

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ
ИССЛЕДОВАНИЯ

ЗЕМНОЙ
КОРЫ
И МАНТИИ
УКРАИНЫ

АКАДЕМИЯ НАУК УКРАИНСКОЙ ССР
МЕЖВЕДОМСТВЕННЫЙ ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ
ИНСТИТУТ ГЕОФИЗИКИ

550.3.

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ
ИССЛЕДОВАНИЯ
ЗЕМНОЙ КОРЫ
И МАНТИИ УКРАИНЫ

707.2

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКОВА ДУМКА»
КИЕВ - 1975



УДК 550.3 + 551.1

В сборнике рассматриваются некоторые вопросы сейсмического глубинного зондирования, современного движения земной коры, физические свойства горных пород при высоких термодинамических параметрах, вопросы палеомагнетизма, ядерной геофизики и интерпретации геофизических полей. Отдельные статьи включают информацию о международных симпозиумах и конференциях.

Редакционная коллегия:

С.И.Субботин (отв. редактор), В.Б.Соллогуб, А.В.Чекунов, Е.Г.Булах,
Р.И.Кутас, Т.С.Лебедев, А.П.Бондаренко.

Редактор выпуска Б.Я.Савенко

Редакция информационных изданий

Г 20804 - 544
M221(04)-75

© Институт геофизики АН УССР, 1975 г.

ОБ ОБРАБОТКЕ КОСВЕННЫХ ИЗМЕРЕНИЙ МЕТОДОМ МИНИМИЗАЦИИ*

Е. Г. Булах

(Институт геофизики АН УССР)

При обработке инженерных данных некоторые величины можно измерить только через определение косвенных показателей. В геофизической практике, например, для определения геологического строения территории изучают распределение физического поля на дневной поверхности. Если аномальный эффект можно объяснить только геологическими неоднородностями, то интерпретация таких аномалий может служить примером косвенных измерений.

Пусть величины $\rho_1, \rho_2, \dots, \rho_m$, которые требуется определить, непосредственно измерять нельзя. Измеряются величины y_1, y_2, \dots, y_n , являющиеся известными функциями величин $\rho_1, \rho_2, \dots, \rho_m$:

$$y_i = f_i(\rho_1, \rho_2, \dots, \rho_m), \quad i=1, 2, \dots, n. \quad (1)$$

Задача состоит в том, чтобы по полученным измерениям сделать суждение о значениях ρ_j .

1. В классических курсах часто рассматривается частный случай, когда все функции в системе (1) являются линейными, однородными. Тогда равенство (1) записывается так:

$$y_i = \sum_{j=1}^m a_{ij} \rho_j, \quad i=1, 2, \dots, n. \quad (2)$$

Обычно число уравнений в системе (2) превышает число неизвестных ($n > m$). В этом случае система является избыточной или переопределенной. Матрица $\|a_{ij}\|$ является прямоугольной. Будем полагать, что ее ранг $R=m$.

Положим, что значения величин a_{ij} известны точно. Величины y_i получаем в результате измерений, и они известны нам с ошибкой. Пусть $y_{i,0}$ - точное значение величины, а d_i - случайная ошибка ее измерения. Тогда

$$y_i = y_{i,0} + d_i. \quad (3)$$

* Доклад прочитан в летней школе по обработке геофизических данных в Колунгсборне (ГДР) в апреле 1973 г.

Если бы $\hat{d} = 0$, то в системе (2) можно было бы выделить только m независимых уравнений. Остальные $n-m$ уравнений были бы их следствием, и система (2) решалась точно, т.е. существовала бы такая совокупность $\{\rho_i\}$, которая удовлетворяла бы всем уравнениям переопределенной системы.

На самом же деле измеренные величины содержат случайные ошибки. Тогда уравнения в системе (2) в определенной мере противоречивы. В общем случае не существует такой совокупности $\{\rho_i\}$, которая обращала бы каждое уравнение в тождество. Система (2) преобразуется тогда в равенства

$$y_i - \sum_{j=1}^m a_{ij} \rho_j = \varepsilon_i, \quad i=1, 2, \dots, n. \quad (4)$$

Здесь ε_i - остаточные погрешности. Теперь необходимо найти такую совокупность значений $\{\rho_j\}$, которая для данных измерений удовлетворяла бы принцип максимального правдоподобия. В соответствии с ним наилучшими являются те значения $\rho_1, \rho_2, \dots, \rho_m$, которые обращают в максимум плотность вероятности случайной выборки $\{y_i\}$. Максимум достигается тогда, когда функционал

$$f(\rho_1, \rho_2, \dots, \rho_m) = \sum_{i=1}^n \left[y_i - \sum_{j=1}^m a_{ij} \rho_j \right]^2 = \min. \quad (5)$$

Функция (5) имеет минимум при тех значениях, которые обращают в нуль все ее частные производные. Несложные преобразования приводят к следующей системе линейных уравнений:

$$A^T A \rho = A^T y. \quad (6)$$

Здесь A - матрица системы (2):

$$A = \begin{bmatrix} a_{11} & a_{12} & \dots & a_{1m} \\ a_{21} & a_{22} & \dots & a_{2m} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ a_{n1} & a_{n2} & \dots & a_{nm} \end{bmatrix}. \quad (7)$$

Величины ρ и y представляют собой матрицы-столбы той же системы:

$$\rho = \begin{bmatrix} \rho_1 \\ \rho_2 \\ \vdots \\ \rho_m \end{bmatrix}, \quad y = \begin{bmatrix} y_1 \\ y_2 \\ \vdots \\ y_n \end{bmatrix}. \quad (8)$$

Символом A^T обозначена транспонированная матрица A . Это уравнение всегда приводит к вполне определенной системе, в которой число уравнений равно числу неизвестных независимо от того, как сильно была переопределена первоначальная система.

В практике обработки нередко возникают также ситуации, когда функции $f_i(\rho_1, \rho_2, \dots, \rho_m)$ имеют сложный характер и не могут быть аппроксимированы линейными многочленами.

Теория часто дает вид формулы, которой должны удовлетворять неко-

торые данные. Получая их из наблюдения или вычисляя, мы должны определить параметры (или коэффициенты), входящие в функцию $f(\rho_1, \rho_2, \dots, \rho_m)$.

Следуя методу наименьших квадратов, составляем функционал

$$F = \sum_{i=1}^n [y_i - f_i(x_i, \rho_1, \rho_2, \dots, \rho_m)]^2. \quad (9)$$

Значит,

$$F = F(\rho_1, \rho_2, \dots, \rho_m).$$

Поставим задачу выбрать такой вектор $\rho = (\rho_1, \rho_2, \dots, \rho_m)$, чтобы функционал (9) принимал минимальное значение.

Обратимся к некоторым теоремам об экстремумах функций нескольких переменных. Пусть функция (9) такая, что в области ее исследования существуют частные производные первого и второго порядков. Тогда, если в точке $M_0(\rho_1^{(0)}, \rho_2^{(0)}, \dots, \rho_m^{(0)})$ существует локальный экстремум, то все частные производные первого порядка в этой точке равны нулю. Тогда

$$\left. \frac{\partial F}{\partial \rho_j} \right|_{M_0} = 0, \quad j=1, 2, \dots, m \quad (10)$$

является необходимым условием локального экстремума. Система (10) позволяет найти точки возможного экстремума (или стационарные точки). Среди них могут оказаться и такие, где функция $F = F(\rho_1, \rho_2, \dots, \rho_m)$ не достигает экстремума. Таким образом, равенство (10) является условием необходимым, но недостаточным.

Для однозначного решения вопроса об экстремумах необходимо обратиться к теореме, в которой рассматривается второй дифференциал функции (9). Он представляет собой квадратичную форму от дифференциалов $d\rho_1, d\rho_2, \dots, d\rho_m$ и может быть записан в символическом виде

$$d^2F = \left[\frac{\partial}{\partial \rho_1} d\rho_1 + \frac{\partial}{\partial \rho_2} d\rho_2 + \dots + \frac{\partial}{\partial \rho_m} d\rho_m \right]^2 F \quad (11)$$

и в общем виде

$$d^2F = \Phi = \sum_{h,k=1}^m t_{ij} h_j h_k; \quad t_{ij} = t_{ji}. \quad (11a)$$

Здесь дифференциал $d\rho_k$ обозначен через h_k . Квадратичная форма (11a) называется положительно определенной (отрицательно определенной), если для любых значений переменных, не равных нулю одновременно, эта форма имеет положительные (отрицательные) значения. Положительно и отрицательно определенные формы объединяются под общим названием "знакоопределенные формы". Если квадратичная форма (11a) принимает и положительные и отрицательные значения, то она называется знакопеременной. Если в выражении (11a) форма не меняет знака, но в каких-то точках принимает нулевые значения, то такая квадратичная форма называется квазизнакоопределенной.

Теперь обратимся к теореме. Пусть в точке $M_0(\rho_1^{(0)}, \rho_2^{(0)}, \dots, \rho_m^{(0)})$ возможен экстремум функции $F = F(\rho_1, \rho_2, \dots, \rho_m)$. Рассмотрим в этой точке

второй дифференциал $d^2F|_{M_0}$. Он может быть записан выражением (II). Если оно в точке M_0 представляет собой знакоопределенную квадратичную форму, то функция $f = F(\rho_1, \rho_2, \dots, \rho_m)$ в точке M_0 имеет локальный экстремум. При этом, если $d^2F < 0$, то функция в точке M_0 достигает максимума, а если $d^2F > 0$, — минимума. Когда второй дифференциал представляет собой знакопеременную форму, функция не имеет экстремума в этой точке. При квазизнакоопределенной форме второго дифференциала функция может иметь или не иметь экстремум. Для выяснения этого вопроса необходимы дополнительные исследования. Критерий знакоопределенности квадратичной формы установлен Сильвестром и называется его именем.

Квадратичная форма (IIa) характеризуется симметричной матрицей

$$A = \begin{bmatrix} t_{11} & t_{12} & \dots & t_{1m} \\ t_{21} & t_{22} & \dots & t_{2m} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ t_{m1} & t_{m2} & \dots & t_{mm} \end{bmatrix}. \quad (12)$$

Определители

$$A_1 = t_{11}, \quad A_2 = \begin{vmatrix} t_{11} & t_{12} \\ t_{21} & t_{22} \end{vmatrix}, \dots, \quad A_m = \begin{vmatrix} t_{11} & t_{12} & \dots & t_{1m} \\ t_{21} & t_{22} & \dots & t_{2m} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ t_{m1} & t_{m2} & \dots & t_{mm} \end{vmatrix}$$

называются главными минорами матрицы A .

Для того чтобы квадратичная форма (IIa) была положительно определенной, необходимо и достаточно выполнить неравенства $A_1 > 0$, $A_2 > 0, \dots, A_m > 0$, а для того чтобы она была отрицательно определенной, знаки главных миноров A_1, A_2, \dots, A_m должны чередоваться, причем $A_1 < 0$.

Рассмотренный метод является классическим. Для его реализации необходимо найти решение системы (IO). Часто это — система трансцендентных уравнений, которая в общем виде не решается. В каждом конкретном случае она решается приближенными численными методами.

К минимизации функционала (9) можно подойти иначе. На параметры ρ_j могут быть наложены некоторые ограничения вида

$$Q_s(\rho_1, \rho_2, \dots, \rho_m) \leq 0; \quad s=1, 2, \dots, p. \quad (13)$$

Системой соотношений (13) определяется область D . Среди точек области D надо найти такую точку ρ^* , для которой достигается

$$F(\rho^*) = \min F(\rho), \quad \rho \in D.$$

Задача, сформулированная таким образом, относится к классу задач нелинейного программирования. В самом общем виде это — задача функционального программирования. В зависимости от вида функции F и области D , которая определяется неравенствами (13), задача может упрощаться и сводиться к задачам, методы решения которых изучены. В частности, если функция (8) выпуклая и гладкая, а неравенства (13) определяют выпуклую область, то поставленная задача сводится к выпуклому программированию.

Понятие выпуклости функции является очень важным. Для выпуклых функций установлены теоремы о критериях единственности обратной задачи. Рассмотрим некоторые формулировки и теоремы о выпуклых функциях. Здесь они приводятся без доказательства.

Пусть в m -мерном пространстве заданы две точки $\rho^{(1)}$ и $\rho^{(2)}$. Отрезком $\rho^{(1)}, \rho^{(2)}$, соединяющим эти точки, называется множество точек $\rho = \rho^{(1)} + q(\rho^{(2)} - \rho^{(1)})$, где q - любое число из сегмента $[\bar{0}, 1]$.

Множество D называется выпуклым, если вместе с любыми двумя его точками $\rho^{(1)}$ и $\rho^{(2)}$ этому множеству принадлежат все точки отрезка ρ_1, ρ_2 .

Пусть в m -мерном пространстве задана функция $F(\rho)$, $F = F(\rho_1, \rho_2, \dots, \rho_m)$. $F(\rho)$ - выпуклая функция на множестве D , если для любых двух точек $\rho^{(1)}$ и $\rho^{(2)}$ выполняется условие

$$F(\rho^{(1)} + q(\rho^{(2)} - \rho^{(1)})) \leq F(\rho^{(1)}) + q[F(\rho^{(2)}) - F(\rho^{(1)})]. \quad (14)$$

Если в выражении (14) строго справедлив знак неравенства, то функция строго выпукла.

Очень важной является теорема, устанавливающая критерий выпуклости. Пусть функция $F(\rho)$, заданная на выпуклом множестве D , дважды дифференцируема. Если во всех точках этого множества второй дифференциал $d^2 F$ представляет собой положительно определенную форму, то $F(\rho)$ является выпуклой функцией на множестве D . Таким образом, на основании исследования второго дифференциала делается вывод о выпуклости функции.

Установление выпуклости минимизируемой функции важно в связи с единственностью минимума. Это утверждает теорема: дифференцируемая строго выпуклая функция F , заданная на выпуклом множестве D , может иметь локальный минимум лишь в одной точке этого множества.

В самом общем виде функционал (9) может оказаться не выпуклым, так как обратные задачи относятся к классу некорректных и не имеют единственного решения. Однако, накладывая ограничения на форму элементарного тела и закрепляя некоторые его параметры, всегда можно добиться того, что решение задачи не будет выходить из одного выбранного класса. Этот своеобразный регуляризатор обеспечивает единственность решения задачи.

В методах решения задач нелинейного программирования выделяются два основных направления. Одно из них объединяет методы детерминированного поиска решения: строятся различные многошаговые поиски решения, на каждом шаге выбирается направление поиска, причем используются различные локальные свойства минимизируемой функции (например, градиент этой функции). Второе направление суммирует методы случайного поиска. Каждое направление имеет и сильные, и слабые стороны.

Детерминированные методы используют сложные алгоритмы. Если мини-

минимизируемая функция имеет локальные или граничные минимумы, то сходимость результатов расчета к глобальному (главному) минимуму, как правило, не гарантируется. Для поиска глобального минимума необходимо опробование начальных точек поиска.

В методах случайного поиска алгоритмы довольно простые, но они требуют часто вычислять целевую функцию.

Остановимся на детерминированных методах. Для минимизации функционала (9) применим градиентный метод скорейшего спуска. Пусть вектор $\rho = \{\rho_1, \rho_2, \dots, \rho_m\}$ обращает его в минимум. Тогда во всех других соседних точках, которые характеризуются векторами $\rho^{(k)}$, функционал

$$F(\rho^{(k)}) > F(\rho).$$

Отыскание точки ρ заключается в следующем. Пусть известно начальное приближение $\rho^{(0)} = \{\rho_1^{(0)}, \rho_2^{(0)}, \dots, \rho_m^{(0)}\}$. Построим вектор $\text{grad } F(\rho^{(0)})$. Известно, что в направлении вектора-градиента функция F будет возрастать. Следовательно, в противоположном направлении эта же функция убывает. Через точку $\rho^{(0)}$ в направлении вектора-градиента проведем прямую

$$\rho = \rho^{(0)} - \lambda \text{grad } F(\rho^{(0)}). \quad (15)$$

Придавая различные значения коэффициенту λ , получаем различные точки на прямой. Если $\lambda > 0$, то точки ρ будут находиться в области убывания функции $F(\rho)$. Значение минимизируемой функции в любой точке на данной прямой можно записать так:

$$F = F(\rho^{(0)} - \lambda \text{grad } F(\rho^{(0)}))$$

или

$$F = F(\lambda).$$

Найдем такое значение $\lambda = \lambda_0$, при котором $F(\lambda_0) = \min$. Для этого решим уравнение

$$\frac{\partial F}{\partial \lambda} = 0. \quad (16)$$

Таким образом, на зафиксированной прямой определена точка $\rho^{(1)} = \rho^{(0)} - \lambda_0 \text{grad } F(\rho^{(0)})$,

в которой $F(\rho^{(1)})$ принимает минимальное из возможных значений.

Теперь за начальное приближение принимаем точку $\rho^{(1)}$ и определяем новую точку $\rho^{(2)}$. Вычисления сводятся к последующему определению составляющих вектора. Расчеты производятся по формулам

$$\begin{aligned} \rho_1^{(k+1)} &= \rho_1^{(k)} - \lambda_k (F'_{\rho_1})_k; \\ \rho_2^{(k+1)} &= \rho_2^{(k)} - \lambda_k (F'_{\rho_2})_k; \\ \rho_m^{(k+1)} &= \rho_m^{(k)} - \lambda_k (F'_{\rho_m})_k, \end{aligned} \quad (17)$$

где k — номер итерации. Предварительно необходимо вычислить коэффици-

ент λ_k . Если при составлении и решении уравнения (16) возникают трудности, то можно воспользоваться приближенным значением λ_k , определенным по методу Ньютона. В отличие от точного приближенное значение коэффициента обозначим

$$\lambda_{kH} = \frac{F_k}{\sum_{j=1}^n [F_j']^2} \quad (18)$$

Большой интерес представляет значение функции $F = F_{кон}$, при котором процесс минимизации может быть закончен. Будем считать, что погрешность в вычислении функции определяется только погрешностью наблюдений, а все вычисления производятся значительно точнее. В этом случае погрешность можно заменить дифференциалом функции

$$\Delta F = 2 \sum_{i=1}^n [y_i - f_i(x_i, \rho)] \Delta y_i.$$

Допустим далее, что разность наблюдаемой и вычисленной функции в конце счета не превысит погрешности наблюдений. Тогда

$$F_{кон} = \Delta F = 2 \sum_{i=1}^n (\Delta y_i)^2$$

или

$$F_{кон} = \Delta F = 2n (\Delta y)^2 \quad (19)$$

Последний критерий справедлив тогда, когда функции, входящие в функционал (9), хорошо аппроксимируют экспериментальные данные. Могут быть такие ситуации, когда минимум функционала (9), далек от нулевого значения. Если значение погрешности наблюдений будут малы, то $F_{мл} > \Delta F = F_{кон}$. В этом случае необходимо минимизировать функцию (8) до возможно меньшего значения. Можно ожидать, что, получив монотонно убывающую последовательность $\{f^{(k)}\}$, мы не достигаем $F_{кон}$, причем $f^{(k)}$ будет мало отличаться от $f^{(k+1)}$. Целесообразно предусмотреть окончание вычислений по критерию относительной разности

$$\Delta = \frac{|f^{(k)} - f^{(k+1)}|}{f^{(k+1)}} \quad (20)$$

Величина Δ может быть определена из модельных исследований или устанавливается в процессе опробования конкретных практических задач.

Рассмотрим некоторые другие подходы к сопоставлению наблюдаемой и теоретической функций.

1. Составим функционал

$$F = \sum_{i=1}^n |y_i - f_i(x_i, \rho)| \quad (21)$$

В точках, где $f = 0$, производная этой функции не существует. Выражение (21) можно записать несколько иначе. В него входит n слагаемых; каждое из них берется по абсолютному значению. Эти слагаемые

разделим на две группы. В первую включим те, где $(y - f_i) \geq 0$, во вторую — остальные. Число слагаемых в первой группе обозначим через r , тогда во второй оно составит $n - r$. Теперь равенство (21) можно записать как

$$f = \sum_{i=1}^r [y_i - f_i(x_i, \rho)] + \sum_{i=r+1}^n [y_i - f_i(x_i, \rho)]. \quad (21a)$$

Теперь минимизации подлежит целевая функция (21a). Здесь без всяких ограничений может быть применен градиентный метод скорейшего спуска.

2. При сопоставлении двух функций $y(x)$ и $f(x, \rho)$ выделим одну из фиксированных точек x_i . Для нее запишем

$$\Delta_i = y_i - f_i(x_i, \rho). \quad (22)$$

Зададимся начальными значениями $\rho^{(0)} = \{\rho_1^{(0)}, \rho_2^{(0)}, \dots, \rho_m^{(0)}\}$.

Требуется найти такое значение ρ , чтобы Δ_i было минимальным. Пусть $\rho = \rho^{(0)} + \Delta\rho$, т.е.

$$\begin{aligned} \rho_1 &= \rho_1^{(0)} + \Delta\rho_1; \\ \rho_2 &= \rho_2^{(0)} + \Delta\rho_2; \\ &\vdots \\ \rho_m &= \rho_m^{(0)} + \Delta\rho_m. \end{aligned} \quad (23)$$

Теперь равенство (22) будет зависеть только от $\{\Delta\rho_1, \Delta\rho_2, \dots, \Delta\rho_m\}$. Как правило, функция $f_i(x, \rho)$ довольно сложная и параметры входят под знаки трансцендентных функций. Линеаризуем задачу. Разложим $f_i(x, \rho)$ в ряд Тейлора и ограничимся только линейной частью.

Тогда

$$f(x, \rho) \approx f(x, \rho^{(0)}) + \sum_{j=1}^m \left. \frac{\partial f}{\partial \rho_j} \right|_0 \Delta\rho_j. \quad (24)$$

Выражение (22) перепишется так:

$$\Delta_i = y_i - f_i(x_i, \rho^{(0)}) - \sum_{j=1}^m A_{ij} \Delta\rho_j. \quad (25)$$

Здесь

$$A_{ij} = A_{ij}(x_i, \rho^{(0)}) = \left. \frac{\partial f}{\partial \rho_j} \right|_0.$$

Приняв $\Delta_i = 0$, выражение (25) можно записать в виде

$$\sum_{j=1}^m A_{ij} \Delta\rho_j = y_i - f_i(x_i, \rho^{(0)}) = \delta_i. \quad (26)$$

Параметр i принимает значения, равные $1, 2, \dots, n$, следовательно, равенство (26) представляет собой систему линейных уравнений с m неизвестными. Этот случай мы рассмотрели выше.

3. В функцию, которую следует минимизировать, можно вводить дополнительные ограничения. Они будут играть роль параметров регуляри-

зации (по А.Н.Тихонову). Потребуем, чтобы при минимизации искомые параметры не столь сильно отличались от своих начальных значений. Для этого в функционал (9) введем член $\sum_{j=1}^n \mu_j (\rho_j - \rho_j^{(0)})^2$, где μ_j - постоянные коэффициенты, играющие роль весовой функции. Там, где вариация параметров, по инженерным данным, должна быть небольшой, коэффициент μ_j будет выбран большим. Если же вариация какого-либо параметра не ограничивается, то μ_j можно выбрать достаточно малым или равным нулю.

Окончательной минимизации подлежит функционал

$$F = \sum_{i=1}^n [y_i - f_i(x_i, \rho)]^2 + \sum_{j=1}^m \mu_j (\rho_j - \rho_j^{(0)})^2. \quad (27)$$

Он зависит не только от параметров ρ_j , но и от параметров регуляризации μ_j .

Практические расчеты по минимизации сложных функционалов, когда параметры входят под знаки трансцендентных функций, показали, что не всегда обеспечивается монотонный спуск. Это объясняется неточностью значений коэффициента λ_K . Для улучшения сходимости введем еще один коэффициент. Будем считать

$$\lambda_K = s \lambda_{KN}. \quad (28)$$

Вдоль вектора-градиента минимизируемая функция зависит только от параметра s . Задача состоит в том, чтобы найти такое значение s , при котором функция f вдоль направления вектора-градиента принимает минимальное значение. Исходя из геометрической интерпретации метода скорейшего спуска, можно сделать заключение о характере этой функции. Допустим, что функция f изменяется по параболическому закону:

$$f(s) = as^2 + bs + c. \quad (29)$$

Найдем такое s , при котором $f(s) = \min$. Для этого достаточно найти корень уравнения $\frac{\partial f}{\partial s} = 0$. Дифференцируя равенство (29), найдем

$$2as + b = 0,$$

откуда

$$s = -\frac{b}{2a}.$$

Для вычисления искомого параметра s необходимо определить коэффициенты a и b в равенстве (29).

Нам известно значение функции $f(0) = f_0$. При $s=0$ функция принимает значение предшествующего расчета. Для определения коэффициентов a и b вычислим функцию $f(s)$ при двух значениях: $s = s_1$ и $s = s_2$. Пусть $f(s_1) = f_1$ и $f(s_2) = f_2$. Подставляя эти значения в выражение (29), получаем

$$\begin{aligned} f_0 &= c; \\ f_1 &= as_1^2 + bs_1 + f_0; \\ f_2 &= as_2^2 + bs_2 + f_0. \end{aligned} \quad (30)$$

Из последних двух уравнений находим a и b , после чего легко определить параметр s :

$$s = \frac{s_2^2(f_1 - f_0) - s_1^2(f_2 - f_0)}{2[s_2(f_1 - f_0) - s_1(f_2 - f_0)]} \quad (31)$$

Таким образом, рекомендуется следующая методика вычислений. Определенное ранее значение функции обозначаем через f_0 . Вычислив функцию $f(s)$ при $s = s_1$ и $s = s_2$, получим $f(s_1) = f_1$ и $f(s_2) = f_2$. По формуле (31) вычисляем коэффициент s , а затем значение функции $f(s)$.

