делювиальными и другими переотложенными породами, а также сильно выветрелыми коренными породами (особенно по зонам тектонических нарушений). Электрические сопротивления этих отложений 10-100 Ом.м. Коренные породы - гранитогнейсы, граниты; основные породы представлены дайками диабазов и пр. Сопротивления коренных пород составляют сотни - тысячи Ом.м. Для данного региона характерно наличие низкоомных отложений на склонах и водораздельных частях рельефа, что связано с сохранившимися неогеновыми отложениями и корами выветривания, сопровождающими зоны дизъюнктивных тектонических нарушений. На рис. 1 приведен план изомощностей низкоомных отложений и магнитного поля западной части участка «Южный». В геологическом разрезе присутствуют породы повышенной магнитности, которые были более поздними тектоническими процессами разбиты на блоки и смещены, как в вертикальной, так и в горизонтальной плоскостях. Магнитные поля очень хорошо отражают перемещения блоков, в которых находятся магнитные породы. Так между профилями Пр 54-1 и Пр 55-1 наблюдается разлом, по которому блок пород с профилем 54-1 перемещен к западу относительно профиля Пр 55-1 с амплитудой около 120-150 м (по горизонтали); в вертикальной плоскости этот блок несколько опущен, т.к. интенсивность поля $|T|$ на Пр 55-1 ~ 2000 нТл, а на профиле 51-1 ~ 1500 нТл. Аналогичные аномалии $|T|$ отмечены к востоку; особенно четко тектоника «сопровождает» р. Малая Кузеева, русло которой идет по зоне разлома. Буровыми поисковыми линиями (ПЛ-68, ПЛ-72, ПЛ-76) была выявлена золотоносная россыпь с содержанием до 3-6 г/м³ (очевидно неогеновые отложения). Выше по руч. Глубокий и р. М. Кузеева в современных отложениях золото очень бедное. Вероятнее всего, что эта россыпь является продолжением зоны низкоомных отложений, отмеченной в районе пикетов 80-160 Пр 54-1 и смещенной к западу, о чем было сказано выше. По ДЭМП эта зона прослеживается на ЮЮВ, а на ССЗ уходит к руч. Сидоровский. Помимо этой зоны на участке работ выявлен еще целый ряд перспективных зон на россыпные месторождения, а некоторые из них, возможно, связаны с корами выветривания. Имеются также интересные аномальные зоны, возможно связанные с коренными рудопроявлениями.

Коренные месторождения золота для геофизики являются очень «трудным» объектом. Содержания его малы и не оказывают влияния на физические свойства вмещающих пород. И по косвенным признакам выявление и прослеживание рудных тел дело очень сложное и возможно лишь при комплексных исследованиях. Относительно «доступными» являются некоторые типы золотосульфидных месторождений, в которых сульфиды могут существенно влиять на электрические свойства (сопротивление, поляризуемость) и создавать благоприятные предпосылки для методов сопротивлений и ВП.

Для месторождений кварцзолоторудного типа, представленных кварцевыми жилами, зонами прокварцевания, рудообразование шло по тектоническим зонам и изучение структурно-тектонических условий может помочь в локализации площадей поисков.

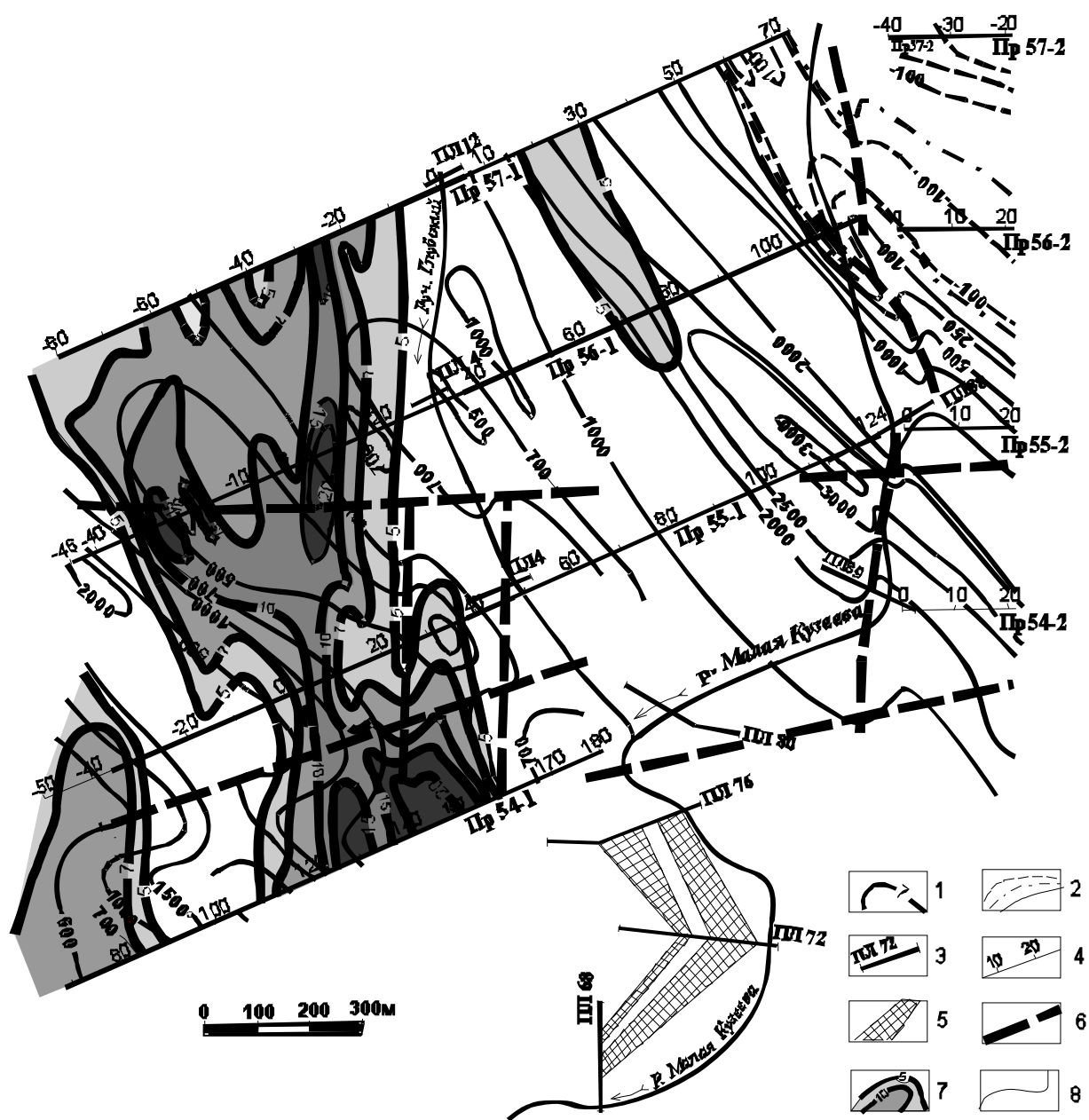


Рис. 1. План изомощностей низкоомных отложений и магнитного поля /Т/ участка «Южный» по данным ДЭМП и магнитометрии (2000г.).

1-линии изомощностей; 2-изодинамы $|T|$; 3-поисковые буровые линии; 4-профили геофизических наблюдений; 5-золотоносные отложения по данным бурения ($3-6 \text{ г/см}^3$); 6- дизъюнктивные нарушения по геофизическим данным; 7-зоны повышенных мощностей низкоомных отложений; 8-ручьи, реки.