Возникает вопрос о выборе значений s_1 и s_2 . Пусть $s_1 < s_2$. Наилучший результат в отыскании минимума функции $f(s)$ следует ожидать при $s_1 < s_{min} < s_2$. Можно рекомендовать для выбора значений s_1 и s_2 использовать значение s_{np} , вычисленное в предшествующей итерации, и принимать $s_1 = \frac{1}{2}s_{np}$, а $s_2 = \frac{3}{2}s_{np}$. В расчетах первой итерации можно положить $s_1 = 1$, $s_2 = 2$.

Рассмотрим еще один алгоритм минимизации функций многих переменных. Мы установили, что при решении обратных задач минимизации подлежит функция

$$F = F(\rho_1, \rho_2, \dots, \rho_m). \quad (32)$$

Описываемый алгоритм основан на градиентном методе скорейшего спуска. Зафиксируем некоторое начальное значение $\rho^{(0)} = \{\rho_1^{(0)}, \rho_2^{(0)}, \dots, \rho_m^{(0)}\}$, которым в m -мерном пространстве фиксируется определенная точка, и выберем одно направление таким образом, чтобы оно совпадало с вектором-градиентом, но было противоположно ему по направлению. Если вдоль вектора-градиента функция максимально увеличивается, то в противоположном направлении она будет уменьшаться. Выбранный луч характеризуется направляющими косинусами

$$\cos \alpha_j = \frac{-f'_j}{\left[\sum_{j=1}^m (f'_j)^2 \right]^{1/2}} \quad (33)$$

Функция (32) вдоль вектора-градиента может быть записана как функция одной переменной l . Для этого в равенстве (32) параметры надо представить как

$$\rho_j = \rho_j^{(0)} + l \cos \alpha_j. \quad (34)$$

Таким образом, вдоль выбранной оси $F = F(l)$.

Теперь найдем такое значение $l = l^*$, для которого $F(l^*) = \min$. Необходимо решить уравнение

$$F'(l) = \varphi(l) = 0. \quad (35)$$

Новое обозначение функции $\varphi(l)$ введено для удобства дальнейшего изложения. Нужно найти корни трансцендентного уравнения (35).

Воспользуемся методом сведения решения трансцендентных уравнений к решению дифференциальных уравнений [27].

Итак, задана функция

$$\varphi(l) = 0. \quad (36)$$

Рассмотрим функцию

$$t = \varphi(l). \quad (37)$$

Значение $l = l^*$, обращающее эту функцию в нуль, является корнем уравнения (35). Если функция (37) имеет обратную

$$l = L(t), \quad (38)$$

то задача нахождения корня уравнения (35) сводится к вычислению функции (38) при $t = 0$, поскольку

$$l^* = L(t^*) = L(0). \quad (39)$$

Производная функция (38) как обратная (37) —

$$\frac{dL}{dt} = \frac{1}{\varphi'(t)}. \quad (40)$$

Таким образом, имеем дифференциальное уравнение функции (38). Выбрав произвольное значение $t = t_0$ и подставив его в выражение (37), получим начальное условие для решения дифференциального уравнения (40). При $t = t_0 = \varphi(l_0)$, $l = l_0$. Нас интересует лишь одно значение функции (38): $l = L(0)$. Интервал интегрирования определяется $\Delta t = t_{\text{кон}} - t_{\text{нач}} = 0 - t_0 = -\varphi(l_0)$. Вполне естественно выбрать начальное значение $l_0 = 0$, тогда $\Delta t = -\varphi(0)$.

Если для вычисления l^* применить метод Рунге — Кутты, приняв шаг вычисления равным Δt , то необходимо рассчитать

$$K_1 = \frac{-\varphi(0)}{\varphi'(0)}, \quad K_2 = \frac{-\varphi(0)}{\varphi'(\frac{1}{2}K_1)}, \quad K_3 = \frac{-\varphi(0)}{\varphi'(\frac{1}{2}K_2)}, \quad K_4 = \frac{-\varphi(0)}{\varphi'(K_3)}.$$

Тогда

$$l^* = \frac{1}{6}(K_1 + 2K_2 + 2K_3 + K_4).$$

Теперь новые значения искомым величин определяются согласно равенству (34):

$$\rho_j = \rho_j^{(0)} + l^* \cos \alpha_j. \quad (41)$$

Если при вычисленных значениях параметров функция достаточно мала, то расчет закончен, формулы (41) дают окончательный результат решения. В противном случае итерационный цикл повторяется. Точка, координаты которой вычислены по формуле (41), принимается за начальную.

Таким образом, рассмотрены некоторые задачи из цикла минимизации функционалов. На основании этого метода построена автоматизированная система интерпретации гравитационных аномалий. Подробно она описана в работе [17].

Литература

1. Булах Е.Г. Автоматизированная система интерпретации гравитационных аномалий. "Наукова думка", К., 1973.
2. Савенко С.С. Решение алгебраических и трансцендентных уравнений методом решения дифференциальных уравнений. — В кн.: Применение математических методов и вычислительной техники в горном деле, "Недра", М., 1965.

НОВЫЕ МЕТОДИЧЕСКИЕ И АППАРАТУРНЫЕ РАЗРАБОТКИ
ДЛЯ ЛАБОРАТОРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ МАГНИТНЫХ СВОЙСТВ ГОРНЫХ ПОРОД
И МИНЕРАЛОВ ПРИ ВЫСОКИХ ДАВЛЕНИЯХ И ТЕМПЕРАТУРАХ*

Т.С.Лебедев, Б.Я.Савенко, Н.Ф.Познанская,
Р.И.Шаповал, В.А.Корчин, В.Т.Лахтанов
(Институт геофизики АН УССР)

Одним из важнейших направлений изучения физических параметров минерального вещества является исследование гаммы его магнитных свойств в условиях воздействия высоких давлений и температур.

В отделе физических свойств вещества Земли Института геофизики АН УССР в течение ряда лет разрабатываются экспериментальные установки и выполняются систематические исследования магнитных свойств горных пород и минералов при высоких значениях P и T , которые позволяют установить закономерные связи между термодинамическим режимом образования минерального вещества и его магнитными свойствами и тем самым характеризовать их в зависимости от глубины залегания в земной коре.

Для изучения изменений магнитных параметров при одновременном воздействии высоких давлений и температур использована установка квазигидростатического давления типа цилиндр - поршень с внешним нагревателем [1] в виде бифилярной обмотки из нихрома. Последняя обеспечивает равномерный нагрев всей установки с образцом до $350-400^{\circ}\text{C}$ при максимальной величине давления $5,0-5,5$ кбар. Температура нагрева образца определяется косвенным методом по градуировочным кривым, характеризующим распределение температуры вдоль внешних стенок камеры. Абсолютная погрешность определения температуры в камере - не более ± 5 град. Давление от плунжеров к образцу передается тонким слоем свинца или пиррофиллита. Точность пересчета усилий пресса на площадь плунжера с учетом возникающего трения $\pm 2\%$.

Изучалось остаточное влияние высоких давлений и температур на магнитные свойства образцов с различной природой естественной остаточной намагниченности (I_n) [2]. Магнитные характеристики измерялись до и после приложения давления $1,5$ кбар и температур $100, 200, 300^{\circ}\text{C}$. В качестве критерия стабильности I_n к одновременному воздействию P и T были приняты те значения термодинамических параметров, при которых происходила полная компенсация I_n парциальной остаточной намагниченностью ($I_{r,r}$) обратного знака. Последнее искусственно осуществлялось в породе при ее охлаждении в лабораторном магнитном поле. Предполагалось, что момент компенсации неодинаков для образцов с различным происхождением I_n .

*Основное содержание доклада, прочитанного в Иече (ГДР) 25 июня 1973 г. на Симпозиуме Рабочей группы "Физические свойства горных пород и минералов при высоких термодинамических параметрах" Комиссии многостороннего сотрудничества академий наук социалистических стран по комплексной проблеме "Планетарные геофизические исследования" (КАПГ).

На рис.1 представлены результаты этого эксперимента. Для образца, намагниченность которого обусловлена в основном вязкими процессами, оказалась достаточной $T=100^{\circ}\text{C}$ при $P=1,5$ кбар, чтобы естественная I_N скомпенсировалась лабораторной I_{rv} (кривая 1). Образец, I_N которого имеет термоостаточное происхождение, после воздействия $T=300^{\circ}\text{C}$ и $P=1,5$ кбар сохранил более 80% величины первоначальной I_N (кривая 2). Кривые 3 и 4 характеризуют указанный процесс для образцов, естественная остаточная намагниченность которых представлена векторной суммой вязкой (nI_{rv}) и термоостаточной (mI_{rt}) намагниченностей. Для этих пород скорость уменьшения $I_N = f(P, T)$ зависит от составляющих n и m , а момент компенсации I_N определяется температурными условиями ее образования. Таким образом, эффект одновременного воздействия P и T различен

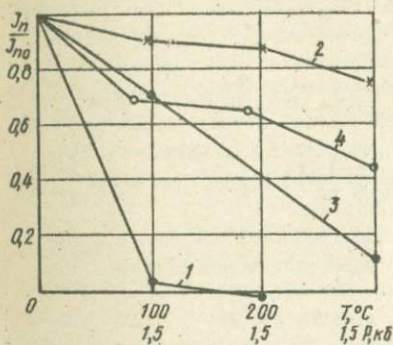


Рис.1. Результаты воздействия высоких давлений и температур на магнитные свойства образцов гранитов с различной природой естественной остаточной намагниченности:

1 — с вязкой остаточной намагниченностью (I_{rv}); 2 — с термоостаточной намагниченностью (I_{rt}); 3, 4 — с остаточной намагниченностью, представленной векторной суммой nI_{rv} и mI_{rt} .

для образцов с разной природой естественной I_N . Установленная зависимость между видом намагниченности и степенью ее разрушения при воздействии P и T особенно важна для определения давления и температуры, существовавших в процессе образования породы.

На рис.2 показана установка для изучения магнитных свойств горных пород при гидростатическом давлении до 2,5 кбар [3]. Основным ее элементом является камера высокого давления I, изготовленная из немагнитного материала и представляющая собой толстостенный цилиндр, в верхней

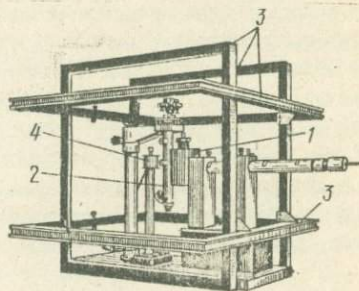


Рис.2. Установка высокого гидростатического давления и измерительная аппаратура для изучения магнитных свойств горных пород.

части которого находится запорное устройство. Длина рабочего пространства камеры 45, диаметр 35 мм. Уплотнение камеры осуществлялось по принципу нескомпенсированной площади. В качестве уплотнителей использовалась система маслястойких резиновых и латунных колец, позволяющая производить до 100 циклов измерений. Конструктивные особенности камеры обеспечивают возможность фиксированных поворотов ее на 180° вокруг горизонтальной оси, проходящей через центр образца при высоком давлении.

Давление в камере создавалось веретненным маслом при помощи насосной станции. Давление в рабочей среде с точностью $\pm 0,05$ кбар измерялось стандартным манометром пружинного типа (до 4 кбар). Изменения магнитных характеристик при измерениях образцов ($22 \times 22 \times 22$ мм) в положении между магнитами астатической системы регистрировалось магнитометром МА-2I (2), установленным непосредственно вблизи камеры. Магнитометр и камера высокого давления помещаются в систему колец Гельмгольца 3, что позволяет изучать изменения магнитных свойств пород при гидростатическом давлении в условиях однородных магнитных полей различной интенсивности. В установке предусмотрена компенсационная катушка 4, которая дает возможность определять магнитные характеристики нулевым методом в лабораторном магнитном поле. Цена деления шкалы прибора для образцов цилиндрической формы составляла при измерениях остаточной намагниченности $7,5 \gamma/\text{дел}$ и магнитной восприимчивости - $39 \mu/\text{дел}$.

Некоторые результаты экспериментального изучения изменений остаточной намагниченности горных пород при гидростатическом давлении до 2,5 кбар показаны на рис. 3 и 4.

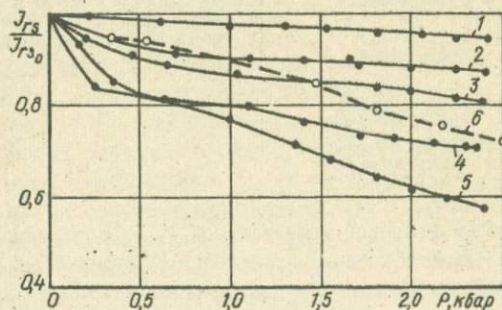


Рис. 3. Графики $J_{rs} = f(P)$ природных кристаллов магнетита:
 1 - кристалл с $H_c = 30$ э; 2 - кристалл с $H_c = 20$ э; 3 - кристалл с $H_c = 19$ э; 4 - кристалл с $H_c = 15$ э; 5 - кристалл с $H_c = 9$ э; 6 - расчетная кривая.

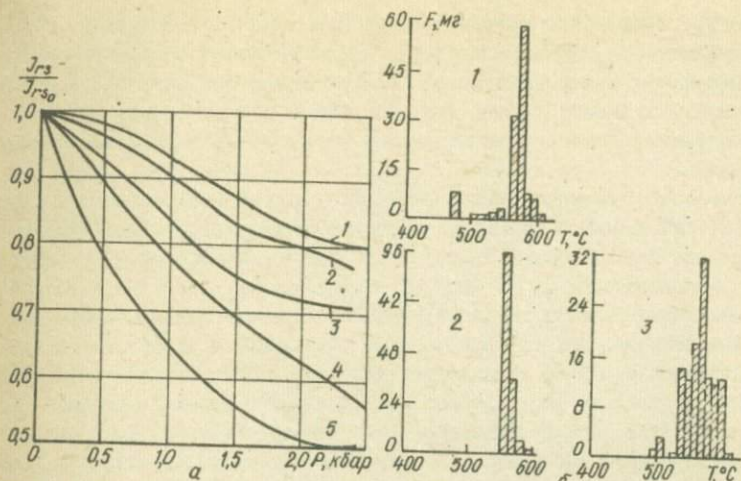


Рис. 4. Относительные изменения остаточной намагниченности насыщения изверженных и метаморфических пород Украинского щита и их термомагнитные спектры:

а - 1 - диабаз, $H_C = 103$ э; 2 - граносиенит, $H_C = 95$ э; 3 - гнейс, $H_C = 81$ э; 4 - диабазовый порфирит, $H_C = 22$ э; 5 - граносиенит, $H_C = 16$ э; б - термомагнитные спектры образцов 1-3.

На рис. 3 представлены графики $I_{rs} = f(\alpha)$ природных монокристаллов магнетита. Величина остаточной намагниченности насыщения (I_{rs}) монокристаллов уменьшается при повышении давления в различной степени, что обусловлено в основном величиной жесткости магнитного материала. Это положение подтверждается данными измерений коэрцитивной силы (H_C) исследованных кристаллов: чем выше магнитная жесткость кристалла (H_C), тем более стабилен к воздействиям давления его I_{rs} , т.е. тем меньше ее изменения. Увеличение магнитной жесткости монокристаллов магнетита обусловлено наличием микропримесей титана, магния, марганца и их окислов, искажающих структуру кристаллической решетки стехиометрического магнетита. Необратимое гиперболическое уменьшение остаточной намагниченности ферромагнитных кристаллов при повышении давления связано с увеличением количества дислокаций и скорости их диффузионного движения.

Гиперболическое уменьшение остаточной намагниченности горных пород при повышении давления характеризуется меньшим значением радиуса кривизны по сравнению с моно- и поликристаллами магнетита (рис. 4). Степень изменения I_{rs} при высоких давлениях определяется изменениями доменной структуры и внутренних напряжений горных пород. При сжатии пород движения границ доменов тормозятся внешними напряжениями и перемещениями дислокаций, в то же время усиливается процесс вращения векторов спонтанной намагниченности отдельных доменов [4]. По-видимому, именно эти явления обуславливают резкое уменьшение остаточной намагниченности при начальном повышении давления: до 0,5 кбар - для монокристаллов магнети-

та и до 1,2 кбар - для магнетитосодержащих пород. При дальнейшем сжатии уменьшение I_{rs} происходит более медленно вследствие некоторого уравнивания внутренних физических процессов. Многократное приложение и снятие давлений (циклы) приводят к исчезновению обратимой части изотермической остаточной намагниченности и к стабилизации внутренних напряжений.

Результаты изучения остаточной намагниченности насыщения (I_{rs}) образцов некоторых изверженных и метаморфических пород Украинского щита при высоких давлениях представлены на рис.4,а. Кривые 1-5 характеризуют зависимость $I_{rs} = f(p)$ диабаза, граносиенитов, гнейса и диабазового порфирита. Стабильность остаточной намагниченности к воздействию давления определяется не столько степенью основности пород, сколько величиной коэрцитивной силы ферромагнетиков, на которую, кроме среднего химического состава, резко влияют размер и форма зерен, напряжения, дефекты кристаллической решетки и наличие неоднородностей. В изверженных породах, которые образовались из высокотемпературных фаз, этот параметр зависит также от физических условий, имевших место во время их затвердевания, в частности от скорости охлаждения. Следовательно, установленная зависимость изменения остаточной намагниченности насыщения при давлении от величины коэрцитивной силы породы открывает новые возможности оценки термодинамических условий их образования.

Для контроля состояния ферромагнетика, наряду с минералогическим анализом, используются спектры термомагнитной сепарации [5]. Интервалы максимальных температур, выделяемые по термомагнитным спектрам (рис.4,б), позволяют судить о виде ферромагнетика, продуктах его окисления и т.д. Так, для диабаза интервал максимальных температур определяется 560-580°C, граносиенита - 550-570°C, более широкий диапазон отмечается у гнейса - 530-600°C.

Основным ферромагнитным материалом в изученных породах является магнетит. Ширина диапазона максимальных температур характеризует степень его изменения.

Иная картина наблюдается при исследовании естественной остаточной намагниченности магнетитосодержащих пород. Наблюдаемый в данном случае градиент изменения I_H во многом будет зависеть от характера того физического процесса, который обусловил образование намагниченности породы.

Установление зависимости степени изменения магнитных свойств минерального вещества от величины его коэрцитивной силы вызвало необходимость более точного ее измерения. В практике наших экспериментальных исследований величина H_c определяется измерением напряженности размагничивающего поля с одновременной индикацией состояния намагниченности образца. Этот метод в значительной мере свободен от влияния погрешности, связанной с установкой образца в измерительной позиции, и не зависит от формы и размеров последнего. Для образцов, помещаемых в специальную немагнитную печь, можно получить графики $I_{rs} = f(T^o)$, $H_c = f(T^o)$ и др.

Описанная аппаратура и методика исследования позволяют получить необходимый минимум информации об изменениях некоторых магнитных характеристик минерального вещества в условиях высоких давлений и температур. В дальнейшем необходимо совершенствование аппаратуры - повышение чувствительности регистрирующих приборов, увеличение диапазона давлений, создание более эффективных нагревательных элементов и разработка новых методик и методов исследований. Это расширит экспериментальные возможности изучения магнитных свойств минерального вещества при высоких термодинамических параметрах.

Литература

1. Лебедев Т.С., Шаловал В.И., Корчин В.А. Исследования воздействия высоких температур и давлений на изменение скорости в изверженных и метаморфических горных породах. - Геофиз. сб.АН УССР, 1969, в.31.

2. Лебедев Т.С. и др. Остаточное влияние высоких давлений и температур на магнитные свойства гранитоидов с различной природой естественной остаточной намагниченности. - В кн.: Физические свойства горных пород при высоких термодинамических параметрах. Материалы III Всесоюзного совещания. "Наукова думка", К., 1971.

3. Лебедев Т.С. и др. Установка для изучения магнитных свойств горных пород при гидростатическом давлении до 2,5 кбар. - Геофиз. сб.АН УССР, 1972, в.46.

4. Kinoshita H. - Studies on piezo-magnetization (III) - PRM and relating phenomena. - J. Geomag. Geoelect., 1968, v.20, N 3, 155 - 167.

5. Цыкора В.Н., Михайлова Н.П., Глевасская А.М. Термомангнитная сепарация магнитных фракций горных пород с использованием сепаратора СИМ-I. - В кн.: Материалы УШ конференции по постоянному полю и палеомагнетизму, ч. I. "Наукова думка", К., 1970.

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ДИАГРАММЫ НЕЙТРОН-НЕЙТРОННОГО МЕТОДА ПО НАДТЕПЛЫМ НЕЙТРОНАМ

И.А.Козачок, В.В.Кулик, Б.И.Пирогов
(Институт геофизики АН УССР)

Прямая задача геофизической нейтронметрии состоит в изучении закономерностей распределения нейтронов, замедлившихся в геологической среде известного элементного состава и структуры при заданных характеристиках и расположении источников.

Модель однородной среды лишь отдаленно соответствует реальным геологическим условиям. Поэтому большое значение имеет вопрос о распределении нейтронов в системах, состоящих из контактирующих сред, различающихся элементным составом и водородосодержанием. Разработанные ранее методы, такие как теория возраста, двухгрупповая диффузионная модель и

другие, дают большие погрешности при применении их к задачам этого типа [1 - 3].

Одним из авторов предложено дифференциальное уравнение второго порядка в частных производных [4, 5], которое дает хорошие результаты для однородной среды в широком диапазоне длин зондов и водородосодержаний. Относительная простота позволяет применить это уравнение к решению задач о замедлении нейтронов в системах, состоящих из двух или более контактирующих сред.

Система двух сред с плоской границей раздела может служить идеализированной моделью двух пластов горных пород различного состава при условии, что их мощности достаточно велики.

В работе [6] изучено распределение нейтронов точечного источника в системе двух сред с плоской границей раздела. Метод, с помощью которого получено решение задачи, основан на понятии "эффективной среды". Применение этого метода позволило не вводить существенных ограничений на зависимость свободного пробега нейтронов от энергии.

Более общей является задача о распределении нейтронов в системе трех сред с плоскопараллельными границами раздела. Такая система может служить идеализированной моделью пласта горных пород, в кровле и подошве контактирующих с породами другого элементного состава. Если пренебречь влиянием скважины на распределение нейтронов, то эту модель можно считать некоторым приближением к реальным условиям каротажа.

При решении сформулированной задачи целесообразно воспользоваться цилиндрической системой координат. Пусть, например, среда II занимает полупространство $x < 0$, среда I ограничена плоскостями $x = 0$ и $x = x_1$, а среда III занимает полупространство $x > x_1$. Источник нейтронов единичной мощности для определенности поместим в среду I в точке $\rho = 0, z = z_0, (0 \leq z_0 \leq x_1)$. Систему уравнений для потока нейтронов в такой трехслойной среде и соответствующие граничные условия можно записать в виде [5, 6]

$$\frac{\partial \Phi_1}{\partial r} - \lambda_{s1}^2 \frac{\partial^2 \Phi_1}{\partial r^2} - \Delta \Phi_1 = \chi_{s1} \left[\frac{\partial(\rho)}{2\pi\rho} \delta(x-x_0) \delta^3(r) + \delta(x-x_1) f_{13}(\rho, z) + \delta(x) f_{21}(\rho, z) \right];$$

$$\alpha_{12} \frac{\partial \Phi_2}{\partial r} - \beta_{12}^2 \frac{\partial^2 \Phi_2}{\partial r^2} - \Delta \Phi_2 = \delta_2 \delta(x) f_2(\rho, z);$$

$$\alpha_{13} \frac{\partial \Phi_3}{\partial r} - \beta_{13}^2 \frac{\partial^2 \Phi_3}{\partial r^2} - \Delta \Phi_3 = \delta_3 \delta(x-x_1) f_3(\rho, z);$$

$$\left. \begin{array}{l} \Phi_1 = \Phi_3 \\ \beta_{13} \frac{\partial \Phi_1}{\partial x} = \frac{\partial \Phi_3}{\partial x} \end{array} \right\} \text{при } x = x_1;$$

$$\left. \begin{array}{l} \Phi_1 = \Phi_2 \\ \beta_{12} \frac{\partial \Phi_1}{\partial x} = \frac{\partial \Phi_2}{\partial x} \end{array} \right\} \text{при } x = 0.$$

Здесь $\Phi_i = \Phi_i(\rho, x, \tau)$ - поток нейтронов (индексы 1, 2, 3 относятся к соответствующей среде); $\tau = \tau_i$ - модифицированный возраст нейтронов в среде I, которая выбрана в качестве эталонной; функции $f(\rho, \tau)$ введены для формального учета влияния соответствующей границы. Остальные обозначения следующие:

$$\alpha_{12} = \frac{\tau_1}{\tau_2} \approx \frac{\theta_1}{\theta_2}; \quad \alpha_{13} = \frac{\tau_1}{\tau_3} \approx \frac{\theta_1}{\theta_3};$$

$$\beta_{12}^2 = \alpha_{12}^2 \lambda_{s2}^2; \quad \beta_{13}^2 = \alpha_{13}^2 \lambda_{s3}^2; \quad \beta_{13} = \alpha_{13} \frac{\delta_3}{\delta_1}; \quad \beta_{12} = \alpha_{12} \frac{\delta_2}{\delta_1};$$

λ_{si}^2 - усредненный по всему интервалу замедления (с весовым множителем порядка единицы) квадрат свободного пробега нейтронов; $\tau_i = \theta_i + + \beta_i - 2\lambda_{si}^2$ - модифицированный возраст; β_i - усредненный по всему интервалу замедления параметр, имеющий смысл поправки за первый и последний пробеги нейтронов (в большинстве случаев $(\beta_i - 2\lambda_{si}^2) \ll \theta_i$); θ_i - фермиевский возраст; δ_i - усредненный по интервалу замедления параметр $\frac{L_{ei}}{\xi_i}$; L_{ei} - свободный пробег нейтронов; ξ_i - средняя логарифмическая потеря энергии нейтронов при упругом рассеянии на ядрах среды.