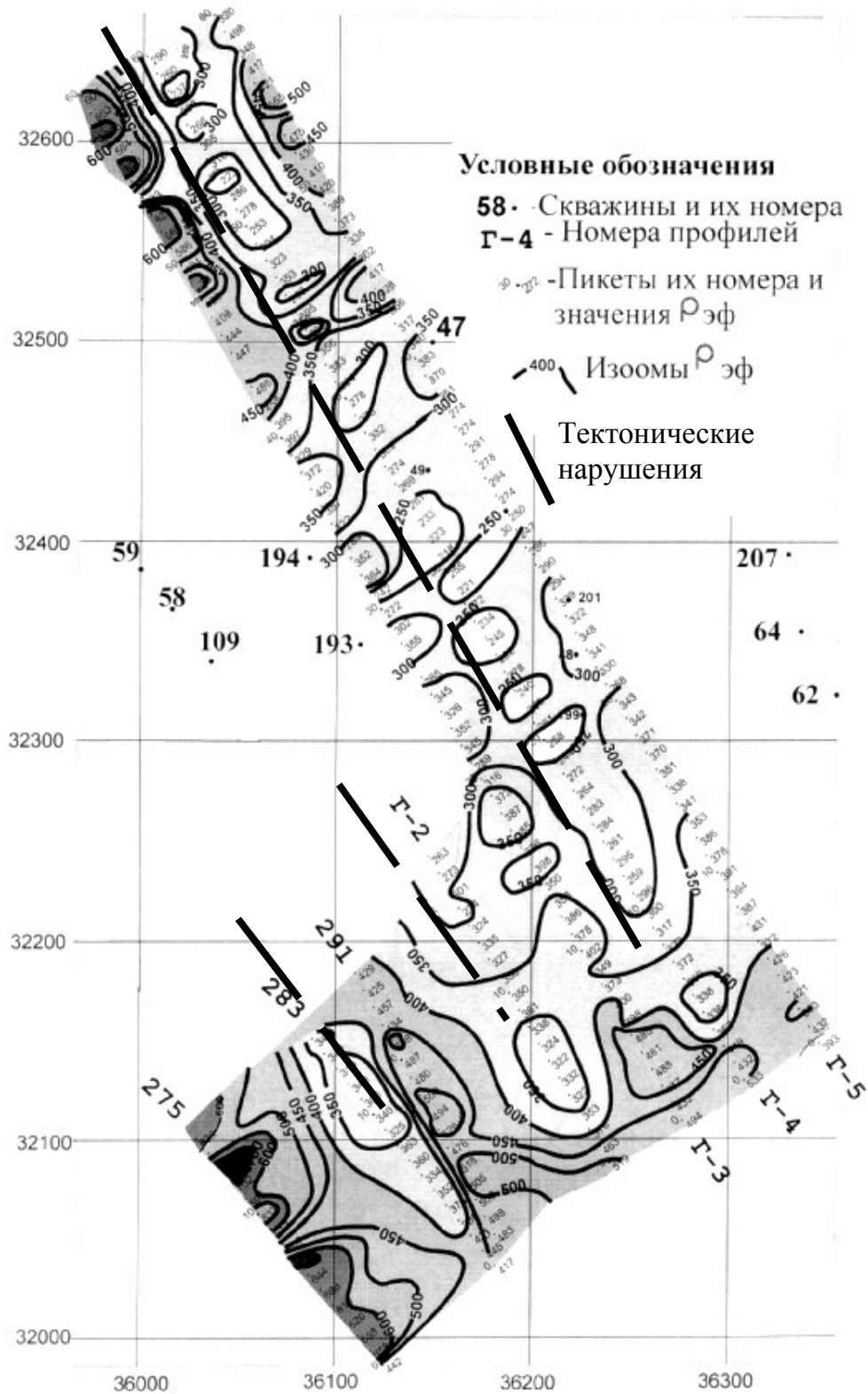


Рис.2. План изоом $P_{эф}$ метода БДК $f=312$ Гц (АБ №3 пк70, ПрГ-2) Рудопроявление "Пионер".

На рис. 2. приведен пример выявления тектонических нарушений методом бесконечно-длинного кабеля (БДК) на рудопроявлении золота «Пионер» (Амурс-кая область, 2002 г.). Породы месторождения представлены, в основном, диоритовыми порфиритами, гранит-порфирами и Юрскими песчаниками. Отдельные участки этих пород по зонам тектонических нарушений претерпели глубокую проработку (метасоматоз), вплоть до аргиллизации. Рудные тела представлены кварц-золоторудными жилами, которые пострудной тектоникой были раздроблены и оказались в виде брекчий среди метасоматитов. Электрические сопротивления вмещающих пород 800-2000 Ом.м на рабочих частотах. Зоны тектонических нарушений без заметного метасоматоза имеют сопротивления до 500-600 Ом.м, а при глубоком метасоматозе сопротивления понижаются (по данным каротажа) до 80-250 Ом.м. К тому же эти зоны низкого сопротивления часто отмечаются и низким уровнем магнитного поля и естественной радиоактивности. Очевидно в процессе метасоматоза по тектоническим зонам подверглись изменениям и некоторые минералы (магнетит, пирротин и др.).

Возбуждение поля осуществлялось линией АВ, длиной 1600 м, с центром на профиле Г-2 пк 70 (в 100 м на север от последних пикетов профилей Г-3, Г-4, Г-5). Направление АВ- перпендикулярно профилям Г-3, Г-5. Шаг наблюдений-10 м; измерялись вертикальная- H_z и горизонтальная - H_y (по направлению профиля) составляющие поля. Значения $\rho_{эф}$ рассчитывались по отношению H_y/H_z и строились планы $\rho_{эф}$. На приведенном рисунке дан план изом $\rho_{эф}$ для $f = 312.5$ Гц. Рудоконтролирующий разлом по геологическим данным простирается с ЮЗ на СВ и в районе профилей Г-2...Г-5 геологами протягивается на восток. По нашим же данным простираение этой зоны сохраняется, а произошло ее смещение по разломам СЗ-ЮВ направления, целая серия которых была выявлена по данным БДК и ДЭМП. По профилю Г-4 прослеживается цепочка зон низких сопротивлений ($< 250-300$ Ом.м), а по профилям Г-3 и Г-4 идет резкое повышение сопротивлений. Аналогичная картина, что и на Г-4, наблюдается на профилях Г-2 и Пр 283. Самая низкоомная зона отмечается в интервале пк 18-35 профиля Г-4, на пересечении с ЮЗ разломом.

В местах пересечения тектонических нарушений субширотного и субмеридионального направлений отмечаются самые низкие сопротивления. На этом участке коры выветривания достигают 50-70 м, а по ослабленным зонам достигают до 100 и более метров. Эти низкоомные отложения являются ощутимым экраном для более высоких частот. На частоте 1250 Гц ослабленные зоны, отмеченные на частоте 312,5 Гц по Пр Г-4 и др. уже менее четко прослеживаются, а преобладают аномалии от субширотных зон; на частоте 5000 Гц полностью преобладают зоны субширотного направления. Отсюда следует, что на низкой частоте мы картируем тектонические нарушения в коренных породах, по которым, возможно, шло

рудообразование и следует проверить на рудоносность локальные низкоомные зоны. При планировании заверочных работ следует учитывать направление падения аномальных зон, поскольку при большой мощности четвертичных отложений и кор выветривания эпицентры аномалий могут быть значительно смещены в сторону падения. Аномальный эффект практически будет формироваться зоной разлома, расположенной в коренных породах, а верхняя часть рудного тела, находящаяся в коре выветривания, также стала по сопротивлениям близка к окисленным породам коры выветривания. Пояснения приведены на рис.3

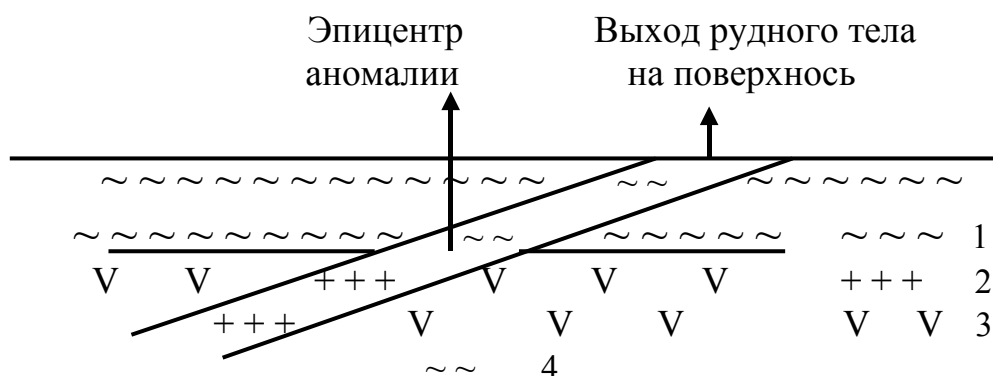


Рис.3. Смещение эпицентра аномалии от наклонного объекта, перекрытого низкоомными отложениями.

- 1- низкоомные перекрывающие отложения; 2- аномальное тело;
3- вмещающие породы; 4- выветрелый аномальный объект.

Приведенные материалы позволяют авторам рекомендовать электромагнитные методы для решения поисково-разведочных задач и задач эксплуатационной разведки, как высокопроизводительные и позволяющие выполнять исследования в любое время года, независимо от состояния поверхности изучаемых площадей.

ПРИМЕНЕНИЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ДЛЯ УПРАВЛЕНИЯ КАЧЕСТВОМ УГЛЕЙ ПРИ ОТРАБОТКЕ ОТКРЫТЫМ СПОСОБОМ

В.Ф. Лебедев¹, Ю.Я. Руденко¹, К.С. Ким¹, В.А. Князев¹, М.Ф. Хохлов¹,
И.Н. Адамчук²

¹ОАО «Алмаззолотоавтоматика», г. Красноярск,

²ООО «Разрез Саяно-Партизанский».