Решение записанной системы уравнений приводить здесь в общем виде не будем ввиду его громоздкости. Ограничимся случаем, когда мощность пласта I удовлетворяет условию

$$x_1 \gg 2(L + L_0), \quad (I)$$

где L - длина регистрирующего зонда; L_0 - некоторая фиксированная для заданных нейтронного источника и состава пород этого пласта величина. Последняя численно равна длине такого зонда, который в пласте того же состава и неограниченной мощности зарегистрировал бы поток нейтронов, существенно меньший (например, на два порядка), чем зонд нулевого размера.

Если выполняется условие (I), то влиянием верхней границы (кровли) пласта I на распределение нейтронов вблизи контакта его с пластом II можно пренебречь. В этом случае аналитические выражения для потока нейтронов в породах I и II пластов имеют вид [6]

$$\Phi_1 = \frac{\gamma_1 e^{\frac{\tau}{\lambda_{s1}^2}}}{(4\pi)^2 \lambda_{s1}^3} \left[Q_{11}(\tau, \rho, x - x_0) - Q_{11}(\tau, \rho, x + x_0) \right] + \frac{D_0 \delta_1}{2\pi^2 \rho \lambda_{s1}} \int_0^\infty dk k q_1(k) q_2(k) x \times \int_0^\infty d\omega \omega (x + x_0 + D_0 \omega) \int_0^\infty e^{\varphi(\omega)} Q_{12}(\tau, \rho, x + x_0 + D_0 \omega) Q_{22}(\tau - t, \rho, \omega) dt; \quad (2)$$

$$\Phi_2 = \frac{\alpha \delta_2}{2\pi^3 \beta \lambda_{s1}} \int_0^\infty dk k q_1(k) q_2(k) J_0(k\rho) \int_0^\infty d\omega (\omega - x) (D_0 \omega + x_0) \int_0^t dt e^{q(t)} Q_{12}(t, a, D_0 \omega + x_0) Q_{22}(\tau - t, a, \omega - x), \quad (3)$$

если источник расположен в среде I, и

$$\Phi_1' = \frac{\beta_0 \delta_1}{2\pi^3 \beta \lambda_{s1}} \int_0^\infty dk k q_1(k) q_2(k) J_0(k\rho) \int_0^\infty d\omega (\omega - x_0) (D_0 \omega + x) \times \\ \times \int_0^t dt e^{q(t)} Q_{12}(t, a, D_0 \omega + x) Q_{22}(\tau - t, a, \omega - x_0); \quad (4)$$

$$\Phi_2' = \frac{\delta_2 e^{\frac{F}{2\alpha\lambda_{s2}^2}}}{(4\pi)^2 \lambda_{s2}^3} \left[Q_{21}(\tau, \rho, x - x_0) - Q_{21}(\tau, \rho, x + x_0) \right] + \\ + \frac{\alpha D_0 \delta_2}{2\pi^3 \beta \lambda_{s1}} \int_0^\infty dk k q_1(k) q_2(k) J_0(k\rho) \int_0^\infty d\omega \omega (\omega - x - x_0) \times \\ \times \int_0^t dt e^{q(t)} Q_{12}(t, a, D_0 \omega) Q_{22}(\tau - t, a, \omega - x - x_0), \quad (5)$$

если источник расположен в среде II.

Здесь

$$Q_{ik}(x, y, z) = \frac{K_i \left(Q_{ik} \sqrt{\left(\frac{x}{2\lambda_{si}^2 y_i} \right)^2 + \left(\frac{y}{2\lambda_{si}} \right)^2 + \left(\frac{z}{2\lambda_{si}} \right)^2} \right)}{\sqrt{\left(\frac{x}{2\lambda_{si}^2 y_i} \right)^2 + \left(\frac{y}{2\lambda_{si}} \right)^2 + \left(\frac{z}{2\lambda_{si}} \right)^2}};$$

$$Q_{ik} = \begin{cases} 1, & k=1; \\ q_i, & k=2; \end{cases} \quad \nu_i = \begin{cases} 1, & i=1; \\ \alpha, & i=2; \end{cases}$$

$K_i(x)$ - функция Бесселя мнимого аргумента; $J_0(x)$ - функция Бесселя первого рода;

$$q(t) = \frac{1}{2} \left(\frac{t}{\lambda_{s1}^2} + \frac{\tau - t}{\alpha \lambda_{s2}^2} \right);$$

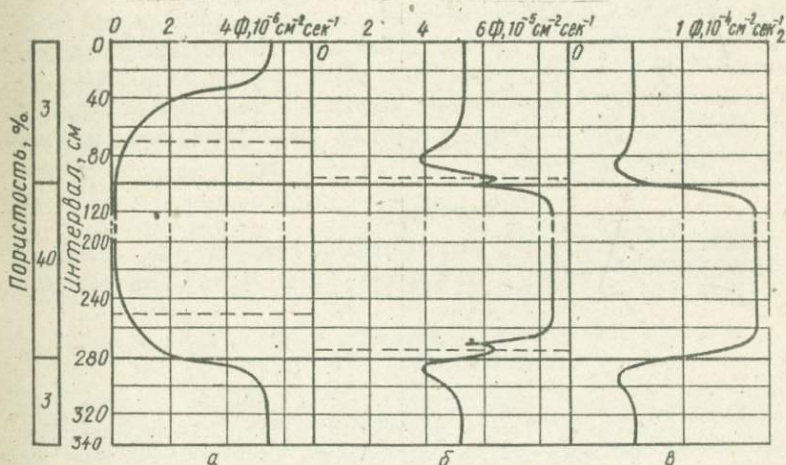
$$q_i(k) = \frac{1}{2\lambda_{si}^2} \sqrt{1 + 4\lambda_{si}^2 k^2};$$

$$\alpha = \frac{\tau_1}{\tau_2} = \frac{\theta_1}{\theta_2}; \quad \beta^2 = \alpha^2 \lambda_{si}^2; \quad D_0 = \alpha \frac{\delta}{\lambda}.$$

Если источник и точка наблюдения расположены по одну сторону от контакта пород, то выражения (2) и (3), симметричны относительно x и x_0 . Сравнивая формулы (3) и (4), легко убедиться, что и в случае, когда источник и точка наблюдения разделены контактной границей, выражения (3) и (4) переходят друг в друга при замене x на x_0 и x_0 на x . Это означает, что решения (2) - (5) удовлетворяют теореме взаимности [3]. Установление этого факта в данном случае имеет практическое значение, так как позволяет существенно сократить объем вычислений.

Для оценки эффектов, наблюдаемых с помощью нейтронных зондов вблизи контакта горных пород различной пористости (объемного водосодержания) и построения синтезированных диаграмм НМ-нт, проведены численные расчеты на ЭВМ "Минск-22" по формулам (2) - (5). Начальная энергия нейтронов принималась равной 5,44 Мев; конечная энергия замедления, для которой вычислялась плотность нейтронов - 1,46 эв (энергия индиевого резонанса). Данные о микроскопических нейтронных сечениях взяты из работы [7].

Результаты вычислений представлены на рисунке в виде синтезированных диаграмм, построенных для идеализированной модели пласта водоносного кварцевого песчаника (пористостью 40%), в кровле и подошве контакти-



Синтезированные диаграммы НМ-нт при размерах зонда (см): 60 (а), 10 (б), 0 (в).

рующего с песчаником меньшего водосодержания (3%). Мощность пласта удовлетворяет условию (I); поры песчаника полностью насыщены пресной водой.

Теоретические кривые соответствуют измерениям при помощи прямых зондов (индикатор расположен выше источника), перемещающихся перпендикулярно к контактному плоскостям. Рассматриваемая модель не учитывает влияния скважины и других факторов, искажающих результаты нейтронного каротажа. Однако анализ приведенных графиков позволяет сделать выводы общего характера, практическое значение которых выходит за пределы принятой идеализации.

1. На всех диаграммах нижняя граница пласта высокопористого (водоносного) песчаника отмечается непосредственно резким перепадом плотности нейтронов. При этом диаграмма 10-сантиметрового зонда осложнена дополнительными экстремумами, которые сглаживаются в случае нулевого и 60-сантиметрового зондов.

2. Перепад плотности нейтронов, соответствующий верхней границе водоносного пласта, сдвинут в сторону низкопористого песчаника на расстояние порядка длины зонда.

3. Пласту с большим содержанием водорода соответствует положительная аномалия в случае малых (доинверсионных) зондов и отрицательная - в случае зондов больших размеров.

4. Если отнести "точку записи" зонда к середине отрезка прямой, соединяющей источник и индикатор, то обусловленные краевыми эффектами аномалии в рассматриваемом случае будут полностью симметричны относительно горизонтальной плоскости симметрии пласта.

5. Если в регистрирующем зонде поменять местами источник и индикатор, то это приведет к зеркальному отражению исследуемых аномалий относительно горизонтальной плоскости симметрии пласта. Тогда резкий перепад нейтронной плотности будет соответствовать непосредственно кровле водоносного пласта, в то время как аналогичный перепад у его подошвы будет смещен в сторону малопористого песчаника. Таким образом, как и в методе кажущегося сопротивления, для ННМ-нт можно ввести понятие о кровельном и подошвенном зондах.

Литература

1. Девисон Б. Теория переноса нейтронов. Атомиздат, М., 1960.
2. Вейнберг А., Вигнер Е. Физическая теория ядерных реакторов. ИЛ, М., 1961.
3. Bellman R., Marshak R.E., Wing G.M. - Phil., Mag., v.40, p.297, 1949.
4. Козачок И.А. - ДАН УРСР, сер.Б., 1968, с.327.
5. Козачок И.А., Кулик В.В. - Атомная энергия, 1972, т.32, с.307.
6. Козачок И.А., Кулик В.В., Пирогов В.И. - Атомная энергия, 1971.
7. Гордеев В.И., Кордашев Д.А., Малышев А.В. Ядернофизические константы. Атомиздат, М., 1963.

ПРОГРАММНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ГЛУБИННЫХ ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ
ПРИ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЯХ
УПРУГИХ СВОЙСТВ МИНЕРАЛЬНОГО ВЕЩЕСТВА*

Т.С.Лебедев, В.И.Шаповал, В.А.Корчин
(Институт геофизики АН УССР)

Лабораторные исследования скорости распространения продольных упругих волн в горных породах при одновременном воздействии высоких давлений и температур в сочетании с другими экспериментальными данными позволяют получить важные физико-механические и петрографические характеристики минерального вещества Земли в условиях больших глубин. Эти материалы в свою очередь находят широкое применение для интерпретации результатов изучения различных геофизических полей и, прежде всего, данных глубинного сейсмического зондирования.

Однако количество экспериментальных работ, выполненных в этом направлении весьма ограничено, что связано с технической сложностью проведения указанных опытов. Известны два способа определения $v_p = f(H)$ (где H — глубина). Одни исследователи изучают изменения скорости распространения продольных упругих волн в горных породах в зависимости от температуры при различных постоянных давлениях или от давления при различных постоянных температурах, а затем по семействам изобар и изотерм рассчитывают графики $v_p = f(H)$ [2, 10 — 13]. Нами предложен несколько иной метод получения этой зависимости, в основу которого положено программное моделирование соответствующих РТ-условий, создаваемых в камерах высокого давления, при одновременном измерении скорости распространения упругих волн в образце горной породы конкретного геологического региона [6, 13]. Применение этой методики позволяет регистрировать зависимость скорости v_p от глубины. Несмотря на методические различия этих способов, при определенных условиях они дают сходные результаты. Однако, анализируя методику построения $v_p = f(H)$ по изотермам и изобарам, можно легко убедиться в том, что в некоторых случаях она позволяет получить только качественную характеристику зависимости скорости распространения упругих волн в горных породах от глубины.

В качестве примера воспользуемся результатами расчетов изменения скорости продольных волн для трех различных функций распределения температуры с глубиной [3, 6], выполненных по формуле

$$\frac{dv_p}{dH} = \left(\frac{\partial v_p}{\partial p} \right)_T \frac{dp}{dH} + \left(\frac{\partial v_p}{\partial T} \right) \frac{dT}{dH}.$$

Из соотношения данных, представленных на рис.1, следует, что $v_p = f(H)$

*/Материалы доклада, прочитанного в Иене (ГДР) 28 июня 1973 г. на Симпозиуме Рабочей группы "Лабораторные исследования при высоких давлениях" Европейской сейсмологической комиссии (ЕСК).

в первую очередь зависит от характера изменений термодинамических параметров с глубиной, а также от градиентов изменения $v_p = f(\rho)$, $v_p = f(T)$, подбираемых, как правило, для каждой серии экспериментов. Вычисления, выполненные по результатам определений $v_p = f(\rho)$ и $v_p = f(T)$ соответственно при комнатной температуре и атмосферном давлении, не обеспечивают высокой достоверности результатов, поскольку в первом случае не учитывается влияние разрушающего действия температуры [4], а во втором - компенсирующего воздействия давления на терморазрушение при нагреве [6, 12], т.е. явлений, которые, очевидно, имеют место на больших глубинах. Опытным путем показано, что наличие компенсирующего постоянно действующего давления значительно уменьшает величину градиента изменения скорости от температуры [4, 13]. Поэтому при вычислениях изменения скорости с глубиной принимать во внимание данные, характеризующие $v_p = f(T)$ при $P = const > 1$ бар, то функциональная зависимость $v_p = f(H)$ на определенной глубине (рис. 1) после незначительного уменьшения вновь будет возрастать. Вследствие этого наблюдаются две экстремальные области $v_p = f(H)$ (v_{pmax} - на 2-8 км и v_{pmin} - на 10-15 км).

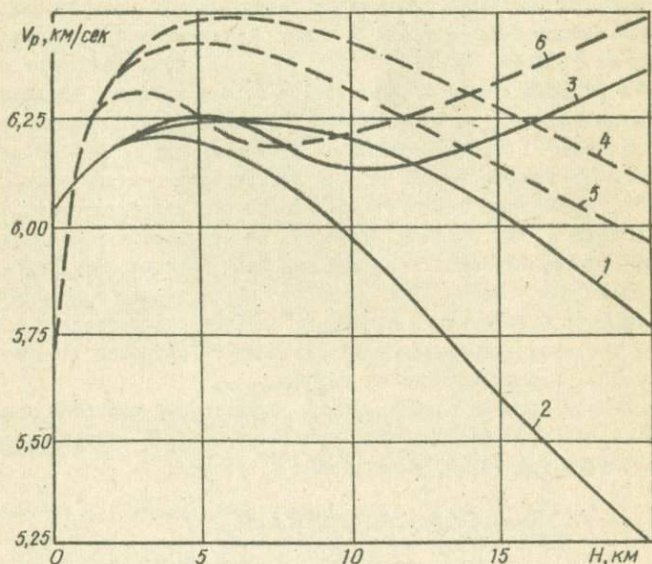


Рис. 1. Кривые $v_p = f(H)$, рассчитанные по данным $v_p = f(\rho)$ и $v_p = f(T)$: 1, 2, 3 - гранит; 4, 5, 6 - габбро-монзонит. В том числе: 1, 4 - для минимального градиента T ; 2, 5 - для максимального градиента T ; 3, 6 - для среднего градиента T при компенсирующем давлении 5 кбар.

Глубины этих экстремальных зон существенно зависят от выбранного расчетного градиента изменения температуры с глубиной. Но подобная методика вычислений $v_p = f(H)$ будет, как правило, лишь качественно характеризовать зависимость скорости от глубины, если расчеты будут базироваться на результатах измерений $v_p = f(P)$, $v_p = f(T)$ при комнатной температуре и каком-либо компенсирующем давлении. Следовательно, получить наиболее достоверные значения v_p можно только при наличии достаточного количества изотерм и изобар скорости, измеренных соответственно при различных постоянных давлениях и температурах [12]. Недостатком этой методики является также сложность выбора необходимого количества изотерм и изобар, чтобы иметь достаточное количество точек для построения зависимости $v_p = f(H)$ и при этом не потерять части информации в экстремальных областях. Для больших коллекций образцов горных пород такой способ получения данных об изменении $v_p = f(H)$ очень громоздок и, следовательно, далеко не всегда оправдан. Поэтому при экспериментальном изучении $v_p = f(H)$ мы обратились к программному моделированию в камере высокого давления соответствующих РТ-режимов глубин, присущих конкретным геологическим регионам.

Если предположить простейшее, т.е. что давление в глубинных зонах земной коры гидростатическое и зависит лишь от распределения плотности минерального вещества и силы тяжести, то на глубине H давление можно рассчитать по соотношению [1]

$$P_{(H)} = 4\pi G \int_h^H \frac{\rho}{h^2} \int_0^h \rho x^2 dx,$$

где P — величина гидростатического давления; G — гравитационная постоянная; h, x — переменные интегрирования; ρ — плотность вещества земной коры, зависящая от глубины.

Полагая, что земная кора в конкретном регионе состоит из n слоев с постоянной плотностью каждого из них ρ_n и мощностью h_n , приведенное выше выражение можно упростить:

$$P_{(H)} = g_0 \sum_n \rho_n h_n,$$

где g_0 — сила тяжести на дневной поверхности. Следует учитывать незначительную поправку к величине ρ за счет изменения ρ_n с глубиной, которую можно рассчитать графически по экспериментальным данным [8, 14].

Многие исследователи считают, что средняя плотность так называемого гранитного слоя земной коры составляет 2,65 — 2,77, базальтового — 2,78 — 2,90, а верхних частей мантии — 3,27 — 3,52 г/см³. Из данных экспериментального изучения удельной объемной деформации и сжимаемости минерального вещества известно, что плотность пород, характерных для гранитного слоя, возрастает на 3,5 — 4% с увеличением давления от атмосферного до соответствующего глубинам около 80 км; для базальтового —

примерно в таком же интервале глубин она увеличивается на 2,4 - 3,2% [1,8,147].

В исследованных геологических регионах УССР (Украинский докембрийский щит и его склоны, Карпаты, Закарпатье, Днепровско-Донецкая впадина, Горный Крым) среднее значение плотности пород гранитного слоя, состоящего здесь в основном из различных гранитов, чарнокитов, мигматитов, гранодиоритов и др., равно $2,71 \text{ г/см}^3$ и увеличивается на глубине 15 - 20 км до $2,73 \text{ г/см}^3$. Породы базальтового слоя уже на глубине свыше 10 км имеют здесь плотность порядка $3,00 \text{ г/см}^3$ [5,7,147].

Используя материалы о плотности минерального вещества и возможном глубинном строении каждого участка земной коры (по результатам глубинного сейсмического зондирования и гравиметрии) [9], а также полагая относительную однородность пород в пределах слоев, можно рассчитать значение гидростатического давления на соответствующих глубинах (рис. 2). Во всех рассмотренных районах Украины гидростатическое давление изменяется от атмосферного до 15 кбар в интервале глубин от дневной поверхности до 50 км. Разброс значений P для отдельных геологических регионов УССР составляет не более 2 кбар при максимальных глубинах и уменьшается к дневной поверхности с градиентом около 50 бар/км.

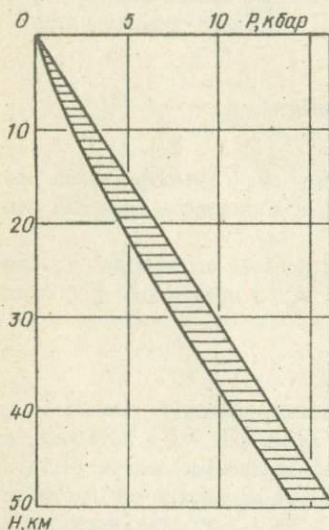


Рис.2. Зона возможных изменений величин гидростатического давления в зависимости от глубины для различных геологических регионов УССР.

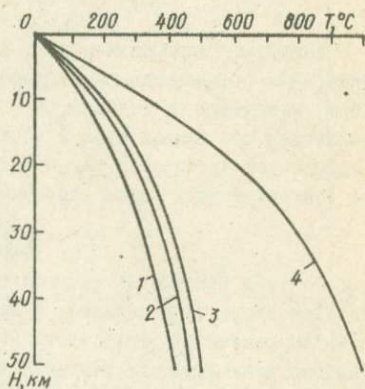


Рис.3. Изменение температуры с глубиной в некоторых районах Украины [5]:

1 - Приазовская часть и юго-западный склон Украинского докембрийского щита; 2 - Горный Крым; 3 - Центральная часть Украинского докембрийского щита; 4 - Карпаты и Закарпатье.

Изменения температуры в зависимости от глубины (рис.3) были вычислены на основании геотермических данных [57]. Погрешность этих расчетов составляет десятки градусов для областей с практически стационарным тепловым потоком и значительно увеличивается в районах с существенно нестационарной составляющей. Следовательно, по материалам, представленным на рис.2 и 3, можно составить программы изменения давления и температуры в камере экспериментальной установки, моделируя таким образом конкретные глубинные термодинамические условия некоторых геологических провинций Украины. На рис.4 показаны возможные РТ-режимы для соответствующих глубин некоторых регионов. Зона, характеризующая изменение РТ-режимов Карпат и Закарпатья, немного шире (при максимальных значениях) по сравнению с Украинским щитом и Горным Крымом. Это связано с тем, что точность определений температур в первом случае несколько ниже, чем во втором.

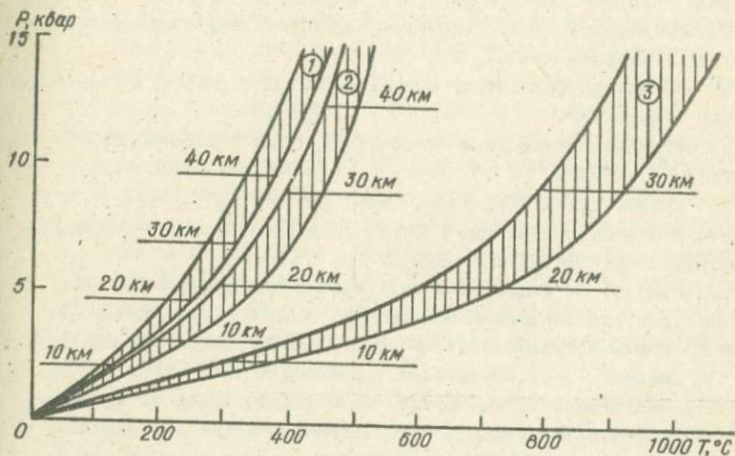


Рис.4. Программы изменения РТ-режимов при моделировании термодинамических условий различных глубинных зон земной коры Украины: 1 - Приазовская часть и юго-западный склон Украинского докембрийского щита; 2 - Горный Крым и Центральная часть Украинского докембрийского щита; 3 - Карпаты и Закарпатья.

Экспериментальные исследования, выполненные в процессе отработки предложенной методики, показали, что в связи с большой инерционностью нагреваемых элементов, размещаемых в камере высокого давления или вне ее, наиболее удобно при медленном повышении температуры постоянно создавать соответствующее "следящее" давление согласно графикам (рис.4). Это позволит проводить опыты по строго заданной программе. Изменяя режим работы нагревательного устройства, можно также регулировать продолжительность опытов.

Литература

1. Белоусов В.В. Земная кора и верхняя мантия материков. "Наука", М., 1966.
2. Берч Ф. Физика земной коры. - В кн.: Земная кора. ИЛ, М., 1957.
3. Кутас Р.И., Гордиенко В.В. Тепловое поле Украины. "Наукова думка", К., 1971.
4. Лебедев Т.С., Шаповал В.И., Корчин В.А. Изучение влияния высоких давлений и температур на скорость упругих волн в некоторых породах Украинского щита. - Геофиз. сб. АН УССР, 1969, в.32.
5. Лебедев Т.С., Шаповал В.И., Корчин В.А., Буртный П.А. Экспериментальные данные о некоторых физических свойствах горных пород центральной части Украинского щита. - Геофиз. сб. АН УССР, 1970/в.34.
6. Лебедев Т.С., Шаповал В.И., Корчин В.А. Новые данные о скорости продольных волн в горных породах при высоких термодинамических параметрах. - Геофиз. сб. АН УССР, 1972, в.49.
7. Лебедев Т.С. и др. Упругие свойства горных пород при высоких давлениях. "Наукова думка", К., 1972.
8. Справочник физических констант горных пород. Под ред. С.Кларка-мл. "Мир", М., 1969.
9. Строение земной коры Центральной и Юго-Восточной Европы. "Наукова думка", К., 1971.
10. Ультразвук в геофизике. "Мир", М., 1964.
11. Физические свойства горных пород при высоких термодинамических параметрах. "Наукова думка", К., 1971.
12. Fielitz K. Elastische Wellengeschwindigkeiten in verschiedenen Gesteinen unter hohem Druck und bei Temperaturen bis 750°C. - Zeitschrift für Geophysik, 1971, Bd 37, 943-956, Physica-Verlag, Würzburg.
13. Lebedev T.S., Shapoval V.I., Korchin V.A. Effect of high temperatures and pressures on changes in ultrasonic velocities in some igneous and metamorphic rocks of the Ukrainian shield. - Gerlands Beiträge zur Geophysik, 1970, 79, 2, Leipzig.
14. Lebedev T.S., Šapoval V.I., Korčín V.A. Experimentelle Untersuchung der spezifischen Volumendeformation, der Kompressibilität und Dichte von Gesteinen unter hohem Druck. Physikalische Parameter und seismische Geschwindigkeiten. - Veröffentlichungen des Zentralinstituts Physik der Erde, 1972, N 16, Potsdam.