Оперативное управление качеством угля является одной из важных проблем угледобывающих предприятий. Своевременная оценка качества угля

позволяет вести селективную добычу, формировать сортовые склады и отправлять потребителям уголь нужного качества, согласно контракта. Следовательно, работы по определению качества угля должны опережать процесс добычи. К сожалению, существующие методы оценки качества угля сводятся к отбору проб и их анализу. Без этого, конечно, не обойтись, но из-за трудоемкости и стоимости опробования иметь достаточный объем информации для оценки обрабатываемых блоков невозможно. В помощь опробованию необходимы дешевые, оперативные методы, позволяющие быстро получать информацию о качестве угля на обрабатываемых блоках.

На многих угольных месторождениях имеется достаточно хорошая дифференциация по ряду физических свойств между углями и вмещающими породами (электрическое сопротивление, плотность, скорости распространения упругих волн, радиоактивность, диэлектрическая проницаемость), при этом возможно наличие приемлемой корреляционной зависимости между вышеназванными параметрами и, например, зольностью, калорийностью. И чем сложнее месторождение, тем необходимее применение геофизических методов.

В этом докладе приведены некоторые материалы по опробованию электромагнитных методов (метод дипольного электромагнитного профилирования-ДЭМП и электромагнитного зондирования - ЭМЗ) на Саяно-Партизанском каменноугольном месторождении (Партизанский район Красноярского края).

Месторождение представлено серией пластов каменного угля. Мощности пластов колеблются от 5 до долей метра. Образование месторождения относится к Юрскому периоду, как и всех бурогольных месторождений КАТЭКа. Саяно-Партизанское месторождение попало в зону тектонической активности Саянской складчатости, сформировавшей из бурых углей каменные, высококалорийные. В процессе интенсивной тектонической деятельности угольные пласты и породы разбиты на блоки серией дизъюнктивных нарушений, по которым отмечаются смещения, как в вертикальной, так и горизонтальной плоскостях. В верхней части уголь окислен, а по тектоническим зонам отмечается интенсивный привнос мелкого глинисто-песчанистого материала, заполнявшего трещины. В зависимости от степени окисления и «загрязнения» угля изменяются его зольность и калорийность. Добыча ведет ООО «Разрез Саяно-Партизанский» открытым способом.

В 2004 – 2005 г. отделом геофизики ОАО «Алмаззолотоавтоматика» (ОАО «АЗА») было проведено опробование метода дипольного электромагнитного профилирования – ДЭМП и электромагнитного зондирования - ЭМЗ с целью оценки его возможностей для определения качества углей по кровле зачищенных угольных пластов и уточнения данных разведки. Ниже приведены некоторые результаты этих работ.

1. Картирование качества углей по кровле угольных пластов.

На зачищенной поверхности пластов № 8 и № 9 были проведены наблюдения по сети 2,5x2,5 м и шагом 2,5 м. Основными частотами были 2250 и 1125 кГц; также опробованы и другие частоты (562,5; 281,25 кГц). Использовалась аппаратура ВЭМЗ и СЭМЗ (разработка НПО «СибЦМА»). Проведены работы с разносами установок, в основном, 2,5; 5,0; 7,5 м. ЭМЗ – до 20 – 50 м. Возбуждение поля осуществлялось с помощью вертикального магнитного диполя; принимались вертикальная - H_z и горизонтальная - H_r составляющие электромагнитного поля (ЭМП). По отношению H_z / H_r рассчитывалось эффективное сопротивление - $\rho_{эф}$. Визирование диполей – глазомерное. По данным этих работ для рабочих частот 1125 и 2250 кГц сопротивления сохранившегося угля достигают значений 200 и более Ом.м. Минимальные значения для пород – около 50 Ом.м. Поскольку вмещающие породы представлены алевролитами, аргиллитами, песчаниками, то можно ожидать, что они будут иметь довольно широкий спектр сопротивлений (это еще предстоит исследовать). Данные геофизики заверялись проходкой шурфов и опробованием. На рис.1 приведены данные ДЭМП и ЭМЗ, по участку кровли пласта № 8 (профили 1- 4), а профиль 5 пройден на выбранной части этого пласта в 10 м к югу от профиля 4, т.е. по подошве его. На плане изом при разносе 2,5 м картируется верхняя часть угольного пласта ($\approx 0,7 - 1,0$ м); выделяется серия низкоомных зон, обусловленных дизъюнктивными нарушениями, а в восточной части заснятой площади зафиксирована пологая вык-линка угольного пласта с падением контакта на СЗ и простиранием ЮЗ-СВ. Контакт этот возможно тектонического характера. При 5-ти метровом разносе

тектоническая схема практически сохраняется, но уровень сопротивлений значительно ниже, чем при разносе 2,5 м, что указывает на влияние подстилающих уголь коренных пород. По тектоническому нарушению, пересекающему участок съемки с ЮВ (пк 22) на СЗ (пк 17) восточная часть участка была язброшена и часть угольного пласта или эродирована или сильно окислена. Общая картина расположения низкокачественного угля дана на рисунке под индексом

В.

На этом же рисунке под индексом Г приведены две кривые электромагнитного зондирования. Одно зондирование выполнено по кровле пласта с центром установки на профиле 4, ПК 12,5, а второе- на профиле 5, ПК 10 на подошве отработанного этого же пласта. На частоте 2250 кГц наблюдения проведены при разносах 2,5- 12,5 м, а на частоте 1125 кГц 7,5-20,0 м; интервал 7,5-12,5 м снят при двух частотах. К сожалению для количественной интерпретации шаг наблюдений кривых недостаточен для выделения пластов такой мощности, но качественная картина хорошо согласуется с геологическим разрезом. При съемке по кровле пласта с увеличением разноса сопротивление падает, что обусловлено влиянием ниже лежащих пород. При разносах 17,5 – 20 м

сопротивление начи- нает вновь подниматься за счет влияния следующего угольного пласта.

Вторая кривая ЭМЗ начинаеся с коренных пород низкого сопротивления. При разnose 12,5 м начинается рост сопротивления за счет влияния того же, нижезалегающего пласта, что и на предыдущей кривой ЭМЗ.

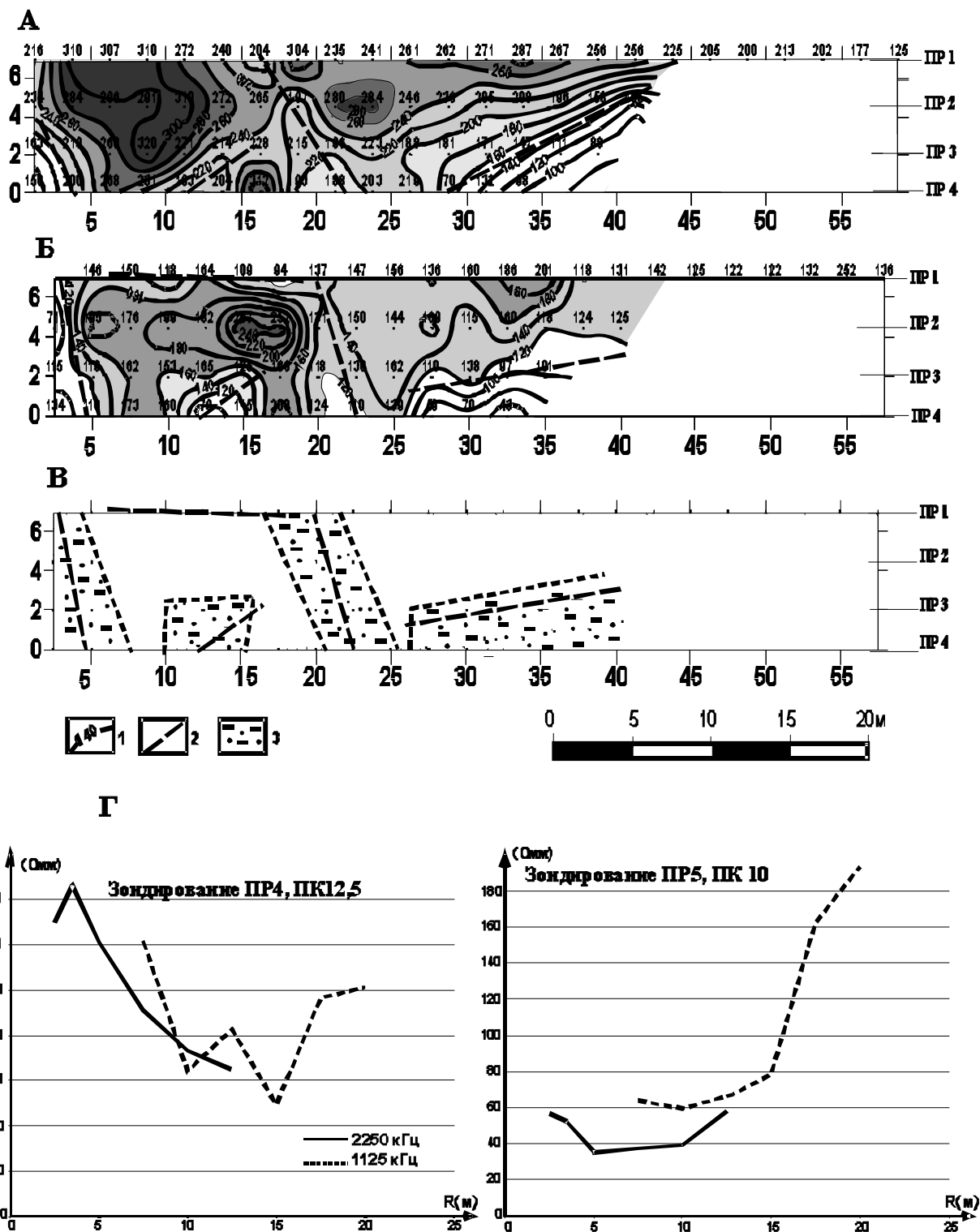


Рис.1. Результаты работ методом ДЭМП и ЭМЗ по кровле угольного пласта №8. $f = 2250$ кГц. Саяно-Партизанский угольный разрез.

А – План изоом $\rho_{эф}$, $r = 2.5$ м; Б – План изоом $\rho_{эф}$, $r = 5$ м; В – зоны углей низкого качества; Г – графики зондирования.
 1-изолинии $\rho_{эф}$; 2-тектонические нарушения; 3-зоны некачественных углей.

На рис. 2 А приведены планы изоом метода ДЭМП по невоскрытой части выше описанного месторождения (юго-восточный участок). На частоте 140 кГц ($r = 20$ м) и 35 кГц ($r = 30$ м) получена сходная картина сопротивлений. Выходы угольных пластов отметились большими сопротивлениями (> 100 Ом.м), чем безугольные участки. Картина поля сопротивлений осложнена интенсивной тектоникой дизъюнктивного характера. На приведенной площади выявлена субмеридиональная зона разлома и серия субширотных нарушений. Эти нарушения разбили породы на блоки, а в местах пересечения нарушений, за счет более интенсивной проработки пород и углей, электрические сопротивления имеют самые низкие значения. По этим нарушениям происходили перемещения блоков в вертикальной и горизонтальной плоскостях. Юго-восточная