ДЛИНА ЗАМЕДЛЕНИЯ НЕЙТРОНОВ
В ВОДОНОСНЫХ КОЛЛЕКТОРАХ
НА БОЛЬШИХ ГЛУБИНАХ*

И.А.Козачок, Я.-М.Е.Ризник
(Институт геофизики АН УССР)

Недра многих глубоких геосинклинальных и платформенных впадин земной коры содержат огромные запасы нефти, газа и высокоминерализованных рассолов. Выявление и освоение их связано с бурением глубоких и сверхглубоких скважин. Весьма сложные физико-технологические условия изучения геологических разрезов этих скважин предъявляют повышенные требования к геофизическим исследованиям, проводимым в них с целью решения поставленных задач. Аналогичные трудности возникают также при поисках и разведке парогидротермальных месторождений, залегающих на сравнительно небольших глубинах (до 3 км), но характеризующихся чрезвычайно высокими температурами (до 450°C).

Среди методов промышленной геофизики, перспективность применения которых в глубоких, сверхглубоких и парогидротермальных скважинах можно оценить положительно, одно из ведущих мест принадлежит нейтронным методам. В частности, при изучении пористости пород-коллекторов при высоких термодинамических параметрах, по-видимому, достаточно эффективным окажется нейтрон-нейтронный метод по надтепловым нейтронам (ННМ-НТ). В связи с этим практический интерес представляет изучение нейтронных свойств геологических сред и в первую очередь нейтронно-замедляющих параметров насыщенных флюидом коллекторов в условиях высоких пластовых давлений и температур. Основной характеристикой замедляющих свойств пород-коллекторов служит длина замедления нейтронов, тесно связанная с их пористостью. Целью настоящей работы является изучение влияния термодинамических условий на длину замедления нейтронов в водоносных коллекторах.

В основу алгоритма определения относительного изменения длины замедления нейтронов в зависимости от температуры и порового (пластового) давления положена развитая в работе [1] теория замедления нейтронов в P_2 -приближении метода сферических гармоник. В этой теории, справедливой в широком диапазоне изменения водородосодержания замедляющей среды, квадрат длины замедления нейтронов L_s^2 определяется следующими аналитическими выражениями:

$$L_s^2(u_0 \rightarrow u) = \theta(u_0 \rightarrow u) + H(u_0 \rightarrow u); \quad (1)$$

$$\theta(u_0 \rightarrow u) = \frac{1}{3} \int_{u_0}^u du \frac{L_s^2}{\xi(1-\mu)} \quad (2)$$

* Основные результаты работы доложены на Второй научно-технической конференции по прикладной геофизике в Софии (НРБ) в 1972 г.

фермиевский возраст;

$$H(u_0 - u) = \frac{1}{\vartheta(u_0 - u)} \int_{u_0}^u dx \frac{L_S^4}{g \xi^2 (1-u)^2} \left[\frac{f_0^{(0)}}{\xi} - \frac{f_1^{(0)}}{1-u} \right] - \quad (3)$$

поправка к возрастному приближению, учитывающая, в частности, эффект первого и последнего пробогов;

$$\xi(u) = \sum_{(M)} \frac{L_S(u)}{L_{SM}(u)} \xi_M - \quad (4)$$

средний логарифмический декремент энергии при упругом рассеянии нейтрона;

$$\mu(u) = \sum_{(M)} \frac{L_S(u)}{L_{SM}(u)} \frac{2}{3M} - \quad (5)$$

средний косинус угла рассеяния нейтрона;

$$f_i^{(m)}(u) = \sum_{(M)} \frac{L_S(u)}{L_{SM}(u)} f_{iM}^{(m)} - \quad (6)$$

энергетически-угловые моменты функции рассеяния

$$(i = 0, 1; \quad m = 1, 2);$$

$$L_S(u) = \left[\sum_{(M)} N_M \sigma_M(u) \right]^{-1} - \quad (7)$$

средний свободный пробег нейтрона относительно рассеяния.

В приведенных выражениях: u - латергия нейтронов; M - массовое число ядра; N_M - число ядер массы M в 1 см^3 вещества замедляющей среды; σ_M - микроскопическое сечение упругого рассеяния нейтрона на ядре массы M ; суммирование в формулах (4) - (7) производится по всем сортам ядер; аналитические выражения для нейтронных параметров, использованных в этих формулах, имеют вид:

а) при $M > 1$ -

$$\begin{aligned} \xi_M &= \frac{2}{M} \left[1 - \frac{2}{3(M+1)} - \frac{1}{3(M+1)^2} - \frac{4}{15(M+1)^3} - \frac{4}{15(M+1)^4} - \dots \right]; \\ f_{SM}^{(2)} &= \frac{16}{3M(M+1)} \left[1 - \frac{1}{5(M+1)^2} - \frac{1}{3(M+1)^3} - \frac{52}{105(M+1)^4} - \dots \right]; \\ f_{SM}^{(0)} &= -\frac{2}{3M} \left\{ 1 - \frac{2}{M+1} \left[1 + \frac{3}{5(M+1)} + \frac{8}{15(M+1)^2} + \dots \right] \right\}; \end{aligned} \quad (8a)$$

б) при $M = 1$ -

$$\xi_1 = 1; \quad f_{01}^{(2)} = 2; \quad f_{11}^{(0)} = \frac{4}{9}; \quad (8б)$$

индекс M означает принадлежность соответствующей величины элементу о ядром массы M .

Все нейтронные параметры, описанные формулами (8a) и (8б), определяются сортом рассеивающего ядра, в частности его массовым числом. С точностью до исчезающе малого эффекта доплеровского уширения нейтронных резонансов они не зависят от термодинамических условий, в которых

находится замедляющая среда. Изменение же температуры T и давления P в исследуемой среде влияет только на величину ее плотности (удельного веса). С последней в свою очередь тесно связаны величины N_M , определяющие зависимость ξ , $f_i^{(m)}$ и L_S от состава и свойств среды, а также от летаргии нейтронов.

Для изучения вопроса о влиянии термодинамических условий на величину L_S в качестве идеализированных теоретических моделей геологических сред, имитирующих скважинную жидкость и насыщенные флюидом коллекторы, выберем водный раствор $NaCl$ и пористые известняк и кварцевый песчаник. Пористость ω коллектора изменяется в пределах 0,01 - 0,40; концентрация c соли $NaCl$ в воде - 0 - 30 вес.%. Пory коллектора насыщены водно-солевым раствором. При таких условиях количество ядер водорода, натрия, хлора, кислорода и других элементов в 1 см^3 исследуемой среды будет определяться соотношениями

$$N_{16} = \frac{2\omega \gamma_p(P, T)(1-0,01c)}{18,01593 \cdot 1,658 \cdot 10^{-24}}; \quad N_{23} = N_{35} = \frac{\omega \gamma_p(P, T) 0,01c}{58,4428 \cdot 1,658 \cdot 10^{-24}};$$

$$N_{16} = \left[\frac{\omega \gamma_p(P, T)(1-0,01c)}{18,01593} + \frac{r(1-\omega)\gamma(P, T)}{A} \right] \frac{10^{24}}{1,658};$$

$$N_M = \frac{(1-\omega)\gamma(P, T)}{A \cdot 1,658 \cdot 10^{-24}} \quad [M=12; 28; 40].$$

Здесь $\gamma_p(P, T)$ и $\gamma(P, T)$ - удельный вес соответственно водно-солевого раствора и скелета коллектора при давлении P и температуре T ; величины r и A принимают значения 2 и 60,0858 - для песчаного коллектора, 3 и 100,0903 - для известняка.

С учетом выбранной модели геологической среды на ЭВМ "Минск-22" выполнены расчеты относительного изменения длины замедления нейтронов до энергии индиевого резонанса (1,46 эв) в зависимости от температуры, давления и пористости (объемного влагосодержания) коллектора.

Длина замедления нейтронов для полиэнергетического источника (u^{235} ; $Po-\alpha-Be$; $Ra-\alpha-Be$) определялась через L_S для моноэнергетического источника с помощью интеграла

$$L_S(u) = \int_0^u du_0 L_S(u_0 - u) g(u_0),$$

где $g(u_0)$ - энергетический спектр источника. Данные о микроскопических нейтронных сечениях $\sigma(u)$ и весовых функциях источников $g(u)$ заимствованы из работ [2, 3], значения плотности воды и водно-солевых растворов - из исследований [4-6].

Термодинамические условия изменялись в следующих пределах: а) температура T от 20 до 400°C; б) пластовое давление P от I до 2500 бар, что соответствовало глубинам до 15 км [7,8].

Кроме эффекта термодинамических условий, при вычислениях принималось во внимание влияние минерализации пластовых вод, имеющей определенную тенденцию к возрастанию с глубиной. Необходимость учета этого фактора определяется тем, что в пределах осадочного слоя земной коры на больших глубинах (начиная с I-2 км) водоносные коллекторы почти повсеместно насыщены рассолами, минерализация которых достигает 450 г/л

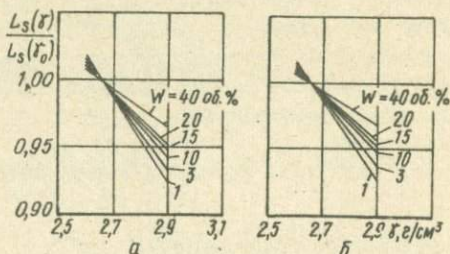


Рис.1. Зависимость относительной длины замедления нейтронов $P\text{-}\alpha\text{-Be}$ источника во влагонасыщенном песчанике от минералогической плотности его скелета:

а - H_2O , $\rho_p = 0,99823 \text{ г/см}^3$; б - $H_2O - 30 \text{ вес.}\% \text{ NaCl}$, $\rho_p = 1,005 \text{ г/см}^3$.

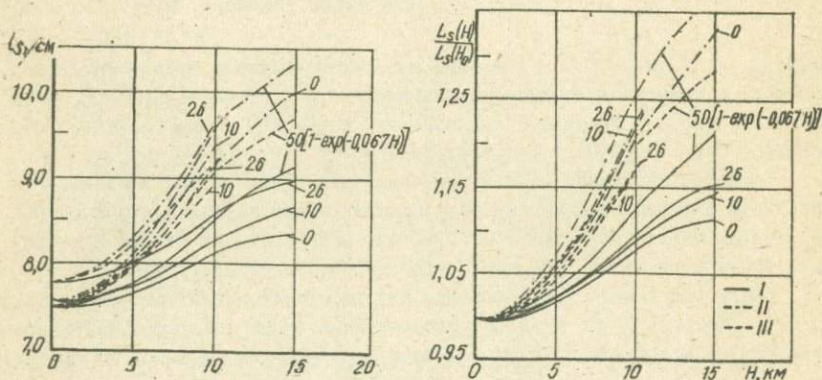


Рис.2. Изменение длины замедления нейтронов $P\text{-}\alpha\text{-Be}$ источника в водных растворах хлористого натрия с глубиной. Шифр кривых - концентрация соли $NaCl$ в растворе, вес.%. Термодинамические условия (градиенты температуры g_t и пластового давления g_p):

I - $g_t = 0,02^\circ \text{ С/м}$, $g_p = 0,1 \text{ атм/м}$; II - $g_t = 0,03^\circ \text{ С/м}$, $g_p = 0,1 \text{ атм/м}$; III - $g_t = 0,03^\circ \text{ С/м}$, $g_p = g_p(H)$, P по данным работы [7].

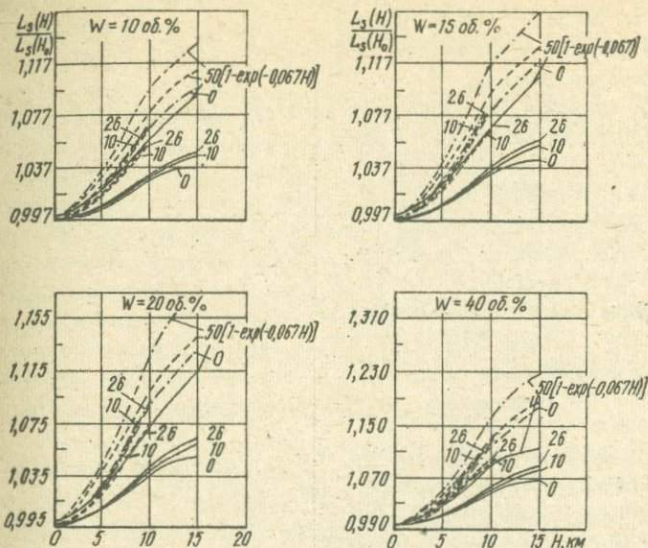


Рис.3.Изменение длины замедления нейтронов Po- α источника во влагонасыщенном песчанике с глубиной. Обозначения те же, что на рис.2.

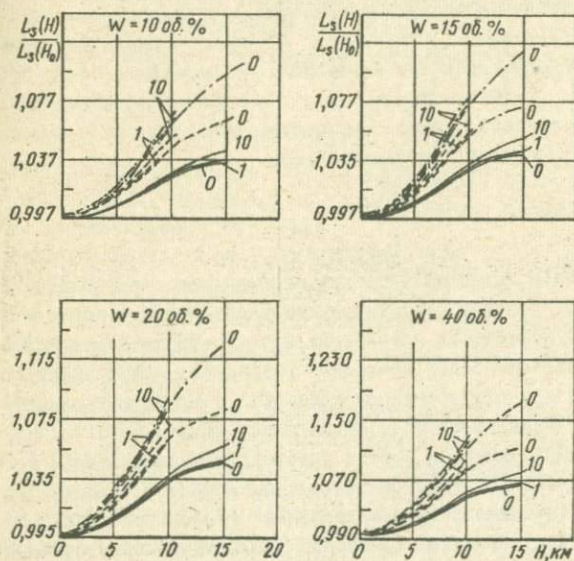


Рис.4.Изменение длины замедления нейтронов Po- α -Be источника во влагонасыщенном известняке с глубиной. Обозначения те же, что на рис.2.

и более. В общем количестве растворенных солей на долю $NaCl$ приходится примерно от 70 до 95 вес.%. Поэтому в качестве теоретической модели исследуемого флюида, заполняющего поры коллектора, был выбран водный раствор хлористого натрия.

На рис.1 представлены результаты изучения зависимости относительной длины замедления нейтронов от минералогической плотности скелета песчаника при различных значениях его пористости и концентрации насыщающих поры водно-солевых растворов. Плотность приведения, соответствующая нормальным термодинамическим условиям, принята равной $2,65 \text{ г/см}^3$. Как видно из этих графиков, изменение минералогической плотности скелета песчаника в пределах $2,6 - 2,9 \text{ г/см}^3$ (что предположительно соответствует рассматриваемым глубинам залегания пород) незначительно влияет на величину L_s . Поэтому при исследовании зависимости длины замедления нейтронов в водоносных коллекторах от термодинамических условий слабым эффектом (не превышающим 5%) уплотнения скелета породы можно пренебречь.

Более существенно на величину L_s влияет изменение плотности флюида, обусловленное повышением термодинамических параметров. На рис.2 показано изменение длины замедления нейтронов в дистиллированной воде и водных растворах хлористого натрия, в зависимости от давлений и температур, соответствующих глубинам до 15 км.

На рис.3 и 4 представлена относительная длина замедления нейтронов для водонасыщенных песчаника и известняка в зависимости от глубины их погружения. Величина $L_s (H_0)$ на этих графиках определяется длиной замедления нейтронов при нормальных термодинамических условиях в соответствующих геологических средах. В коллекторах, насыщенных водным раствором хлористого натрия с концентрацией соли, изменяющейся по закону $\sim 50[1 - \exp(-0,067H)]$, принято $H_0=0$.

Выводы

1. Под влиянием термодинамических условий поле надтепловых нейтронов, наведенное точечным источником, изменяется таким образом, что при фиксированной пористости водоносных пород с увеличением глубины их залегания длина замедления нейтронов возрастает. Этот эффект еще более усиливается при одновременном повышении с глубиной концентрации соли в растворах, насыщающих поры коллектора (см.рис.2 - 4).

2. Исследуемый суммарный эффект повышенных минерализации пластовых вод и термодинамических параметров находится в прямой зависимости от общей пористости (объемного влагосодержания) коллектора (рис.3-4).

3. Относительная величина изменения длины замедления нейтронов в

песчаных и карбонатных коллекторах, обусловленного повышенными термодинамическими параметрами и минерализацией пластовых вод, слабо зависит от типа нейтронного источника.

4. Влияние глубинного фактора в целом (температуры, пластового давления, минерализации вод, минералогической плотности скелета породы) на длину замедления нейтронов в водоносных коллекторах таково, что повышение термодинамических параметров и минерализации вод вызывает возрастание L_s , а увеличение минералогической плотности скелета породы — уменьшение ее величины. Принимая во внимание наиболее вероятный интервал пористости водоносных коллекторов на больших глубинах (3 — 20%), на основании полученных результатов следует ожидать, что относительная величина изменения длины замедления нейтронов в этих коллекторах, обусловленного рассмотренными глубинными факторами, будет незначительной.

Сравнительно слабая зависимость длины замедления надтепловых нейтронов от термодинамических параметров (с учетом возможных границ их изменения на заданных глубинах), а также от состава пород, минерализации пластовых вод и структуры порового пространства позволяет считать нейтрон-нейтронный метод по надтепловым нейтронам в принципиальном плане весьма перспективным для оценки пористости водоносных пород-коллекторов в глубоких, сверхглубоких и парогидротермальных скважинах. С повышением термодинамических параметров, благодаря увеличению длины замедления нейтронов в рассматриваемых средах, следует ожидать некоторого увеличения глубинности исследования геологических сред нейтронными методами.

Литература

1. Козачок И.А. — Геофиз. сб. АН УССР, 1970, в.35, с.35.
2. Гордеев И.В., Кардашов Д.А., Малышев А.В. Ядерно-физические константы. Госполтехиздат, М., 1963.
3. Кожевников Д.А. — Атомная энергия, 1965, т.18, № 6, 630.
4. Леммлейн Г.Г., Клевцов П.В. — Геохимия, 1961, т.2, № 133.
5. Поляков Е.А. — Прикладная геофизика, 1965, вып.41, с.163.
6. Справочник физических констант горных пород. Под ред. С.П.Кларка-мл. "Мир", М., 1969.
7. Аникиев К.А. Прогноз сверхвысоких пластовых давлений и совершенствование глубокого бурения на нефть и газ. "Недра", Л., 1971.
8. Беллевский Н.А., Федьинский В.В. — Советская геология, 1961, № 12, с.55.

РЕШЕНИЕ ОБРАТНОЙ ЗАДАЧИ ЭЛЕКТРОМЕТРИИ СКВАЖИН
НА ЦВМ КОНЕЧНО-РАЗНОСТНЫМ МЕТОДОМ^Ж

А.Л.Колосов

(Институт геофизики АН УССР)

Задачу нахождения удельных электрических сопротивлений горных пород, пересекаемых скважиной, по заданным распределениям потенциала или градиента потенциала на оси скважины можно классифицировать как обратную при рассмотрении уравнений в частных производных, описывающих электрическое поле, создаваемое источником тока в неоднородной среде.

Решению обратных задач электрометрии скважин посвящено несколько работ [2,5 - 7], в которых авторы различными способами ставят задачу нахождения коэффициентов, входящих в уравнения, описывающие распределение электрического поля в скважине и окружающем ее неоднородном по удельной электропроводности пространстве. В настоящей статье обсуждается возможность использования для этой цели метода конечных разностей.

Рассмотрим цилиндрический источник тока, помещенный на ось скважины, окруженной горными породами, простирающимися в бесконечность по всем направлениям. Скважина наполнена буровым раствором. Удельные электропроводности горных пород и бурового раствора не равны. На рис.1 показана окрестность источника тока в исследуемой области и выбранной цилиндрической системе координат. В математической постановке задача описывается следующими условиями и уравнениями:

$$I = \int_S \sigma_0 \frac{\partial U(r, z)}{\partial n} dS \quad (1)$$

условие на поверхности источника;
 I - сила тока, эмитируемого в скважину; σ_0 - удельная электропроводность бурового раствора, n - нормаль к поверхности источника; S - поверхность проводника;

$$U(r, z) \rightarrow 0 \quad \text{при } r, z \rightarrow \infty \quad (2)$$

условие на бесконечности, или равенство потенциала U нулю в пределах ошибки измерений в достаточно удаленных от источника тока точках;

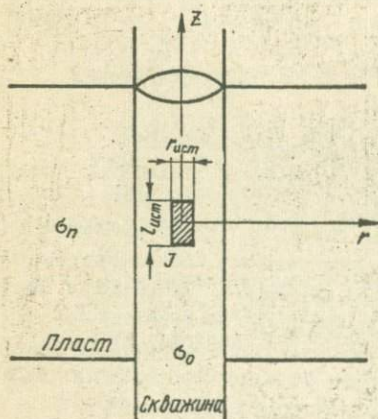


Рис.1. Область исследования.

^Ж Доклад, представленный на Второй научно-технической конференции в Софии (НРБ) в ноябре 1972 г., дополненный результатами последних исследований.

$$\frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left[r \sigma(r, z) \frac{\partial U(r, z)}{\partial r} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[\sigma(r, z) \frac{\partial U(r, z)}{\partial z} \right] = 0 \quad (3)$$

уравнение Лапласа для неоднородной среды с кусочно-постоянными коэффициентами $\sigma(r, z)$, подлежащими определению в точках области, находящихся за пределами скважины. Потенциалы в точках, расположенных на оси скважины, считаются известными.

Прежде чем приступить к конечно-разностной аппроксимации заданных условий, необходимо ввести ограничение на размеры области, определить внешнюю границу, на которой задается условие приближенного равенства нулю. Очевидно, при различных значениях электропроводности горных пород положение нулевой внешней границы, т.е. максимальное приближение ее к источнику тока, будет различным. Возможность численного эксперимента на ЦВМ позволяет с достаточной степенью точности оценить ее местонахождение. В первом приближении можно воспользоваться рекомендациями В.Н. Дахнова [2], считая, что при удалении и от источника тока, равном десятикратному значению длины максимального зонда, задание нулевого значения потенциала на внешней границе не будет влиять на результаты решения задачи по определению электропроводности горных пород в пределах двукратной длины максимального зонда.

Для экономии памяти ЦВМ на аппроксимирующих узлах сеточной области целесообразно провести замену переменной:

$$r = e^v, \quad (4)$$

поскольку количество узлов сеточной области вдоль новой координаты v при перекрытии одного и того же расстояния будет значительно меньше, чем вдоль координаты r .

Полагая, что эмиссия тока равномерна по всей поверхности проводника и происходит только с боковой поверхности, выражение (I) получаем в виде

$$I = - \sigma \frac{\partial U}{\partial r} 2\pi l_{ист} r_{ист} \quad (5)$$

С учетом замены переменной (4) соотношение (5) переписывается так:

$$I = - \sigma \frac{\partial U}{\partial v} 2\pi l_{ист} \quad (6)$$

При замене непрерывной области дискретной сеткой следует учитывать соотношение размеров шага сети (h_x) и длины источника ($l_{ист}$). Необходимым условием для этого является равенство силы тока, выходящего из узла сеточной области, реальному току источника. Поэтому аналогом условия (6) будет

$$I = - \sigma \frac{\partial U}{\partial v} 2\pi h_x \quad (7)$$

или

$$\frac{\partial U}{\partial r} = - \frac{I}{\sigma_0 2\pi h_x} \quad (8)$$

Последнее условие записывается для двух точек сеточной области, между которыми расположена цилиндрическая поверхность источника тока.

Уравнение Лапласа (3) в конечно-разностной форме после замены переменной (4) имеет следующий вид:

$$a_i U_{i-1,j} - \delta_i U_{i,j} + c_i U_{i+1,j} = d_{i,j}, \quad (9)$$

где

$$a_i = \sigma_{i-\frac{1}{2},j}; \quad \delta_i = (a_i + c_i)(r+h_i); \quad c_i = \sigma_{i+\frac{1}{2},j}; \quad (10)$$

$$d_{i,j} = -h_i (\sigma_{i,j-1} U_{i,j-1} + \sigma_{i,j+1} U_{i,j+1}); \quad h_i = \frac{h_x^2}{4x^2} e^{2\gamma}$$

Сеточная область, в каждом внутреннем узле которой заданы уравнения типа (9), показана на рис.2. На границе сетки, приблизительно соответствующей оси скважины, задается

$$\text{условие } U_{N,j} - U_{N-1,j} = -D, \quad (11)$$

которое соответствует равенству нулю нормальной к оси скважины производной потенциала, а в узлах, соответствующих источнику тока, конечно-разностный аналог условия (8)

$$U_{N,j} - U_{N-1,j} = - \frac{I h_v}{\sigma_0 2\pi h_x} = -\Phi. \quad (12)$$

На других внешних границах потенциал равен нулю:

$$U_{0,0} = U_{0,j} = U_{i,M} = 0. \quad (12a)$$

Решение обратной задачи электрометрии скважин состоит в нахождении удельных электропроводностей горных пород по заданным входным данным - потенциалам, известным в ограниченном количестве точек исследуемой области. Задача отыскивания решения - σ по входным данным U

$$\sigma = R(U) \quad (13)$$

является условно корректной, и поэтому, согласно теории А.Н.Тихонова, необходимо заменить оператор R некоторой системой регуляризирующих операторов $R_{\Delta\sigma}$ и формул, зависящих от параметра $\Delta\sigma$, таким обра-

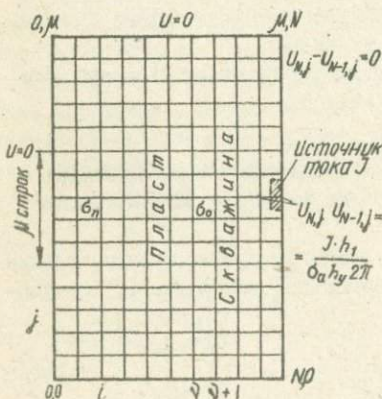


Рис.2. Сеточная область.