часть рассматриваемой площади по тектоническому нарушению опущена и выходы угольных пластов на этом участке находятся на большей глубине, чем западная половина, особенно северо-западная. В северо-восточном углу по субширотному разлому блок пород с выходами угольного пласта смещен на север. Приведенные материалы метода ДЭМП очевидно достаточно убедительно показывают эффективность использования этого метода для уточнения геологического строения месторождения и экспресс-оценки качества углей вскрытых пластов. При этом следует отметить, что метод бесконтактный и решение задач возможно в любое время года, независимо от состояния поверхностного слоя (ледяной, снежный покровы, мерзлые породы, курумы и т.д.). При комплексировании с высокочастотной сейсморазведкой и георадаром возможно решение и горнотехнических задач.

На рис. 2Б приведен еще один пример использования геофизики на Кайерканском угольном месторождении. Угольные пласты прорваны мощными дайками диабазов, в приконтакте с которыми уголь превратился в графит. В результате этого зольность углей резко поднималась и были возможны поломки техники. Геофизики комбината (Семенов Н.П., Чередничек Н.И.) использовали методы ДЭМП и индукции для выявления и трассирования зон проводимости, создаваемых графитизированными “оболочками”, имеющими высокую проводимость. По данным геофизики маркшейдеры разреза отмечали аномальные зоны и отработку вели селективно: сначала отработывали угольные пласты, а затем взрывали и убирали дайки диабазов и графиты. В результате этих мероприятий зольность была значительно снижена и исключены поломки оборудования и добычной техники.

В докладе затронут небольшой круг задач, к решению которых приступили геофизики ОАО «АЗА» на Саяно-Партизанском угольном разрезе. В ближайшее время следует изучить физические свойства пород и углей, определить зависимости между физическими свойствами углей и их зольностью, калорийностью; необходимо отработать методики работ и интерпретации, обратив особое внимание на количественные подходы к интерпретации и автоматизации технологических процессов геофизических

исследований. Эти проблемы актуальны для многих угледобывающих предприятий.