вом, чтобы при $\Delta\sigma \rightarrow 0$ операторы $R_{\Delta\sigma}$ в некотором смысле сходились к оператору R . Система $R_{\Delta\sigma}$ состоит из последовательно выполняемых операторов. $\Delta(\sigma)$ - конечно-разностный оператор решения прямой задачи; $\Delta\sigma(U)$ - оператор, определяющий регуляризующий параметр; $\sigma^s(\sigma^s, \Delta\sigma^s)$ - итерационная формула определения искомого решения.

Алгоритм, реализующий выполнение оператора $A(\sigma)$, построен на основе метода блочной итерации с использованием продольно-поперечной прогонки вдоль строк и столбцов сеточной области [6, 7]. Исходными данными для прямой задачи служат значения электропроводности горных пород, равные величине электропроводности бурового раствора. Основные операции вычислительной схемы состоят из расчета прогоночных коэффициентов (прямая прогонка) и расстановки значений потенциала (обратная прогонка) для каждой строки (столбца) сеточной области. Для краткости приведем формулы для прогонки только вдоль строк, считая, что направление прямой прогонки - из пласта в скважину, а обратной - из скважины в пласт:

$$q_{0,j} = 0; \quad p_{0,j} = 0; \quad (14)$$

$$q_{i,j} = \frac{c_i}{d_i - a_i q_{i-1,j}}; \quad p_{i,j} = \frac{a_i p_{i-1,j} - d_{i,j}}{d_i - a_i q_{i-1,j}}$$

прямой прогонки;

$$U_{i,j} = U_{i+1,j} q_{i,j} + p_{i,j} \quad (15)$$

обратной прогонки

$$U_{N-1,j} = \frac{p_{N-1,j} + q_{N-1,j} U_{N,j}}{1 - q_{N-1,j}} \quad (16)$$

формула вычисления значения потенциала на оси скважины в узлах с источником тока, а в которых нет источника -

$$U_{N,j} = U_{N-1} = \frac{p_{N-1,j}}{1 - q_{N-1,j}} \quad (17)$$

Алгоритм, реализующий выполнение собственно регуляризующей части обратной задачи, заключается в вычислении поправки ($\Delta\sigma^s$) к начальному и ко всем последующим значениям электропроводности. Эта поправка служит параметром регуляризации. Формула, по которой она вычисляется, выводится на основании оценок устойчивости счета прогоночных коэффициентов [3, 7] в предположении, что погрешности образуются в узлах сетки, прилегающих к стенке скважины. В них вычисляются неправильные значения прогоночных коэффициентов p и q . Пусть

$$\tilde{q}_i = q_i + \varepsilon_i; \quad (18)$$

$$\tilde{\rho}_i = \rho_i + \rho_i. \quad (19)$$

Здесь \tilde{q}_i и $\tilde{\rho}_i$ - прогоночные коэффициенты, считаемые с погрешностями соответственно ξ_i и ρ_i ; q_i и ρ_i - точные значения прогоночных коэффициентов, которые получились бы, если бы электропроводности соответствовали действительным. Подсчитаем погрешность ρ , полагая, что она появляется в прогоночных коэффициентах с номерами $i > y$. Тогда для всех

$$\tilde{q}_K = q_K + \xi_K = \frac{c_K}{\delta_K - a_K (q_K + \xi_{K+1})} = \frac{q_K}{1 - \frac{a_K q_K}{c_K} \xi_{K+1}}. \quad (20)$$

Отсюда находим ξ_K :

$$\xi_K = \frac{q_K}{1 - \frac{a_K q_K}{c_K} \xi_{K+1}} - q_K = \frac{a_K q_K \tilde{q}_K}{c_K} \xi_{K+1}. \quad (21)$$

Первая погрешность ξ_y образуется в прогоночном узле y , последняя ξ_{N-1} - в $(N-1)$ -ом:

$$\xi_{N-1} = \prod_{k=N-1}^{N-1} \frac{a_k q_k \tilde{q}_k}{c_k} \xi_y. \quad (22)$$

Для погрешности ξ_y справедливо выражение

$$\xi_y = \tilde{q}_y - q_y. \quad (23)$$

Поскольку точное значение электропроводности пласта неизвестно, положим, что соответствующий коэффициент \tilde{a}_y отличается от a_y на величину $\Delta\sigma$:

$$\tilde{a}_y = a_y + \Delta\sigma. \quad (24)$$

Тогда для прогоночного коэффициента можно провести следующее преобразование, полагая $\tilde{\delta}_y = (a_y + c_y)(1 + h_y)$:

$$\tilde{q}_y = \frac{c_y}{(a_y + c_y + \Delta\sigma)(1 + h_y) - (a_y + \Delta\sigma)q_{y+1}} = \frac{q_y}{1 + \frac{\Delta\sigma(1 + h_y) - q_y}{c_y} q_y}. \quad (25)$$

Учитывая равенство (23), находим

$$\xi_y = -\frac{\Delta\sigma(1 + h_y - q_{y+1})}{c_y} q_y \tilde{q}_y. \quad (26)$$

Подставив формулу (26) в (22), получим

$$\xi_{K-1} = -\Delta\sigma \left[1 + h_y - a_{y-1} \right] \prod_{k=y}^{K-1} \frac{a_{k+1} \bar{q}_k \bar{q}_k}{c_k} \quad (27)$$

Выводим выражение для погрешности ρ , предположив, что решается не исходная задача, а некоторая близкая к ней, для которой коэффициенты \bar{q}_k являются точными.

Получаем выражение для точного значения ρ_K :

$$\rho_K = \frac{a_K \rho_{K-1} - d_K}{b_K - a_K \bar{q}_{K-1}} = \frac{a_K \rho_{K-1} - d_K}{c_K} \bar{q}_K \quad (28)$$

и для приближенного $\tilde{\rho}_K$:

$$\begin{aligned} \tilde{\rho}_K &= \frac{a_K \tilde{\rho}_{K-1} - d_K}{\tilde{b}_K - a_K \tilde{q}_{K-1}} = \frac{a_K (\rho_{K-1} + \varrho_{K-1}) - d_K}{c_K} \tilde{q}_K = \\ &= \frac{a_K \rho_{K-1} - d_K}{c_K} \tilde{q}_K - \frac{a_K \varrho_{K-1}}{c_K} \tilde{q}_K = \rho_K - \frac{a_K \varrho_{K-1}}{c_K} \tilde{q}_K. \end{aligned} \quad (29)$$

Отсюда находим погрешность ϱ_K , учитывая равенство (19):

$$\varrho_K = \frac{a_K \varrho_{K-1}}{c_K} \tilde{q}_K. \quad (30)$$

Погрешность ϱ_y образуется в узле y , последняя в $K-1$

$$\varrho_{K-1} = \prod_{k=y+1}^{K-1} \frac{a_k \tilde{q}_k}{c_k} \varrho_y. \quad (31)$$

Для погрешности ϱ_y справедливо выражение

$$\varrho_y = \tilde{\rho}_y - \rho_y. \quad (32)$$

Находим эту погрешность:

$$\begin{aligned} \tilde{\rho}_y &= \frac{(a_y + \Delta\sigma) \rho_{y-1} - d_y}{\tilde{b}_y - (a_y + \Delta\sigma) q_y} = \frac{(a_y + \Delta\sigma) \rho_{y-1} - d_y}{c_y} q_y = \frac{a_y \rho_{y-1} - d_y}{c_y} \tilde{q}_y = \frac{\Delta\sigma \rho_{y-1}}{c_y} \tilde{q}_y = \\ &= \rho_y + \frac{\Delta\sigma \rho_{y-1}}{c_y} \tilde{q}_y. \end{aligned}$$

В результате с учетом формулы (32)

$$\varrho_y = \frac{\Delta\sigma \rho_{y-1}}{c_y} q_y. \quad (33)$$

Подставив равенство (33) в формулу (31), получим

$$p_{N-1} = \Delta \sigma \rho_{y-1} \prod_{k=y}^{N-1} \frac{a_k \bar{q}_k}{c_k}. \quad (34)$$

Для каждой горизонтальной строки сеточной области в узлах с номерами $(N-1)$, соответствующих оси скважины, согласно соотношениям (17), - (19), имеем

$$U_{N-1,j} = \frac{\bar{p}_{N-1} - p_{N-1}}{1 - (q_{N-1} - \xi_{N-1})}. \quad (35)$$

В формулу (34) подставляем выражения (22), (35) для входящих в нее погрешностей p_{N-1} , ξ_{N-1} :

$$U_{N-1} = \frac{\bar{p}_{N-1} - \Delta \sigma \rho_{y-1} \prod_{k=y}^{N-1} \frac{a_k \bar{q}_k}{c_k}}{1 - q_{N-1} - \Delta \sigma [1 + h_y - q_{y-1}] \prod_{k=y}^{N-1} \frac{a_{k+1} q_k \bar{q}_k}{c_k}}.$$

Отсюда получаем выражение для поправки

$$\Delta \sigma = \frac{p_{N-1} - U_{N-1} (1 - q_{N-1})}{\rho_y R - U_{N-1} T}, \quad (36)$$

где

$$R = \prod_{k=y}^{N-1} \frac{a_{k+1} \bar{q}_k}{c_k}; \quad T = [1 + h_y - q_{y-1}] \prod_{k=y}^{N-1} \frac{a_{k+1} q_k \bar{q}_k}{c_k}.$$

Выражение для поправки $\Delta \sigma$ в формуле (36) соответствует одной строке сеточной области. Если исследуемый пласт, для которого определяется удельная электропроводность, пересекается строками μ , то можно использовать μ подсчитанных для каждой строки поправок и в простейшем случае взять среднее арифметическое.

Поскольку сетка, покрывающая область, - двумерная и метод итераций по своей природе дает решение по крайней мере больше, чем за одну итерацию, поправки $\Delta \sigma$ следует вычислять после нескольких (α) итерационных циклов прямой задачи. Чем больше α , тем точнее подсчитываемые поправки $\Delta \sigma$ соответствуют своим истинным значениям. Обращение к внешнему итерационному циклу

$$\sigma^s = \sigma^{s-1} + \Delta \sigma^s \quad (37)$$

может значительно ускорить сходимость решения обратной задачи, если на каком-то значении α итерации в прямой задаче прекращать, подсчитывать $\Delta \sigma$ по всем μ строкам, брать их среднее арифметическое и вносить в формулу (37) уже как

$$\Delta \sigma^s = \left[\sum_{j=1}^{\mu} \frac{p_{N-1}^{\alpha} - U_{N-1} (1 - q_{N-1,1}^{\alpha})}{\rho_{y,j}^{\alpha} R - U_{N-1} T} \right] \cdot \mu. \quad (38)$$

Назовем алгоритм решения задачи устойчивым, если на каждом шаге внешнего итерационного цикла определяется поправка $\Delta\sigma^s$ к искомой электропроводности, удовлетворяющая следующим условиям:

- 1) $\Delta\sigma^s$ принадлежит множеству всех возможных на данном итерационном шаге поправок;
- 2) $(\Delta\sigma^s)$ не больше истинной разности между текущим σ^s и искомым σ_D значениями электропроводности, т.е.

$$|\Delta\sigma|^s \leq |\sigma^s - \sigma_D| \quad (39)$$

Можно показать, что имеют место следующие оценки для нижней и верхней грани возможных значений $\Delta\sigma$:

$$\frac{\tilde{\rho}_{N-1} - U_{N-1}(1 - \tilde{q}_{N-1})}{R} - \frac{U_{N-1} \tilde{s}_{N-1}^*}{R} < \Delta\sigma < \frac{U_{N-1}(1 - \tilde{q}_{N-1}) - \tilde{\rho}_{N-1}}{U_{N-1} \Gamma} + \frac{\tilde{\rho}_{N-1}^*}{U_{N-1} \Gamma} \quad (40)$$

где

$$\tilde{s}_{N-1}^* = \frac{1}{1 + h_N - q_{N-1}} \prod_{k=N-1}^{N-1} \frac{q_k q_k \tilde{q}_k}{c_k};$$

$$\tilde{\rho}_{N-1}^* = \frac{\rho_{N-1} + \frac{h_N}{2} (U_{N-1-1} + U_{N-1+1})}{1 + h_N - q_{N-1}} \prod_{k=N-1}^{N-1} \frac{q_k q_k}{c_k}.$$

Литература

1. Булах Е.Г., Колосов А.Л. К вопросу об автоматизированных системах интерпретации геофизических наблюдений. - Геофиз. сб. АН УССР, 1970, в.38.
2. Дахнов В.Н. Электрические и магнитные методы исследования скважин. "Недра", М., 1967.
3. Колосов А.Л. Обратная задача в методе потенциалов СП и решение ее на ЭВМ. - Геофиз. сб. АН УССР, 1971, в.42.
4. Куртев Т.И., Зидаров Д., Джолов Г. К непосредственному решению обратной задачи промыслово-геофизических исследований по методу электрического сопротивления. - Год. на Соф.унив., 1966, 31.
5. Кулинкович А.Е. К решению обратной задачи каротажа. - Изв. вузов, Геология и разведка, 1964, № 2.
6. Самарский А.А. Лекции по теории разностных схем. "Наука", М., 1969.
7. Шаманский В.Е. Методы численного решения краевых задач на ЭЦВМ. "Наукова думка", К., 1968.

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ПОВЕДЕНИЯ ПОРОВОГО ПРОСТРАНСТВА
И ЕГО СВЯЗЬ СО СКОРОСТЬЮ УПРУГИХ ВОЛН
В ГОРНЫХ ПОРОДАХ ПРИ ВЫСОКИХ ДАВЛЕНИЯХ*

Т.С.Лебедев, П.А.Буртный, В.А.Корчин
(Институт геофизики АН УССР)

В предлагаемой работе, выполненной на основании экспериментальных данных по изучению скорости распространения упругих продольных волн [2, 3] и анализа некоторых других физических свойств и состава гранитов, сделана попытка охарактеризовать поведение порового пространства при воздействии гидростатического давления до 5 кбар [4].

Для исследований была использована коллекция гранитов Кировоградско-Житомирского комплекса, имеющих наиболее широкое распространение в пределах Украинского щита.

По методике Б.П.Беликова и др. [1] на основании изучения минерального состава были определены расчетные скорости. Для дальнейших исследований отобраны образцы, расчетные значения v_p которых наиболее близки ($v_p \text{ ср} = 6,05 (6,0+6,1) \text{ км/сек}$).

Изученная коллекция гранитов разделена на три группы по размерам породообразующих минералов: первая - мелкозернистые, вторая - среднезернистые и третья - крупнозернистые. В пределах каждой из них образцы оказались идентичными по своим упругим характеристикам и некоторым другим физическим параметрам, а также обладают сходными структурно-текстурными особенностями (таблица). Это позволяет рассматривать изменение скорости распространения упругих продольных волн в этих породах в связи с изменением в них пористости. Усредненные кривые (рис.1) указывают на нелинейное изменение скорости в зависимости от пористости при атмосферном давлении. Для всех трех групп гранитов наибольшее изменение ρ наблюдается при повышении пористости от 0 до 1,5%, причем градиент изменения ρ в этом интервале возрастает с увеличением зернистости породы. Значения скоростей, которые могут характеризовать породу с пористостью, близкой к нулю, равны для мелко-, средне- и крупнозернистых разновидностей соответственно 6,09; 6,15; 6,28 км/сек.

Как видно из рис.1, крупнозернистые породы характеризуются более высокими значениями v_p при минимальной пористости, что можно объяснить уменьшением по квадратичному закону эффективной площади контактов между зернами минералов в связи с увеличением их размеров. Это свидетельствует о том, что крупнозернистые породы в этом случае наиболее близки к идеально упругой среде.

*/ Краткое изложение доклада, прочитанного в Иене (ГДР) 25 июня 1973 г. на Симпозиуме Рабочей группы "Физические свойства горных пород и минералов при высоких термодинамических параметрах" Комиссии многостороннего сотрудничества Академий наук социалистических стран по комплексной проблеме "Планетарные геофизические исследования" (КАПГ).

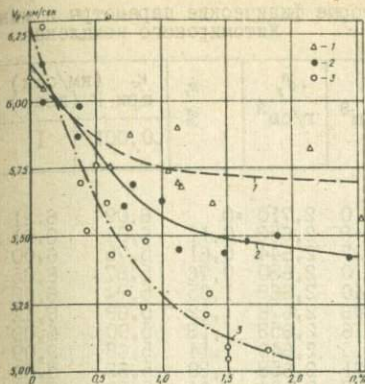


Рис.1. Изменение $V_p = f(P)$ для мелкозернистых (1), среднезернистых (2) и крупнозернистых (3) гранитов.

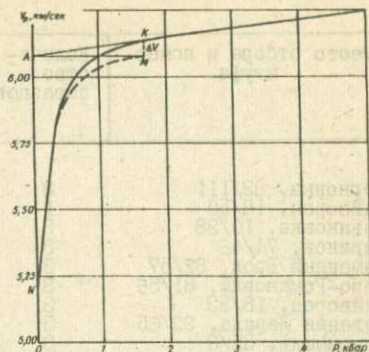


Рис.2. Типичный график изменения $V_p = f(P)$.

Рассмотрим типичный график изменения $V_p = f(P)$ (рис.2). На кривой $V_p = f(P)$ выделяют два участка: линейный и криволинейный. Линейная зависимость подчеркивает упругую деформацию породы в соответствии с законом Гука. В результате экстраполяции линейного участка кривой до пересечения с осью нулевого давления, получим прямую АВ, характеризующую изменение скорости в данной породе в связи с изменением упругих свойств слагающих ее минералов, а точка пересечения определит величину V_p , характеризующую породу с закрытой активной пористостью и конкретными структурно-текстурными особенностями. Таким образом, криволинейный участок кривой обусловлен прежде всего изменением скорости продольных волн в результате закрытия порового пространства реальной породы и упругой деформации слагающих ее минералов, что, например, вызывает в точке К изменение скорости на величину ΔV . Место перехода криволинейного участка графика в прямую (точка К) указывает на величину давления, при котором прекращается влияние пористости на скорость упругих волн. Исключив графическим способом из кривой $V_p = f(P)$ значения ΔV , соответствующие изменениям V_p в связи с упругой деформацией минералов в точках различных давлений, получим кривую MM , характеризующую изменение скорости лишь за счет пористости.

Графики, представленные на рис.3, построены на основании усреднения значений скорости распространения продольных волн для трех групп гранитов при увеличении давления до 5 кбар (кривые 1,2,3). Наиболее резкое увеличение скорости всех трех групп происходит при повышении давления до 2 кбар, однако градиенты изменения $V_p = f(P)$ различны и увеличи-

Некоторые физические параметры и минеральный состав гранитов Кировоградско-Украинского щита

Место отбора и номер штуфа	Количество образцов	σ , г/см ³	ρ , г/см ³	μ , %	v_p (км/сек) при P (кбар)	
					0,001	I
Терновка, 33/111	3	2,710	2,710	0	6,09	6,21
Гайворон, 18/50	3	2,648	2,653	0,11	6,04	6,21
Ульяновка, 10/28	3	2,627	2,644	0,61	5,75	6,00
Норинск, 74/46	3	2,610	2,630	0,76	5,87	6,05
Каменный Брод, 82/57	3	2,640	2,658	1,05	5,74	6,03
Ново-Романовка, 81/56	3	2,646	2,676	1,12	5,69	6,12
Гайворон, 18/53	3	2,616	2,653	1,13	5,90	6,09
Зеленая Левада, 22/65	3	2,610	2,649	1,14	5,68	6,09
Радомиль, 55/8	3	2,621	2,658	1,39	5,62	6,09
Иосиповка, 19/58	3	2,607	2,654	2,14	5,82	5,94
Иваньков, 87/96	3	2,654	2,731	2,52	5,56	6,02
Среднее		2,640	2,666	0,97	5,80	6,08
Пляковка, 4/12	1	2,648	2,650	0,10	6,00	6,21
Конецполь, 23/66	3	2,617	2,619	0,10	6,14	6,28
Лозоватое, 32/115	3	2,747	2,760	0,36	5,87	6,25
Бежи, 70/38	3	2,667	2,677	0,38	5,98	6,26
Лозоватое, 32/114	3	2,739	2,750	0,71	5,61	6,22
Умань, 20/60	3	2,650	2,671	0,78	5,69	6,20
Белая Церковь, 35/1	3	2,639	2,665	1,00	5,63	6,05
Смолда, 80/55	3	2,630	2,660	1,13	5,45	6,07
Ягнятин, 112/75	3	2,673	2,710	1,48	5,44	6,00
Полонное, 90/87	3	2,684	2,729	1,65	5,48	6,15
Бежи, 69/37	3	2,590	2,640	1,89	5,50	5,94
Гулянка, 78/51	3	2,607	2,672	2,43	5,42	5,91
Среднее		2,657	2,683	0,97	5,68	6,13
Терновое, 31/102	2	2,620	2,630	0,38	5,70	6,14
Богуслав, 45/212	1	2,626	2,637	0,42	5,52	6,12
Ватутино, 7/21	3	2,593	2,611	0,58	5,62	6,44
Кировоград, 28/77	3	2,643	2,660	0,61	5,43	6,37
Кировоград, 28/79	3	2,672	2,690	0,73	5,29	6,07
К-Шевченковский, 46/213	3	2,680	2,701	0,74	5,53	6,42
Богуслав, 45/211	3	2,646	2,667	0,85	5,24	6,24
Хохитва, 44/210	3	2,612	2,635	0,87	5,48	6,15
Кировоград, 28/80	3	2,600	2,630	1,33	5,21	6,51
Терновое, 31/101	3	2,620	2,660	1,50	5,09	6,18
Среднее		2,631	2,652	0,80	5,41	6,26
Искренное, 5/15	2	2,664	2,668	0,10	6,28	6,44
Пенизевичи, 51/1	3	2,644	2,658	0,53	5,77	6,41
К-Шевченковский, 1/1	3	2,651	2,686	1,36	5,29	6,41
Искренное, 5/13	2	2,640	2,680	1,50	5,05	6,55

Примечание: Данные по гранитам рапакиви использованы лишь при построении графика $v_p = f(r)$.

Минеральный состав гранитов Кировоградско-Украинского щита

5	v_p кварц, км/сек	v_p б	Минеральный состав, об. %							Б-расч, г/см ³	v_p расч, км/сек
			РЛ	КПШ	Q	Si	Нб	Рс	Аксессуары и рудные		
Мелкозернистые											
6,33	6,13	16,50	41,3	17,9	34,2	1,11	-	3,7	1,3	2,69	6,10
6,32	6,15	15,95	39,7	28,3	29,4	0,7	-	-	1,4	2,65	6,08
6,13	5,98	15,11	34,2	18,9	37,5	9,4	-	-	-	2,62	6,02
6,20	6,06	15,32	8,9	45,9	38,4	3,7	-	-	3,1	2,59	6,00
6,19	6,03	15,15	40,3	25,4	27,6	6,7	-	-	-	2,61	6,05
6,27	6,11	15,06	40,1	27,8	26,1	4,9	-	-	1,1	2,65	6,04
6,23	6,08	15,43	34,4	33,4	31,7	-	-	-	0,5	2,59	6,08
6,25	6,08	14,88	39,5	11,5	41,9	7,0	-	-	-	2,61	6,04
6,14	5,98	14,72	32,0	21,5	30,5	14,0	-	-	1,9	2,61	6,04
6,17	5,95	15,17	47,4	17,5	34,5	0,6	-	-	-	2,60	6,02
6,22	6,02	14,76	43,6	21,6	24,7	8,6	-	-	-	2,69	6,02
6,23	6,05	15,31	36,5	24,7	32,4	5,1	-	0,3	1,0	2,63	6,04
Среднезернистые											
6,34	6,21	15,89	30,4	34,9	27,1	4,4	-	2,6	0,6	2,65	6,07
6,39	6,28	16,07	35,4	39,0	24,9	-	-	-	0,7	2,61	6,07
6,40	6,21	16,09	27,3	15,3	40,4	7,3	-	-	4,0	2,75	5,99
6,40	6,24	15,95	29,2	21,7	34,8	8,9	-	-	5,6	2,74	6,05
6,40	6,20	15,37	45,6	26,7	18,0	7,0	-	-	2,7	2,75	6,00
6,36	6,21	15,08	37,2	29,1	25,9	6,1	-	-	1,7	2,65	6,08
6,21	6,06	14,51	30,6	23,1	31,7	11,9	-	-	2,5	2,67	6,00
6,24	6,08	14,33	33,2	25,8	37,8	4,2	-	-	-	2,63	6,07
6,25	6,00	14,54	22,0	31,5	31,6	14,0	-	-	0,9	2,64	5,99
6,32	6,14	14,70	49,6	12,5	28,1	9,8	-	-	-	2,60	6,08
6,14	5,96	14,25	33,9	21,7	44,0	-	-	-	0,4	2,59	6,07
6,12	5,93	14,13	42,8	33,5	19,3	4,4	-	-	-	2,63	6,10
6,30	6,13	15,09	34,8	26,3	30,6	6,5	-	0,2	1,6	2,66	6,05
Крупнозернистые											
6,38	6,19	14,93	32,8	23,2	41,5	0,4	-	-	2,1	2,66	6,02
6,28	6,14	14,50	36,2	20,2	32,7	8,9	-	-	2,0	2,68	6,02
6,64	6,49	14,57	48,3	25,6	24,0	2,1	-	-	-	2,60	6,08
6,58	6,38	14,35	32,7	28,3	35,2	3,8	-	-	-	2,65	6,08
6,23	6,09	14,13	32,4	27,8	30,2	8,1	-	-	1,5	2,67	6,00
6,57	6,44	14,82	23,5	54,3	16,3	2,4	-	2,0	1,0	2,64	6,05
6,42	6,25	13,87	35,4	20,7	32,3	9,6	-	-	2,0	2,67	6,01
6,32	6,16	14,31	18,3	38,8	37,9	3,5	-	-	1,5	2,64	6,00
6,70	6,56	13,55	16,3	52,1	21,2	3,4	-	-	7,0	2,68	6,03
6,46	6,23	13,33	34,0	36,1	26,5	0,9	-	-	2,5	2,66	6,09
6,46	6,29	14,23	31,0	32,7	29,8	4,3	-	0,2	2,0	2,66	6,04
Крупнозернистые граниты рапакиви (Короستنский комплекс)											
6,57	6,45	16,73	15,0	48,9	32,8	2,1	0,8	-	0,4	2,63	6,08
6,54	6,39	15,26	7,7	66,9	16,6	0,9	2,8	2,6	2,5	2,65	6,08
6,61	6,42	14,02	11,3	65,0	18,2	1,6	2,5	-	1,4	2,67	6,06
6,73	6,56	13,33	23,1	45,6	23,5	2,0	3,5	-	2,3	2,66	6,09

строении графика $v_p = f(r)$.