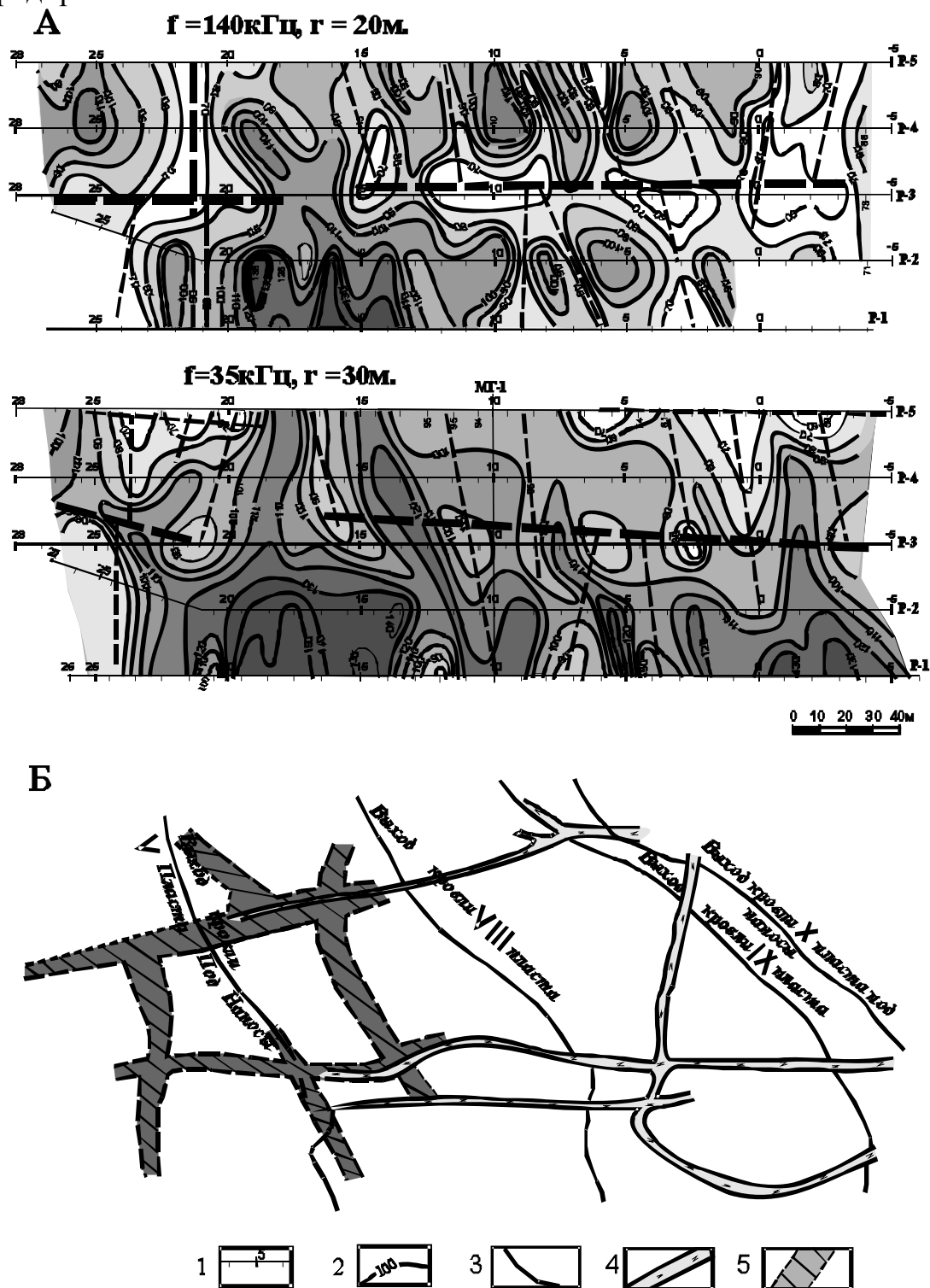


Рис. 2. Результаты геофизических работ на Саяно-Партизанском (А) и Кайерканском (Б) угольных месторождениях.

1-Разведочные профили, пикеты; 2-изолинии значений $\rho_{\text{эф}}$ в Ом.м;
3-выходы кровли угольных пластов под наносы; 4-интрузивные дайки по данным геологоразведки; 5-зоны проводимости, обусловленные

дайками по данным метода ДЭМП и индукции.