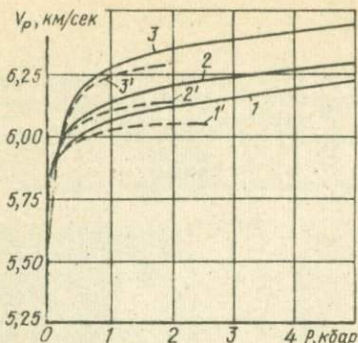


Рис.3.Изменение $V_p = f(P)$ для мелкозернистых (1); среднезернистых (2) и крупнозернистых (3) гранитов. Пунктирными линиями и цифрами со штрихами обозначены графики изменения скорости лишь за счет закрытия порового пространства под воздействием давления.

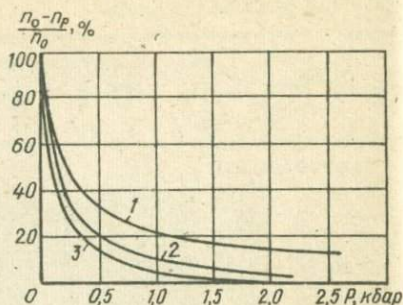


Рис.4. Относительное изменение порового пространства при увеличении давления в мелкозернистых (1), среднезернистых (2) и крупнозернистых (3) гранитах.

зависят с увеличением размеров слагающих породу минералов. Значения V_p , соответствующие породам с закрытой активной пористостью, определяются величинами 6,05; 6,13; 6,30 км/сек для мелко-, средне- и крупнозернистых разновидностей. Кривые 1', 2', 3', построенные по ранее описанной методике, характеризуют изменение скорости продольных волн в связи с закрытием порового пространства для каждой из трех групп гранитов. Принимая за основу это положение и определив по указанным кривым значения ρ , соответствующие определенному давлению, а по усредненным кривым изменения $V_p = f(P)$ — величины пористости для этих значений V_p , можно проследить поведение порового пространства при повышении давления.

На рис.4 представлены обобщенные графики относительного изменения порового пространства трех групп гранитов при повышении давления. Величина P , при которой прекращается влияние пористости на изменение ρ , и вид кривых, характеризующих закрытие порового пространства, зависят, прежде всего, от зернистости породы.

Таким образом, данные наших исследований подтверждают, что пористость и текстурно-структурные особенности гранитов являются главными факторами, влияющими на изменение скорости распространения продольных волн при давлениях до 4–4,5 кбар в образцах одинакового минерального состава. Закрытие порового пространства, влияющего на изменение V_p , происходит в основном при давлениях порядка 2–3 кбар, причем величина этого давления — наименьшая для крупнозернистых разновидностей гранитов, а градиенты изменения пористости возрастают с увеличением размеров мине-

ралов. В настоящее время выделяют два вида пористости: объемную и щелевидную. Интенсивное повышение скорости с повышением давления связывается в первую очередь с закрытием щелевидных пор. Следовательно, в крупнозернистых разностях преобладает щелевидная пористость, а в мелкозернистых — объемная; характер пористости обусловлен размерами породообразующих минералов.

Литература

1. Беляков Б.П., Александров К.С., Рыжова Т.В. Упругие свойства породообразующих минералов и горных пород. "Наука", М., 1970.
2. Лебедев Т.С. и др. Экспериментальные данные о некоторых физических свойствах кристаллических пород центральной части Украинского щита. — Геофиз. сб. АН УССР, 1970, в.34.
3. Лебедев Т.С. и др. Упругие свойства горных пород при высоких давлениях. "Наукова думка", К., 1972.
4. Лебедев Т.С., Буртний П.А., Корчин В.А. Связь порового пространства со скоростью упругих волн в горных породах при высоких давлениях. — Геофиз. сб. АН УССР, 1973, в.54.

КРАЕВЫЕ ЭФФЕКТЫ ПРИ ЗАМЕДЛЕНИИ НЕЙТРОНОВ ТОЧЕЧНОГО ИСТОЧНИКА В ЦИЛИНДРИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ ПЛАСТА*

И.А.Козачок, В.В.Кулик
(Институт геофизики АН УССР)

Для разработки теоретических основ нейтронных методов исследования горных пород необходимы решения краевых задач о замедлении нейтронов точечного источника, расположенного внутри ограниченной среды. Поскольку методика измерений разрабатывается в лабораторных условиях, важно иметь оценку размеров модели, при которых краевыми эффектами можно пренебречь, а также знать, как изменяется величина этих эффектов в зависимости от длины зонда и взаимного расположения источника и индикатора по отношению к границе среды. Кроме того, необходимо установить, как изменяется влияние границы в зависимости от физических параметров среды и спектра нейтронного источника.

Задача о замедлении нейтронов точечного источника в цилиндрической модели пласта бесконечной протяженности — одна из наиболее важных. Такая модель практически реализуется в лабораторных условиях, если длина цилиндра во много раз больше его диаметра и модель расположена вдали от предметов, рассеивающих нейтроны. Впервые задача рассматривалась С.А.Кантором [1] с целью оценки глубинности нейтрон-нейтронного метода. Задача формулировалась с помощью кинетического уравнения Больцмана. Однако упрощающие предположения, введенные из-за большой сложности решения

* Основные результаты работы доложены на Юбилейной научно-технической конференции по прикладной геофизике в Софии (НРБ) в 1969 г.

этого уравнения, привели к результату, эквивалентному возрастной теории.

Решения, полученные в возрастном приближении, справедливы лишь на относительно малых расстояниях от источников в случае замедления нейтронов на достаточно тяжелых ядрах [2, 3]. Эти условия, как правило, не выполняются при исследовании геологических сред нейтронными методами. Так, при нейтронном каротаже скважины часто применяются зонды больших размеров для изучения горных пород, содержанием водорода в которых обычно нельзя пренебречь.

В работах [4, 5] предложено дифференциальное уравнение в частных производных, которое, оставаясь сравнительно простым, позволяет решать задачи и для водородосодержащих сред. Это уравнение получено в P_2 -приближении метода сферических гармоник и является приближением следующего порядка по сравнению с возрастной теорией.

Решение этого уравнения для многокомпонентной цилиндрической среды с точечным моноэнергетическим источником нейтронов единичной мощности на оси найдено в работе [6]. Выражение для плотности столкновений нейтронов имеет следующий вид:

$$\Psi(\rho, z, r, R) = \frac{e^{\sigma\tau} \left[\frac{r}{2\lambda_s} \right]}{4\pi\lambda_s \tau R^2} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{t_n [N_0(t_n) - \gamma t_n N_1(t_n)]}{J_1(t_n) + \gamma t_n J_0(t_n)} \times \\ \times N_0 \left(\sqrt{\left(\frac{t_n^2}{R^2} + \frac{1}{4\lambda_s^2} \right) \left(z^2 + \frac{r^2}{R^2} \right)} \right) J_0 \left(\frac{r}{R} t_n \right),$$

где $N_k(x)$ - функция Бесселя второго рода ($k=0,1$); $J_k(x)$ - функция Бесселя первого рода ($k=0,1$); $N_0(x)$ - функция Бесселя чисто мнимого аргумента; ρ, z - цилиндрические координаты (источник расположен в начале координат); R - радиус цилиндра; $\tau = \sigma + \nu - 2\lambda_s^2$ - модифицированный возраст нейтронов; σ - фермиевский возраст; ν - усредненный по всему интервалу замедления параметр, имеющий смысл поправки за первый и последний пробеги нейтронов; λ_s^2 - усредненный с весовым множителем квадрат свободного пробега нейтронов [4, 5]; τ - средняя логарифмическая потеря энергии нейтроном при рассеянии на ядре; t_n - положительные корни уравнения

$$J_0(t) - \gamma t J_1(t) = 0;$$

$\gamma = \frac{2}{3} \frac{\lambda_{tr}}{R}$ - безразмерный параметр; λ_{tr} - усредненный транспортный пробег нейтронов.

Выражение для корней можно получить, воспользовавшись асимптотическими формулами [7] для функций $J_0(x)$ и $J_1(x)$. В первом приближении

$$t_n = t_{n0} + \arctg \frac{P_0(t_{n0}) - \gamma t_{n0} Q_1(t_{n0})}{Q_0(t_{n0}) + \gamma t_{n0} P_1(t_{n0})}, \quad n = 2, 3, \dots,$$

где $t_{n0} = \frac{4n+1}{4} \pi$; P_0, P_1, Q_0, Q_1 - известные полиномы [7].

По этой формуле методом последовательных приближений можно вычислить корни t_n с достаточной точностью. Формула справедлива практически уже для второго по абсолютной величине корня уравнения

$$J_0(t) - \gamma + J_1(t) = 0.$$

Наименьший положительный корень этого уравнения определяется численным методом, причем в качестве нулевого приближения можно взять выражение

$$t_1 = x_1 \left(1 - \gamma + \frac{\gamma^2}{2} \right),$$

где x_1 - наименьший положительный уровень уравнения $J_0(x) = 0$.

Ограничимся случаем, когда точка наблюдения находится на оси цилиндра, т.е. положим $\rho = 0$. Тогда в случае полиэнергетического источника плотность столкновений нейтронов будет иметь следующий вид:

$$\varphi(x, \theta, R) = \int_0^{\theta} d\theta' g(\theta') \Psi(a, x, \theta - \theta', R),$$

где $g(\theta)$ - энергетический спектр источника нейтронов.

Аналогично определяется плотность столкновений полиэнергетического источника для бесконечной среды:

$$\Phi(x, \theta) = \int_0^{\theta} d\theta' g(\theta') \Psi(a, x, \theta - \theta'),$$

где

$$\Psi(\rho, x, \theta) = \frac{\exp\left[-\frac{\tau}{2\lambda_s^2}\right] K_1\left(\frac{1}{2\lambda_s} \sqrt{x^2 + \rho^2 + \frac{\tau^2}{\lambda_s^2}}\right)}{8\pi^2 \lambda_s^2 \sqrt{x^2 + \rho^2 + \frac{\tau^2}{\lambda_s^2}}} -$$

решение рассматриваемого уравнения для безграничной среды [5].

Следуя работе [1], записываем функцию

$$G(x, \theta, R) = \frac{\varphi(x, \theta, R)}{\Phi(x, \theta)}.$$

Она определяет, очевидно, величину краевого эффекта в распределении нейтронов: чем ближе значение функции G к единице, тем меньше влияет граничная поверхность на плотность столкновений нейтронов на оси цилиндрической модели.

Определим некоторый минимальный радиус цилиндра $R = R_{min}$, начиная с которого влияние границы на плотность нейтронов на оси можно считать малым, посредством уравнения $G(R) = 0,9$. Это означает, что при таком радиусе модели плотность нейтронов в точке наблюдения уменьшается в результате утечки на 10% по сравнению с их плотностью в безграничной среде. Кроме минимальных размеров модели, R_{min} будет, согласно [1], характеризовать в какой-то мере эффективный радиус зоны исследования (глубинность метода). Поэтому важно установить, от каких факторов зависит R_{min} , чтобы с наибольшей эффективностью выбирать источник нейтро-

нов, размеры модели и величину зонда как при разработке методических вопросов, так и при проведении исследований геологических сред нейтронными методами.

Относительная плотность $G(x, \theta, R)$ вычислялась для нейтронов моно- и полиэнергетических источников, замедленных до энергии индиевого резонанса в воде и песке с различной влагонасыщенностью (0, 3, 10, 30 об.%) Результаты расчетов представлены на рисунках. Из анализа полученных зависимостей можно сделать следующие выводы.

1. Значение R_{min} возрастает с увеличением длины замедления нейтронов, обусловленным как ужесточением энергетического спектра нейтронов источника, так и уменьшением содержания водорода в среде (рис. 1, 2).

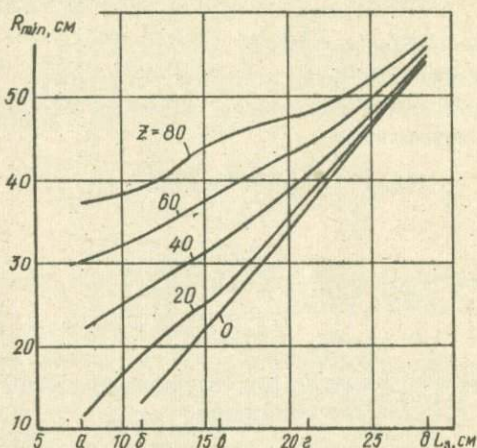


Рис. 1. Зависимость эффективного радиуса R_{min} от длины замедления, определяемой влагонасыщенностью пород. Точки на оси абсцисс отвечают значениям длины замедления для сред:

а - H_2O ; б - 30% H_2O + 70% SiO_2 ; в - 10% H_2O + 90% SiO_2 ; г - 3% H_2O + 97% SiO_2 и д - SiO_2 .

Для полоний-бериллиевого источника зависимость R_{min} от величины L_s , определяемой влагонасыщенностью пород, приведена на рис. 1. Эта зависимость носит довольно сложный характер, определяемый нейтронными свойствами среды и величиной зонда. Чем больше величина x , тем медленнее меняется R_{min} с изменением L_s .

В случае моноэнергетических источников с энергиями от 2 до 11,5 Мэв при неизменном составе замедлителя R_{min} изменяется почти пропорционально L_s (рис. 2). С уменьшением содержания водорода в среде эта зависимость приближается к линейной. Угол наклона кривых $R_{min}(L_s)$ зависит от величины x .

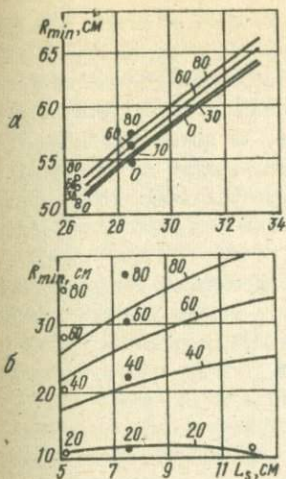


Рис. 2. Зависимость эффективного радиуса R_{min} от длины замедления, определяемой начальной энергией нейтронов: а - SiO_2 ; б - H_2O ; \circ - значения $R_{min}(L_s)$ для нейтронов деления (светлые точки) и полоний-бериллиевого источника.

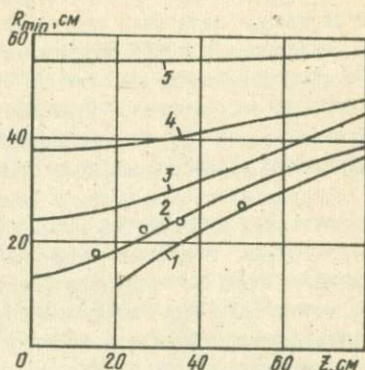


Рис. 3. Зависимость эффективного радиуса от длины зонда:

1 - H_2O ; 2 - 30% H_2O + 70% SiO_2 ;
3 - 10% H_2O + 90% SiO_2 ; 4 - 3% H_2O + 97% SiO_2 ;
5 - SiO_2 .

Для полиэнергетических источников зависимость R_{min} от L_s осложнена влиянием начального энергетического спектра. Поэтому величины $R_{min}(L_s)$, вычисленные для нейтронов деления и полоний-бериллиевого источника, не совпадают с соответствующими значениями $R_{min}(L_s)$ для моноэнергетических источников (см. рис. 2).

2. Величина R_{min} возрастает с увеличением длины зонда x . Зависимость эта усиливается с повышением содержания водорода в среде (рис. 3).

Для песка R_{min} увеличивается примерно на 5% при изменении x от 0 до 80 см. Другими словами, в средах, не имеющих в своем составе водорода, величину R_{min} можно считать практически не зависящей от длины зонда.

Даже незначительное содержание водорода в среде существенно влияет на зависимость R_{min} от x . Например, у песка с влагонасыщенностью 3% R_{min} увеличивается на 35,5% при росте x от 0 до 80 см.

Для воды R_{min} увеличивается примерно в 3,25 раза при изменении x от 20 до 80 см.

3. В случае зондов больших размеров величина R_{min} зависит от исследуемой среды в меньшей степени, чем при малых зондах. Так, при $x =$

= 80 см величина R_{m1n} для воды равна 37, для песка - 57,5 см. Для сравнения при $\kappa = 20$ см соответствующие значения R_{m1n} равны 11,5 и 55 см.

Выводы работы [1] сделаны на основании возрастной теории из расчетов для моноэнергетических источников и качественно согласуются с аналогичными расчетами настоящей работы. Для пород, не содержащих водорода (песок), наблюдается и количественное согласие. Однако для водородосодержащих сред количественные данные существенно различны. Вопрос о влиянии энергетического спектра нейтронов источника на величину эффективного радиуса в работе [1] не рассматривался.

Вычисления радиуса зоны исследования пород нейтрон-нейтронным методом по тепловым нейтронам методом Монте-Карло с учетом влияния скважины и других факторов проводились И.Л.Дворкиным и В.Н.Стариковым [8]. На рис.3 точками нанесены полученные ими значения R_{m1n} для различных зондов в случае, когда скважина радиусом 10 см заполнена водой, а пласт представляет собой песчаник с объемной пористостью 20%. Из сопоставления этих результатов следует их качественное и в известной степени количественное согласие.

Литература

1. Кантор С.А. - В кн.: Прикладная геофизика, в.21. Гостоптехиздат, М., 1958.
2. Дэвисон Б. Теория переноса нейтронов. Атомиздат, М., 1960.
3. Marshak R.E. - Rev. Mod. Phys., 1947, vol.19, p.185.
4. Козачок И.А. - ДАН УРСР, сер.Б, 1968, 327.
5. Козачок И.А., Кулик В.В. - Атомная энергия, 1972, т.32, с.307.
6. Козачок И.А., Кулик В.В. - УФЖ, 1968, т.13, с.1086.
7. Двайт Г.Б. Таблицы интегралов и другие математические формулы. "Наука", М., 1966.
8. Дворкин И.Л., Стариков В.Н. - Изв.АН СССР, Физика Земли, 1972, № 12.

ОБ ЭЛЕМЕНТАХ ТРАНСКАРПАТСКОЙ ТЕКТониКИ В СОВЕТСКИХ КАРПАТАХ*

В.И.Хоменко

(Институт геофизики АН УССР)

История геологического изучения Карпат включает ряд этапов, на протяжении которых господствовали весьма противоречивые тектонические концепции. Этим вопросам посвящено много работ, например работы В.Тейссера [12 и др.], основные положения которых о трансорогеническом эпей-

* Доклад, подготовленный к X конгрессу КЕГА (Братислава, ЧССР, сентябрь 1973 г.)

рогенезе подтверждаются новыми геологическими и особенно геофизическими фактами. Действительно, в Карпатах устанавливается несколько систем тектонических элементов, которые взаимно пересекаются, накладываются и в целом создают структурные планы, не совпадающие на разных стратиграфических уровнях.

В.Тейссейре выделил три основных, отличающихся по возрасту, древних (докембрийских) системы тектонических элементов (поднятий, флексур и т.д.): 1 - постботническую - преобладающее простирание элементов с юго-запада на северо-восток; 2 - эпиботническую - преобладающее простирание элементов с юго-востока на северо-запад; 3 - субмеридиональную (Горнад-Ковель).

С.И.Субботин [67], изучая по геофизическим материалам строение Карпатского региона, выделил ряд тектонических элементов субкарпатского и перпендикулярного к нему направлений. Древние тектонические элементы существенно влияли и в значительной мере определяли особенности строения самого Карпатского орогена. Установление и уточнение этих элементов - задача важная и актуальная по теоретическим и практическим соображениям.

Обширный объем геофизических и геологических материалов, накопленных за последние годы производственными и научными организациями, работающими в Карпатах, позволяет несколько по-новому подойти к проблеме строения этого региона.

Из анализа карты аномалий силы тяжести Центральной Европы следует, что обусловленные наиболее молодыми альпийскими складчатыми сооружениями особенности гравитационного поля в пределах Карпат накладываются на гравитационное поле, создаваемое более древними геологическими сооружениями, пересекая и редуцируя поле последних. Карпатское складчатое сооружение проявляется в поле силы тяжести в виде глубокого дугообразного минимума, начинающегося западнее Вены и простирающегося вдоль всей Карпатской системы. Осевая часть этого минимума несколько смещена в сторону Предкарпатского прогиба; она отображает глубокое погружение фундамента Карпат и развитие сравнительно легких осадочных пород значительной мощности в этой зоне.

К северу от "гравитационной дуги", находятся области гравитационных максимумов, характеризующие Свентокшиские горы и Судеты (вместе с Предсудетской моноклиналью). Здесь отмечается неглубокое залегание плотных метаморфизованных древних пород, пронизанных в Судетах и Предсудетском блоке интрузиями основных пород и гранитоидов. Области этих двух максимумов силы тяжести разделены относительным минимумом, соответствующим Меховской мульде, а на северо-западе - минимумом, совпадающим с

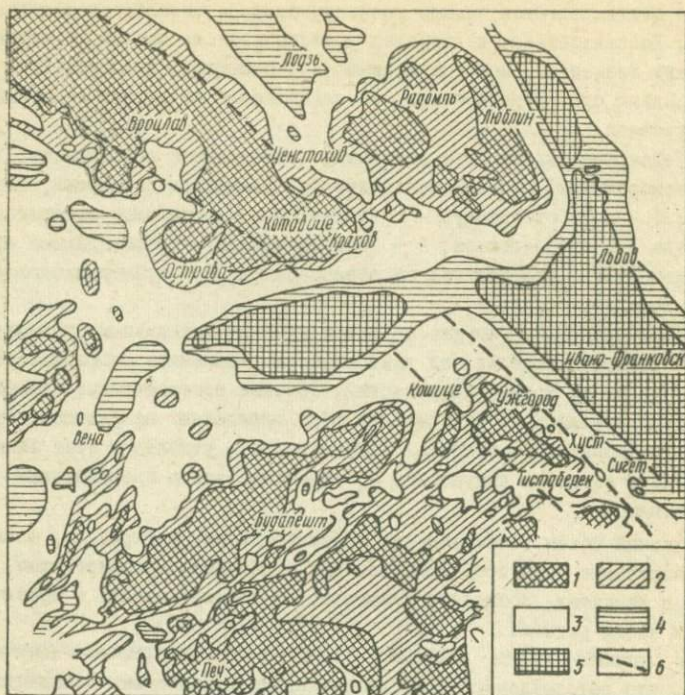


Рис. 1. Схема аномалий силы тяжести на территории Центральной Европы:

1 - области интенсивных максимумов Δg ; 2 - области максимумов меньшей интенсивности; 3 - области перехода от положительных к отрицательным значениям Δg ; 4 - области минимумов силы тяжести; 5 - области глубоких минимумов; 6 - границы полосы максимумов, создаваемой метаморфическими и кристаллическими породами Судетско-Закарпатско-Добруджинской зоны.

Могильновской мульдой [27]. Далее в юго-восточном направлении указанный минимум соединяется с Карпатским.

Зона максимумов силы тяжести, соответствующая на северо-западе Судетам и Предсудетской моноклинали [13] (Судетский максимум), на юго-востоке "срезается" Карпатским минимумом и появляется вновь с внутренней стороны Карпат в виде Закарпатского [7] максимума силы тяжести. Этот максимум, начинаясь несколько севернее г. Кошице, проследживается в юго-восточном направлении до г. Сигет. Гравитационное поле в его пределах имеет морфологическое сходство с Судетским максимумом и находится на его непосредственном продолжении.

Предположение о возможности связи гравитационного поля Закарпатья

с Судетами было высказано ранее С.И.Субботиним [6]. В дальнейшем В.Шеффер [11] связал региональный максимум силы тяжести со структурой, названной им Судетским антиклинорием. По мнению В.Шеффера, эта структура простирается в юго-восточном направлении до г.Сигет и даже еще далее.

Во внутрикрупатской области в целом преобладает гравитационное поле положительного уровня, а аномалии имеют преимущественно изометрический мозаичный характер. К зонам с линейно-протяженной структурой поля здесь можно отнести полосу положительных аномалий, прослеживающихся на территории Венгрии от оз.Балатон в северо-восточном направлении через Будапешт и оканчивающихся не достигая г.Кошице. С юго-востока эта зона максимумов ограничена линейной зоной минимумов того же простирания. Эти особенности гравитационного поля, очевидно, можно связать с положительной складчатой структурой в фундаменте Большой Венгерской впадины [1]. Линия, разграничивающая зоны максимумов и минимумов, примерно совпадает со значительным региональным разломом, носящим название "линии Балатона" [1, 11].

Судетско-Закарпатская полоса максимумов силы тяжести прослеживается на территории Румынии по отдельным локальным максимумам, отмеченным в районе Бая-Маре, к юго-востоку от гор Родна, между Быстрицей и Тыргу-Мурешем и вновь появляется во внешней по отношению к Карпатам области в районе Добруджи. Указанные максимумы силы тяжести связаны с участками сравнительно неглубокого залегания плотных кристаллических пород [3]. В целом можно говорить о Судетско-Закарпатско-Добруджинской зоне развития плотных древних образований, слагающих древнее складчатое сооружение, переработанное последующими складкообразовательными процессами. Существование такой положительной структуры может быть связано с тектонической линией, известной под названием линии Печиняга [3, 10, 11].

Сопоставляя полученные данные с положениями о существовании под толщей мезозойских отложений Карпат обширного мегантиклинория, сложенного метаморфическими породами, разделяющимися на Татранский и Мармарошский антиклинории второго порядка, сложенные образованиями докембрия, кембрия и силура [2] (вероятно, санская серия по О.С.Вялову), можно трактовать антиклинории как структуры, секущие структурные линии собственно карпатского плана. В этом смысле Судетско-Закарпатско-Добруджинская зона будет, очевидно, наиболее юго-западной полосой.

Такая точка зрения находит подтверждение не только в характере распределения поля силы тяжести, но и в ряде других геофизических и геологических фактов (распределение очагов землетрясений, мощность земной коры и др.), что вместе с данными о развитии в пределах этой полосы древних пород зеленокаменной формации делает такие построения вполне вероятными.

Именно косым по отношению к альпийской структуре расположением

древних гряд обусловлены, по-видимому, затруднения, возникающие при увязке тектонических единиц Западных и Восточных Карпат, особенно вдоль их южного склона, а также латеральное выклинивание отдельных зон (Силезская, Магурская) [7].

Некоторые дополнительные особенности структуры древних (докембрийских?) образований могут быть намечены при анализе распределения локальных аномалий силы тяжести. Так, на северо-западе Предкарпатского прогиба устанавливается область вероятного погружения антиклинория Нижнего Сана [13], или Лежайского массива [2] в юго-восточном направлении. Эта структура распространяется на территорию Предкарпатья, достигая г.Стрый, а далее, после перерыва, "остров", который, вероятно, относится к той же структурной единице и находится на ее продолжении, появляется уже в районе Деятина. Остаточный максимум силы тяжести здесь, очевидно, отображает структуру, отделяющую на северо-востоке Львовский палеозойский прогиб от Внутренней зоны Предкарпатского прогиба.

С северо-востока к этой зоне локальных максимумов силы тяжести примыкает область минимумов, прослеживаемая через Городок в направлении на Дашаву, и доходящая до Надворной. Еще далее в северо-восточном направлении появляются области максимумов, отображающие воздымание плотных пород докембрия в направлении к Украинскому щиту.

К юго-западу от максимума, соответствующего продолжению Лежайского массива, отмечается гравитационная депрессия с особенно глубоким минимумом в полосе Дрогобыч - Долина - Солотвин (Ивано-Франковская область), обусловленным, вероятно, зоной наибольшего погружения фундамента в пределах Внутренней зоны Предкарпатского прогиба. В северо-западном направлении интенсивность остаточных аномалий силы тяжести в этой полосе плавно возрастает.

Полоса остаточных максимумов силы тяжести, прослеживаемая в районе Славского и Турки, по-видимому, также отображает поднятие в этом районе плотных древних образований. На крайнем юго-востоке находится максимум, соответствующий Раховскому (Мармарошскому) массиву.

Новые данные позволили нам составить схему разломной тектоники Советских Карпат (рис.2), развивавшую некоторые взгляды С.И.Субботина [6] на глубинное строение этой территории. Эта схема в первом приближении отображает черты строения фундамента Карпат. На ней выделен ряд зон вероятных нарушений и показаны вероятные средние глубины залегания палеозойских образований в пределах отдельных участков (блоков). При определении глубин использованы материалы транскарпатских сейсмических пересечений [5,9], а также разрезов, составленных И.И.Бородачем и Л.В.Кохановской. С учетом мнения об общем подобии морфологии поверхности палеозоя и поверхности фундамента в Карпатах [8] схема (рис.2) качественно отображает также поведение фундамента.

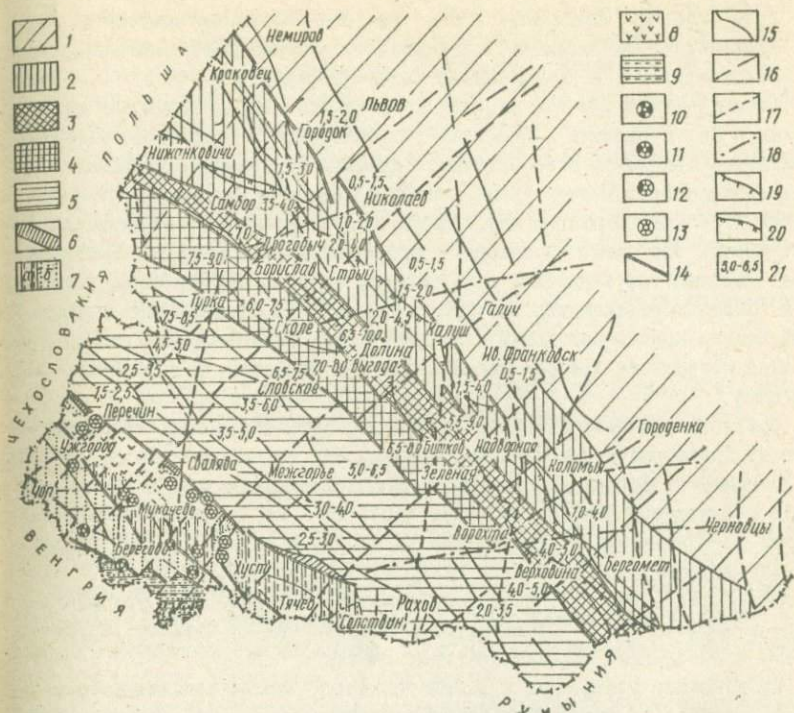


Рис. 2. Схема разломной тектоники Советских Карпат:

1 - Докембрийская платформа; 2 - Внешняя зона Предкарпатского прогиба; 3-4 - Внутренняя зона Предкарпатского прогиба (3-более погруженная, 4 - менее погруженная часть); 5 - складчатые Карпаты; 6 - зона Пьенинских Угесов; 7 - Закарпатский внутренний (тыловой) прогиб (а - Мукачевско-Солотвинская, б - Чоп-Виноградовская зоны); 8 - Выгорлат-Гутинская вулканическая гряда; 9 - Паннонская впадина; 10-13 - древние вулканы в Закарпатье, установленные по геофизическим данным (10, 11 - миоценового, 12, 13 - плиоценового возраста); 14 - 20 - тектонические нарушения: 14 - главные продольные разломы, вероятно глубинные; 15 - прочие продольные; 16 - основные поперечные разломы; 17 - разломы субмеридиальной системы; 18 - разломы субширотной системы; 19 - граница Берегового надвига; 20 - граница Стебнического надвига; 21 - вероятные глубины поверхности палеозойских (?) образований по геофизическим данным (км).

Выделено несколько ортогональных систем тектонических нарушений: система субкарпатского направления и направления, перпендикулярного к нему, система нарушений субмеридиального и субширотного простирания. Среди нарушений субкарпатской системы намечены главные, которые делают фундамент на большие продольные полосы (пластины) [47] и , очевидно, обусловили формирование структурно-фациальных зон в Карпатах. Некоторые из этих нарушений могут быть отнесены к разряду глубинных.

Кроме главных нарушений, в этой системе выделяется ряд менее важных, являющихся, по-видимому, конседиментационными и отражающими ступенчатые погружения и воздымания фундамента Карпат.

По системе поперечных нарушений произошло общее погружение палеозойских и более древних образований, находящихся в фундаменте Карпат, от западной границы в юго-восточном направлении, затем — воздымание их в направлении Буковинского поперечного поднятия и относительные перемещения отдельных блоков в продольных зонах фундамента складчатых Карпат. Намечен ряд линий, с которыми увязываются субмеридиональные нарушения. Большинство нарушений этой системы лучше проявляется на востоке уже в области сравнительно неглубокого залегания докембрийских образований Вольно-Подольской плиты и соответствует разломам, по которым происходило погружение древних дорифейских (?) образований в западном направлении.

Среди субширотных элементов можно выделить нарушения, прослеживающиеся от Дрогобыча в направлении на Николаев, от Сколе на Галич, восточнее Коломыи, от Ворохты на Черновцы. Последнее нарушение, очевидно, совпадает с известной линией Тейссейре Черновцы — Перковцы. Несколько нарушений того же направления устанавливается в пределах Чоп-Виноградовской структурно-фациальной зоны Закарпатского прогиба [7].

Две линии нарушений, выделяемые вдоль государственной границы на западе и проходящие от Нижанковичей в направлении на Сваляву, трудно отнести к какой-либо из вышеописанных систем.

Приведенные построения и выводы являются первым приближением в решении сложного и весьма интересного вопроса, "канвой" для дальнейших, более широких исследований.

Литература

1. Вадас Э. Геология Венгрии. ИЛ, М., 1964.
2. Глушко В.В. Тектоника и нефтегазоносность Карпат и прилегающих прогибов. "Недра", М., 1968.
3. Очешку Н. Геология Румынской народной республики. ИЛ, М., 1960.
4. Славин В.И., Хаин В.Е. Роль тектонических разрывов в строении и развитии Восточных Карпат. — В кн.: Материалы VI съезда КБГА. Доклады советских геологов. "Наукова думка", К., 1965.
5. Строение земной коры Центральной и Юго-Восточной Европы. Под ред. В.Б.Соллогуба, Д.Проссена, Г.Милитцера. "Наукова думка", К., 1971.
6. Суботин С.И. Глубинное строение Советских Карпат и прилегающих территорий по данным геофизических исследований. Изд-во АН УССР, К., 1955.
7. Хоменко В.И. Глибина будова Закарпатського прогину. "Наукова думка", К., 1971.
8. Чекунов А.В. Про фундамент Східних Карпат. — Геологічний журнал АН УРСР, 1970, т.30, 1.

9. Ярш М.С., Турчаненко Н.Т., Заяц Х.Б. Глубинное строение Карпат и сопредельных регионов по профилю Чоп-Рудки-Горохов-Луцк-Ворониха. - В кн.: Геофизические исследования на Украине. "Техника", К., 1969.

10. Buday T., Cicha J., Senes J. Miocän der Westkarpaten. Geologicky Ustav Dioduza Stara. Bratislava, 1965.

11. Scheffer V. Adatok a Karpát-Medencek regionalis geofizikaja-hoz. - Geofizikai Közlemenyek, 1957, 1-2.

12. Teissaire W. Zagadnienia tektoniki transkontynentalnej na tle paralelizacji badan geologicznych i geophysjicznych na Podkarpaciu. - Kosmos, 1935, 60, 4a, W.

13. Znosko J. Jednostki geologiczne Polski i ich stanowisko w tektonice Europy. - Kwartalnik geol., 1966, 10, 3, W.

О СТЕПЕНИ ИЗОСТАТИЧЕСКОГО РАВНОВЕСИЯ И ВОЗМОЖНЫХ ПРИЧИНАХ СОВРЕМЕННЫХ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ КАРПАТ

В.Г. Кузнецова

(Львовский филиал Института геофизики АН УССР)

Данные глубинного сейсмозондирования по III международному профилю, пересекающему с запада на восток территорию Советских Карпат, свидетельствуют о резком изменении мощности земной коры от 25 км в западной части до 60-65 км в центральной [8]. При этом изменяется не только глубина до поверхности Мохоровичича, но и мощность основных слоев земной коры: осадочного, гранитного, базальтового.

Эти данные, а также наличие отрицательной изостатической аномалии [6] свидетельствуют о нарушении изостатического равновесия земной коры Карпат и позволяют считать изостазию одной из возможных причин современных вертикальных движений.

На основании гравитационного поля аномалий Буге, данных ГСЗ и основных положений теории изостазии сделана попытка количественно установить степень уравновешенности отдельных блоков земной коры региона и в связи с этим рассмотреть возможные причины современных движений земной коры Карпат.

Известно, что граница Мохоровичича, как наиболее четкая и протяженная, создает основной фон аномалийного гравитационного поля Земли. Это позволило некоторым исследователям считать, что существует зависимость между аномалиями Буге и мощностью земной коры. Таким образом, появилась возможность определения мощности земной коры по гравиметрическим данным. Наиболее полно указанные исследования выполнены Р.М. Деменичкой [5], которая на основании обширного фактического материала установила эмпирические зависимости между мощностью земной коры (Н) и аномалиями Буге, а также между мощностью земной коры (Н) и высотой рельефа (h) и представила их в виде "осредненных" графиков, имеющих следующие аналитические выражения:

$$H = 35(1 - \epsilon h 0,0037 \Delta g),$$

$$H = 33 \epsilon h (0,38 \Delta h - 0,18) + 38.$$

В этой же работе [5] рекомендуется по "осредненным графикам" и аномалиям Буге определять мощность "нормальной коры" и сопоставлять ее с мощностью реальной коры, установленной сейсмическими исследованиями. Разность между нормальной и реальной корой есть "аномалия М", которая и характеризует степень отклонения данного района от среднего или нормального. На основании этих рекомендаций были определены значения "нормальной коры" и "аномалии М" по III международному профилю ГСЗ (табл. I, рис. I).

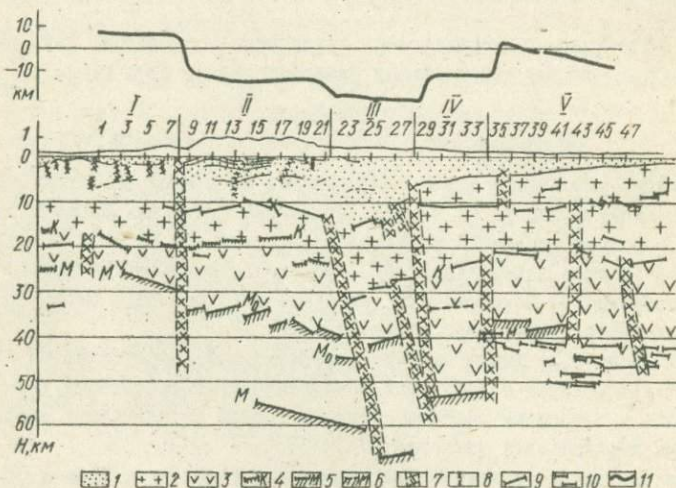


Рис. I. Аномалия М вдоль профиля ГСЗ:

I - осадочный слой; 2 - "гранитный слой"; 3 - "базальтовый слой"; 4 - раздел Конрада; 5 - раздел М; 6 - раздел Мо; 7 - основные глубинные разломы; 8 - крупные разломы; 9 - преломляющие границы; 10 - отражающие площадки; 11 - аномалии М.
 Основные блоки земной коры Карпат: I - Закарпатский прогиб; II - Складчатые Карпаты; III - Предкарпатский прогиб; IV - каледонское обрамление Русской платформы; V - Русская докембрийская платформа.

Такое же несоответствие между "нормальной" и реальной корой получено из теории изостазии. Уравнение гидростатического равновесия имеет вид [11]

$$M_g = M_0 + \kappa H,$$

где M_g - мощность коры при условии гидростатического равновесия; M_0 - мощность коры при $H=0$; H - средняя высота рельефа;

$$K = \frac{\sigma_M}{\sigma_M - \sigma_K},$$

где σ_M и σ_K - средние значения плотности мантии и коры.

Разность $\Delta M = M_0 - M$ (где M - действительная мощность коры, полученная по данным ГСЗ) - есть отклонение мощности коры от принятых условий гидростатического равновесия.

Т а б л и ц а 1

"Нормальная кора"	Реальная кора	"Аномалия M"
32,5	26	6,5
31,5	26	5,5
31	26	5
32,5	27	5,5
33	27,5	5,5
34,5	28,5	6
34	29	5
34,5	30	4,5
35	48,5	-13,5
36	49,5	-13,5
36,5	51	-14,5
37	52	-15
38	53	-15
38,5	54	-15,5
39	55	-16
40	55,5	-15,5
41,5	56,0	-14,5
42	56,5	-14,5
43	57	-14
43,5	57,5	-14
44,5	-	-
45	66,5	-21,5
45,5	67	-21,5
45,5	67,5	-22
43,5	66,5	-23
43	66	-23
42,5	66	-23,5
42	65,5	-23,5
42	65	-23
42	54	-12
41,5	53,5	-12
41,5	53	-11,5
41	53	-12
40,5	53	-12,5
40,5	52,5	-12
40	38,5	1,5
40	38,5	1,5
39	39	0
38,5	39	-0,5
38	39,5	-1,5
37,5	39,5	-2
37	40	-3
36	41	-5
35,5	41	-5,5
34,5	41,5	-7
34	42	-8

Таблица 2

Геоструктурный элемент (блок)	Слой	Средняя мощность слоя h , км	Средняя плотность слоя, $\rho_{ср}$, г/см ³	Высота рельефа H , км	Суммарная мощность M , км	Плотность ρ , г/см ³	K	M_s , км	ΔM , км
Закарпатский прогиб	Осадочный	5	2,4						
	Гранитный	13	2,7	0,2	25	2,7	5,5	34	9
	Базальтовый	7	2,9						
Складчатые Карпаты	Осадочный	10	2,55						
	Гранитный	10	2,7	I	55	2,8	6,6	39	-16
	Базальтовый	35	2,9						
Предкарпатский прогиб	Осадочный	15	2,55						
	Гранитный	15	2,7	0,5	65	2,75	6,0	36	-29
	Базальтовый	35	2,9						
Каледонское обрамление	Осадочный	5	2,55						
	Гранитный	19	2,7	0,2	52	2,77	6,2	34	-18
Русской платформы	Базальтовый	28	2,9						
Русская докембрийская платформа	Осадочный	1,5	2,55						
	Гранитный	20	2,7	0,2	41	2,8	6,6	34	-7
	Базальтовый	20	2,9						

Значения ΔM вычислены для основных геоструктурных элементов (блоков земной коры) Карпатского региона. Исходные данные для расчетов и конечные результаты представлены в табл.2. Значения мощности основных слоев земной коры приводятся по данным ГСЗ [8], для расчета средних значений плотности ($\sigma_{ср}$) использованы данные из работ [1, 9, 10].

Полученные значения ΔM почти равны средним значениям "аномалий M ", вычисленным по "осредненным графикам" (табл.3). Хорошее совпадение результатов расчетов двумя различными методами подтверждает правильность исходных положений.

Выполненные расчеты дополнены исследованиями зависимости между высотой современного рельефа и мощностью земной коры региона. На рис.2 показана прямая, выражающая эту зависимость уравнением

$$h = kM - b,$$

где h - высота рельефа; M - мощность коры, $k=0,15 - 0,20$ [2]. Это уравнение соответствует теоретическим соотношениям между M и h , рассчитанным для случая изостатически равновесного положения земной коры. На этом же рисунке показаны средние значения M и h для основных блоков земной коры региона, по которым ранее выполнялись расчеты, а также знаки изостатических аномалий.

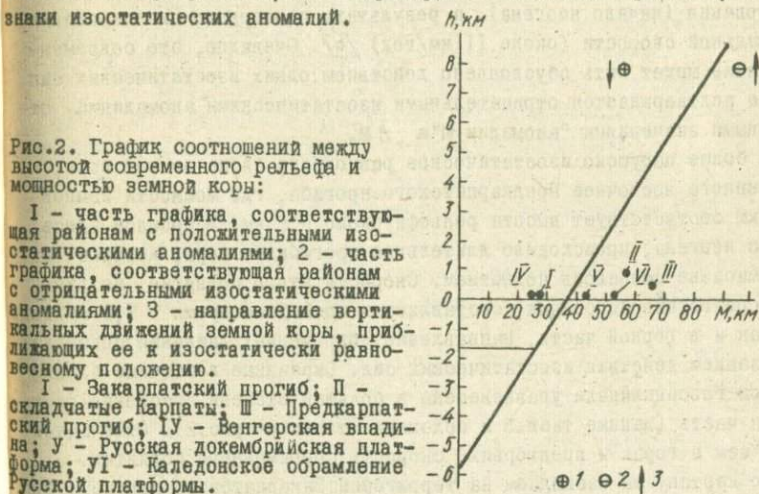


Рис.2. График соотношений между высотой современного рельефа и мощностью земной коры:

I - часть графика, соответствующая районам с положительными изостатическими аномалиями; 2 - часть графика, соответствующая районам с отрицательными изостатическими аномалиями; 3 - направление вертикальных движений земной коры, приближающих ее к изостатически равновесному положению.

I - Закарпатский прогиб; II - складчатые Карпаты; III - Предкарпатский прогиб; IV - Венгерская впадина; V - Русская докембрийская платформа; VI - Каледонское обрамление Русской платформы.

Изостатические аномалии в Карпатах рассчитаны С.В.Евсеевым [6] по профилю Батево - Дашава и составляют для Закарпатского прогиба от 40 до 20 мгл, для Складчатых Карпат - от 15 до -65 мгл и для Предкарпатского прогиба - от -65 до -55 мгл. По направлению от внутреннего края Карпат к внешнему значения изостатических аномалий непрерывно уменьшаются. В этом же направлении сменяется знак аномалии. Последнее подтверждается

Геоструктурный элемент (блок)	"Аномалия М", км	ΔM , км
Закарпатский прогиб	6	9
Складчатые Карпаты	-15	-16
Предкарпатский прогиб	-23	-29
Каледонское обрамление		
Русской платформ	-12	-18
Русская докембрийская платформа	-5	-7

данными о существовании отрицательной изостатической аномалии (-60 мгд) в районе Вранча (Румыния) [12].

Расположение точек на рис.2 и знаки изостатических аномалий показывают, что равновесие блоков земной коры Карпатского региона нарушено и причем в неравной степени.

Так, мощность земной коры Складчатых Карпат составляет 55 км, а средняя высота рельефа - около 1 км. Для приближения земной коры к равновесному состоянию требуется поднятие ее до высоты 3 км. Геологические данные свидетельствуют об устойчивости поднятия гор, начиная с момента их образования (начало неогена), а результаты повторного нивелирования - о максимальной скорости (около 11 км/год) [4]. Очевидно, это современное поднятие может быть обусловлено действием одних изостатических сил. Последнее подтверждается отрицательными изостатическими аномалиями, отрицательными значениями "аномалии М" и ΔM .

Еще более нарушено изостатическое равновесие блока земной коры, расположенного восточнее Предкарпатского прогиба, где мощности земной коры 65 км соответствует высота рельефа около 0,5 км. В прошлом здесь, начиная с неогена, происходило длительное прогибание коры, которое в верхнем миоцене сменилось поднятием. Скорость этого поднятия, по данным повторного нивелирования, составляет в последнее время 9,5 мм/год. Здесь, как и в горной части, направление современных движений совпадает с направлением действия изостатических сил. Окраинные восточные блоки Карпатской геосинклинали уравновешены в большей степени, особенно платформенная часть (данные табл.3 и положение точек на рис.2). Отмечается меньшая, чем в горах и предгорьях, скорость современного поднятия.

Иную картину мы наблюдаем на территории Закарпатского прогиба. При мощности земной коры прогиба порядка 25 км для соблюдения условий изостатического равновесия земная поверхность должна иметь отметки около -1700 м, в то время как средняя высота современного рельефа составляет 200 м. Если принять во внимание наличие только изостатических сил, то в настоящее время должно наблюдаться опускание земной поверхности. В действительности, как установлено геолого-геоморфологическими исследованиями и повторным нивелированием, поверхность Закарпатского прогиба, начиная с голоцена (примерно в течение последних 10-15 тыс.лет) подни-

мается, а следовательно, земная кора все более отклоняется от равновесного положения. Скорость движения составляет для голоцена около 1 мм/год и в настоящее время - 8,5-9 мм/год.

Отмеченное расхождение можно объяснить тем, что действие тектонических сил (поднятие) превосходит изостатические силы (опускание). Современная тектоническая активность Закарпатского прогиба подтверждается сейсмичностью и особенностями геотермического режима. В частности, Перилиенинский разлом на границе прогиба и Карпат является наиболее активной сеймотектонической зоной всего региона [3]. Аналогично этому тепловое поле Закарпатского прогиба характеризуется наиболее высокими температурами в Карпатском регионе (70-80° на глубине 1000 м) [7].

Таким образом, при изучении современных движений земной коры Закарпатского прогиба, возможно, фиксируется результирующая двух сил - тектонических и изостатических, отсюда и меньшее значение скорости поднятия земной поверхности, чем в горной части.

Подводя итоги выполненных исследований, отметим следующее.

1. Равновесие блоков земной коры региона нарушено в неравной степени как в количественном, так и в качественном отношении.
2. Наиболее неуравновешены два блока земной коры - Складчатые Карпаты и Предкарпатский прогиб. Современные движения земной поверхности здесь могут быть обусловлены изостатическими силами.
3. Закарпатский прогиб имеет слишком "тонкую кору" по сравнению с рельефом и объяснить современный подъем земной поверхности в этой части региона можно только наличием тектонических сил.

Литература

1. Борисов А.А. Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. "Недра", М., 1967.
2. Гзовский М.В. Геофизическая интерпретация данных о новейших и современных тектонических движениях. - В кн.: Современные движения земной коры, I. Изд-во АН СССР, М., 1963.
3. Гофштейн И.Д. Неотектоника Карпат. Изд-во АН УССР, К., 1964.
4. Гофштейн И.Д., Сомов В.И., Кузнецова В.Г. Вивчення сучасних рухів земної кори в Карпатах. "Наукова думка", К., 1971.
5. Деменицкая Р.М. Кора и мантия Земли. "Недра", М., 1967.
6. Евсеев С.В. Сравнительная характеристика различных аномалий силы тяжести Предкарпатья. - Геофиз. сб. АН УССР, 1952, в. I.
7. Кутас Р.И. Особенности геотермического режима Советских Карпат. - В кн.: Геофизика и астрономия, № II. "Наукова думка", К., 1967.
8. Соллогуб В.Б., Чекунов А.В. и др. Основные результаты и проблемы изучения глубинного строения земной коры. - Геофиз. сб. АН УССР, 1970, в. 38.
9. Суботин С.И. Глубинное строение Советских Карпат. Изд-во АН УССР, К., 1955.

10. Субботин С.И., Наумчик Г.Л., Рахимова И.Ш. Мантия Земли и тектогенез. "Наукова думка", К., 1968.

11. Фролов А.И. Изостатические аномалии и строение земной коры. - В кн.: Морские гравиметрические исследования, 3. Изд-во МГУ, М., 1967.

12. Petrescu G., Radu C. - Revue roumaine de geol., geoph. et de geogr. ser geoph., 1965, 9, 1.

О МАГНИТНЫХ СВОЙСТВАХ ПЕРВИЧНЫХ КАОЛИНОВ И ВОЗМОЖНОСТИ ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВОЗРАСТА КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ УКРАИНСКОГО ШИТА

В.Ю.Кондрачук, С.П.Корниенко, Н.П.Михайлова, В.Н.Цыкура
(Институт геохимии и физики минералов АЧ УССР, Институт геофизики АН УССР)

Одним из актуальных вопросов геологии Украинского щита является определение времени образования коры выветривания кристаллических пород. Сложность геологического датирования коры состоит в том, что она не содержит палеонтологических остатков, связана постепенными переходами с коренными породами, почти повсюду перекрывается осадочными отложениями не древнее мела. Поэтому возраст коры исчисляется огромным интервалом времени, включающим мезозой и палеозой. В связи с этим очевиднее необходимость поисков новых путей решения этой задачи.

Делается попытка определить возможность использования палеомагнитного метода, хорошо зарекомендовавшего себя при расчленении и оценке возраста немых осадочных толщ, в том числе красноцветных и некоторых сероцветных глинистых отложений [3], для определения времени образования коры выветривания Украинского щита.

Палеомагнитным методом изучается естественная остаточная намагниченность (I_n) горных пород. В основе метода лежит принцип: горные породы в какой-то степени сохранили намагниченность, синхронную эпохе их образования, и эта синхронная первичная намагниченность у многих из них может быть выделена. Последнее достигается применением комплекса лабораторных исследований [3,4].

Впервые, по существу, приводятся данные о магнитных свойствах первичных каолинов этого региона и стабильности I_n некоторых из них. Коллекция, послужившая фактическим материалом, собрана экспедицией Института геохимии и физики минералов АН УССР. В ней представлены каолины, образовавшиеся по гранитам, гнейсам, джеспилитам и породам основного состава.

Магнитные свойства каолинов изучались в Институте геофизики АН УССР. Данные о естественных магнитных параметрах коллекции приведены в таблице, из которой следует, что по уровню намагниченности каолины сходны с осадочными породами. По магнитной восприимчивости (χ) они относительно однородны: у большинства из них χ изменяется в пределах $2 - 5 \cdot 10^{-6}$ ед.СГС. Значения χ ниже $1 \cdot 10^{-6}$ ед.СГС отмечены у каолинов из

сел Бронки, Радомышля, Христофоровки, частично Дубовки, Глуховцев. Каолины с повышенной α распространены у сел Судгут, Завалье, г. Житомира, Комсомольска.

Зависимости между α и типом коренной породы проведенными исследованиями установить не удалось. Можно только предположить, что определяющим в магнитности каолинов является не только тип исходной породы, но и условия образования коры выветривания и, в частности, соотношение между реликтовыми и новообразованными магнитными минералами.

Большинство немагнитных и слабомагнитных каолинов (см. таблицу) характеризуется низким содержанием железа (до I - 2,5% Fe_2O_3 и до 0,5% FeO). У каолинов с $\alpha_{ср}$ $5 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС концентрация железа, особенно в виде гидроокислов, более высокая. Например, у каолинов Соколовой горы включения гидроокислов составляют в среднем 13,5%, с Завалье - 17, г. Комсомольска - 22%. Однако светло-серый гидрослюдистый каолин по граниту у с. Бронки (обн. 5) характеризуется очень низкой α ($0,8 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС) при содержании гидроокислов до 5% (Fe_2O_3 до 6,8%). Последнее позволяет предположить, что гидроокислы железа не всегда полностью ответственны за магнитность каолитов.

В общем величина естественной остаточной намагниченности каолинов ниже, чем магнитной восприимчивости: среди изученных преобладают образцы с величиной $I_n < 1 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС. Такие низкие значения I_n не позволяют уверенно определять направление и поэтому о палеомагнитной информативности этих образцов судить трудно. С точки зрения палеомагнитного метода интерес представляют породы, у которых зафиксированы относительно высокие значения I_n и Q_n . К ним относятся каолины горы Соколовой (г. Житомир), каолин-гидрослюдистая кора по графитовым сланцам (с. Завалье), охристал кора по джеспилитам (г. Комсомольск).

Для выделения стабильной компоненты намагниченности образцы из этих обнажений лабораторно исследовались. Магнитная стабильность оценивалась переменным магнитным полем и термочисткой [3, 4].

Переменным полем размагничены образцы каолинов Соколовой горы с разными величинами естественной I_n . Типичные кривые $I_n(H)$ приведены на рис. 1. Образцы достаточно устойчивы к воздействию этого размагничивающего фактора: изменение направления I_n в процессе размагничивания составляет не более 10^0 . Величина I_n изменяется по-разному: у образцов с повышенной I_n (обр. 1-В) она практически не изменяется, у образцов с более низкой I_n (обр. 2-Г) при $H = 1000$ э сохраняется $0,7 I_n$.

Термочистке (при температуре $150^{\circ}C$ и выдержке 1,5 ч) подвергались образцы из обн. 10, 13 и 15. Уверенные результаты получены для образцов из обн. 10, устойчивость I_n которых к нагревам, как и к переменному полю, оказалась разной. Образцы с более низкими значениями I_n 2-А, Б, В размагничивались почти полностью. Направление векторов I_n у них изменялось закономерно (рис. 2). Образцы с повышенной I_n (1-А, Б, В), наоборот

Магнитные параметры каолинов

Пункт отбора	Номер обна- жения	Количество штуфов	Порода	$I_T \cdot 10^{-6}$, ед. СГС			$\chi \cdot 10^{-6}$, ед. СГС			Q_T		
				г/мл	мл	сред- нее	г/мл	мл	сред- нее	г/мл	мл	сред- нее
с.Радомышль, Киевская обл.	1	2	Каолин буро-серый, оже-лезненный вдоль полосчатости	-	-	0,1	-	-	0,2	-	-	-
с.Дубовка, Житомирская обл.	2	3	Каолин светло-серый с зернами кварца (по граниту)	1,3	0,1	0,6	6,9	0,4	2,7	2,0	0,0	0,9
с.Судоут (Майдан-Вила), Хмельницкая обл.	3	4	Каолин серый (по граниту)	0,6	0,3	0,4	18,7	10,6	13,4	0,11	0,04	0,08
с.Бранки, Житомирская обл.	5	1	Каолин светло-серый, слюдястый с зернами кварца	-	-	0,5	-	-	0,8	-	-	1,25
с.Головино, Житомирская обл.	7	2	Каолин светло-серый, местами буроватый (по лабрадору)	0,6	0,3	0,5	4,6	4,2	4,4	0,3	0,14	0,22
с.Лезники, Житомирская обл.	8	1	Каолин серый с кварцем (по граниту)	-	-	0,2	-	-	1,8	-	-	0,21
с.Лесовщина, Житомирская обл.	9	6	Каолин серый с зеленоватыми разводами (по ультраосновным породам)	0,5	0,4	0,4	5,2	1,8	3,6	0,4	0,17	0,29
г.Житомир (Соколова Гора)	10	3	Каолин серый по гнейсу	12,0	7,3	9,4	23,	15	19,0	1,41	0,85	1,1
		4	Каолин буровато-серый (по гнейсу)	9	0,7	4,3	6,4	3	5,2	3	0,46	1,5
с.Пеглинка, Винницкая обл.	11	1	Каолин серый пятнами бурый (по граниту)	-	-	0,3	-	-	2,4	-	-	0,25
с.Глухов, Винницкая обл.	12	5	Каолин серый с зернами кварца, слабо ожелезненный	1,2	0,3	0,7	4,5	0,4	2,9	1,64	0,19	0,57
с.Завалье, Кировоградская обл.	13	1	Каолин гидро-слюдястый (кора по графитовым сланцам)	-	-	28,5	-	-	27,7	-	-	2,06
с.Лесовщина, Житомирская обл.	14	6	Кора выветривания по габброанортозиту, ожелезненная	0,5	0,3	0,4	8,8	3,2	4,4	0,36	0,11	0,2
г.Комсомольск на Днестре, Полтавская обл.	15	4	Каолин по джеспилиту	4,25	3,6	3,9	28,5	16,7	22	0,62	0,29	0,4
с.Христофоровка, Днепропетровская обл.	16	4	Каолин слабо-ожелезненный (по гнейсу)	0,4	0,13	0,3	-	-	-	-	-	-

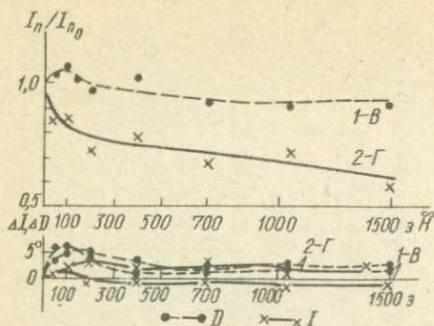


Рис. 1. Результаты размагничивания I_n каолинов переменным полем.

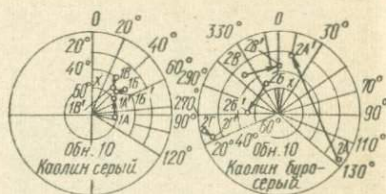


Рис. 2. Результаты термочистки в нулевом поле каолинов: (1В, 2А и т.д.) - проекции I_n до нагрева; (1В', 2А' и т.д.) - проекции I_n образцов после термочистки ($T = 150^\circ\text{C}$; $t = 1,5$ ч); x - направление современного геомагнитного поля.

рот, практически сохранили начальную I_n , а их векторы обнаружили после чистки тенденцию к сближению (рис. 2). Эти образцы следует отнести к магнитостабильным.

Результаты термомагнитной чистки указывают на значимые различия в магнитной стабильности изученных образцов. Минералогические исследования показали, что эти каолины состоят в основном из тонкочешуйчатого каолинита (44 - 81%), гидробиотита (7 - 22%), корродированных зерен кварца (до 7%), реликтов измененного биотита (до 3%), точечных включений гидроокислов железа (до 12 - 15%) и редких мелких включений рудного минерала (до 1%). Тяжелая фракция составляет всего 0,1% веса породы и представлена в основном реликтовыми минералами. В ней отмечены лейкоксен, кварц, поизит, циркон, эпидот, лейкоксенизированный ильменит, гематит, рутил и гранат. Из вновь образованных магнитных минералов преобладают гидроокислы железа, а из реликтовых - ильменит и гематит, содержание которых по весу пробы не превышает сотых долей процента. При подобном соотношении магнитных минералов можно считать, что стабильная составляющая I_n связана с новообразованными минералами и имеет химическое происхождение. Различная стабильность исследованных каолинов обусловлена неодинаковой долей вязкой составляющей в естественной остаточной намагниченности.

Термомагнитная чистка образцов из обнажений 13 и 15 показала, что у них возможно присутствие стабильной составляющей I_n . Это прежде всего относится к каолину обн. 15, у которых после 1,5-часовой выдержки в нулевом поле еще сохраняется более 50% начальной величины I_n , а направление ее не изменяется. На данном этапе можно рекомендовать продолжить изучение этих пород на образцах из коллекции, достаточной для статистической обработки.

После термочистки по магнитоустойчивым образцам обн.Ю вычислены координаты виртуального геомагнитного полюса: $\varphi = 52^{\circ}$ с.ш., $\lambda = 126^{\circ}$ к В от Гринвича, $\theta_j = 9^{\circ}$, $\theta_p = 13^{\circ}$.

Сопоставление полученных координат палеоплюса с палеомагнитными данными по палеозой и мезозой Европы и Украины [27], в частности, показало их наилучшее совпадение с палеоплюсами триаса. Таким образом, можно прийти к заключению, что стабильная намагниченность этих пород образовалась в триасе. Сам по себе триасовый возраст возникновения стабильной намагниченности свидетельствует о ее более позднем образовании относительно материнских пород кристаллического фундамента. Как отмечалось, из вновь образованных ферромагнитных минералов развиты только гидроокислы железа. В условиях формирования каолиновой коры характерен активный вынос железа, и выделение гидроокислов железа, по-видимому, происходило в последние этапы каолинообразования. Это подтверждается тем, что гидроокислы железа обычно как бы пропитывают чешуйки каолинита и иногда покрывают тонкой пленкой корродированные зерна кварца. Таким образом, можно полагать, что намагниченность в данном случае связана с гидроокислами железа и образовалась в последние этапы формирования коры выветривания.

Формирование мощных континентальных пестроцветных глинистых отложений триаса в Днепровско-Донецкой впадине свидетельствует не только о благоприятной для развития выветривания климатической обстановке в этот период, но и позволяет выделить триасовую эпоху корообразования [17]. Последняя фиксируется наличием галечников в отложениях корневой свиты, повышенным накоплением каолинита в песчаных отложениях с значительным ожелезнением песчано-глинистых пород корневой и радченковской, меньше миргородской свит. По-видимому, в раннем триасе шло активное корообразование, которое завершилось к концу триасового периода и привело к формированию каолиновых кор выветривания, сохранившихся на отдельных участках щита от последующих размывов.

Выводы

1. Получено представление о намагниченности каолинов коры выветривания Украинского щита, характеризующихся довольно низкими значениями естественных магнитных параметров.
2. Среди магнитных разностей каолинов выявлены магнитоустойчивые, пригодные для палеомагнитных исследований с химической остаточной намагниченностью.
3. По магнитоустойчивым разностям определено время образования химической намагниченности — триас, которое с определенным допущением можно рассматривать как время завершения формирования третьей каолиновой зоны коры выветривания.
4. При отсутствии методов определения возраста кор выветривания выявленная возможность использования палеомагнитного метода делает его

перспективным для стратиграфического расчленения мощных кор выветривания Украинского щита и других регионов.

Литература

1. Кондрачук В.Д., Корниенко С.П. Опыт качественной корреляции кооробразования и осадкообразования в мезокайнозойе на приднепровском склоне Украинского щита. - В кн.: Коры выветривания на территории УССР, ч. I. "Наукова думка", К., 1971.

2. Палеомагнитные направления и палеомагнитные полюса. (Справочные данные по СССР). Под ред. А.Н.Храмова. Изд. ВНИГРИ, Л., 1971.

3. Храмов А.Н., Шолпо Л.С. Палеомагнетизм. "Недра", Л., 1967.

4. Шолпо Л.Е., Яновский Б.М. Исследование остаточной намагниченности горных пород. Изд-во ЛГУ, 1968.

К ВОПРОСУ О КОМПЛЕКСЕ ПРОМЫСЛОВО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЕ

Т.Ф. Пономарчук

(Институт геофизики АН УССР)

Осадочная толща Днепровско-Донецкой впадины представлена отложениями кайнозойской, мезозойской и палеозойской групп. Промышленные залежи нефти и газа встречены в юрских, триасовых, пермских и каменноугольных отложениях. Установлена нефтегазоносность девонских отложений. Залежи нефти и газа пластовые и массивные. Мощность продуктивных горизонтов колеблется в пределах 0 - 50 м и более.

Коллекторами нефти и газа обычно являются песчаники от мелко- до крупнозернистых и алевролиты. Цемент песчаников и алевролитов в основном глинистый и глинисто-карбонатный. В нижнепермских, башкирских и визейских отложениях встречаются также карбонатные коллекторы, представленные известняками и доломитами с прослоями песчаников и алевролитов.

Минерализация пластовых вод продуктивных отложений составляет 30-300 г/л. Бурение скважин осуществляется на пресных буровых растворах с минерализацией 1-4 г/л, но при вскрытии ангидритово-соленосной толщи нижней перми происходит их осолонение.

Выполняющийся на месторождениях ДДв стандартный комплекс промыслово-геофизических исследований включает:

1) стандартную электрометрию; 2) боковое электрическое зондирование (БЭЗ); 3) микровондирование; 4) радиоактивные методы; 5) кавернометрию; 6) термометрию; 7) газовый каротаж.

Проводятся исследования, связанные с изучением технического состояния скважин - измерение искривления, определение высоты подъема цемента, контроль за качеством цемента.

Стандартный комплекс позволяет расчленять породы по литологии, прослеживать их по площади, выделять в разрезе пласты-коллекторы, оп-

ределять их эффективную мощность и характер насыщения, оценивать коллекторские свойства пластов. Для оценки коллекторских параметров пластов продуктивных горизонтов используются в основном данные БЭЗ и диаграммы собственных потенциалов (СП).

В песчано-алевролитовых коллекторах с отношением диаметра зоны проникновения к диаметру скважины $D/d > 2$ определение пористости производится по удельному электрическому сопротивлению зоны проникновения $\rho_{3П}$ [1], в которой содержание остаточной нефти изменяется в пределах 10 - 45%, составляя в среднем 30%. Содержание связанной воды в пластах колеблется в пределах 10 - 70% [2].

При сопоставлении с результатами анализов кернов установлено, что у нефтесодержащих коллекторов карбона Качановского, Глинско-Розышевского, Гнединцевского, Рыбальского месторождений величина поправочного коэффициента Q , учитывающего влияния остаточной нефти и воды в зоне проникновения, изменяется в пределах 0,4 - 3,5 и для большей части коллекторов составляет 1,3 - 1,6. В газоносных пластах Зачепиловского, Михайловского и Новогригорьевского месторождений значения Q изменяются в более широких пределах и во многих случаях остаются меньше 1 (рис.1). Последние наблюдаются в слабонасыщенных газом пластах малой пористости из-за большого количества остаточной воды и в высокопористых сильнонасыщенных газом песчаниках, из зоны проникновения которых газ, вероятно, полностью вытесняется.

В нефте- или газоносных коллекторах параметр Q можно определять по известным из промыслово-геофизических исследований характеристикам

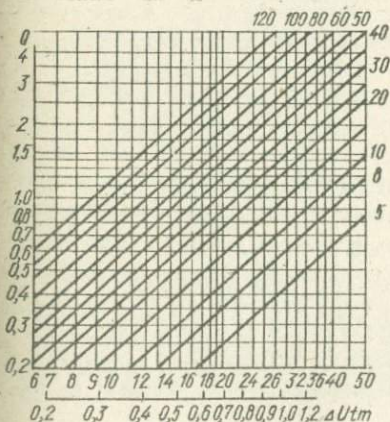


Рис.1. Палетка для определения Q , по известной величине $\Delta U_{сп}$ и отношению $\rho_{3П} / \rho_{\phi}$ (шифр прямых).

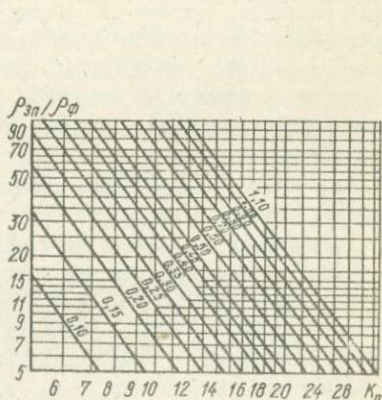


Рис.2. Зависимость $K_{п} = f(\rho_{3П} / \rho_{\phi})$ при различных значениях относительной амплитуды $\Delta U_{сп}$ (шифр прямых) для каменноугольных отложений Глинско-Розышевского, Качановского и Рыбальского месторождений ДДв.

пласта с помощью палеток, одна из которых приведена на рис.1. При определении пористости водоносных пластов для учета смещения фильтрата бурового раствора с пластовой водой используются зависимости, рассчитанные аналогичным образом. Средние относительные ошибки в определении пористости указанным способом на различных месторождениях составляют 15-20%, при этом на точность определения K_{II} с помощью приведенных палеток не влияют ошибки в определении ρ_{3II} .

При неглубоком проникновении фильтрата бурового раствора пористость водоносных пластов оценивается известным способом [1], по параметру пористости, связанному с K_{II} соотношением

$$\rho_{II} = \frac{\alpha}{K_{II}^m}$$

Для различных литологических разностей пород месторождений ДДв коэффициент пропорциональности α изменяется от 1,3 до 0,75, а структурный коэффициент m - в пределах 1,55 - 2,2.

Переслаивание в продуктивных разрезах пластов различной, часто незначительной, мощности затрудняет определение их истинных удельных сопротивлений по материалам БЭЗ. С этой точки зрения перспективными являются внедряющиеся в ДДв боковой, микробоковой и индукционный методы, позволяющие достоверно судить о сопротивлении промытой зоны и неизменной части низкоомных пластов. Для определения пористости пород в условиях соленого бурового раствора проводится нейтронный каротаж по надтепловым нейтронам, показания которого определяются замедляющими свойствами пород и не зависят от минерализации бурового раствора.

На многих месторождениях ДДв существуют корреляционные связи между относительной амплитудой собственных потенциалов $\Delta U'_{сн}$ и открытой пористостью. Эти статистические зависимости характеризуются коэффициентами корреляции, превышающими 0,7-0,8. Они позволяют оценивать K_{II} со средней относительной ошибкой 20-25%. Недостатком данного метода является значительное влияние минерального состава (карбонатности) на точность оценки K_{II} .

Совместное использование данных метода сопротивлений и метода СП позволяет учитывать неоднородность цемента. По трехмерным статистическим зависимостям пористость определяется с меньшей средней относительной ошибкой (10-15%), чем при использовании парных связей. На рис.2 для водоносных пластов показана зависимость пористости от $\Delta U'_{сн}$ и отношения ρ_{3II} / ρ_{ϕ} (ρ_{ϕ} - удельное сопротивление фильтрата бурового раствора). Для оценки пористости продуктивных коллекторов по приведенной зависимости необходимо в ρ_{3II} предварительно ввести поправку за содержание остаточной нефти.

Удачным в практическом отношении является использование показаний малых зондов БЭЗ (А 0,5 МО, 1N или А1, 0МО, 1N) вместо ρ_{3II} . Наиболее эффективной при подсчетах запасов нефти и газа на месторождениях ДДв формой зависимости является $K_{II} = f(\Delta U'_{сн}, \rho_{дс} / \rho_{\phi}, \rho_{\phi} / \rho_{\phi'})$, где $\rho_{\phi'}$ -

удельное сопротивление пластовой воды. Параметр $\rho_{\phi}/\rho_{\delta}$ является информативным в смешанном (кварцево-полимиктовом) разрезе. В однородных кварцевых коллекторах информативность его близка к нулю. Для смешанных коллекторов перми и карбона Гнединцевского и Глинско-Розышевского месторождений эта зависимость имеет вид

$$\ln K_n = 2,64 + 1,475 \Delta U'_{\text{сп}} - 0,091 \ln \frac{\rho_{0,5}}{\rho_{\phi}} - 0,121 \ln \frac{\rho_{\phi}}{\rho_{\delta}}$$

В кварцевых отложениях среднего и нижнего карбона Новогригорьевского месторождения она описывается уравнением

$$\ln K_n = 2,02 + 1,38 \Delta U'_{\text{сп}} - 0,056 \ln \frac{\rho_{0,5}}{\rho_{\phi}}$$

Приведенные уравнения характеризуются высокими коэффициентами корреляции - 0,85 и 0,92. Относительные ошибки оценки K_n по ним колеблются в пределах 12-19%.

На некоторых месторождениях ДДв (Гнединцы) апробируется оценка пористости по данным акустического метода и собственных потенциалов. Полученные результаты показывают, что в исследуемых отложениях существуют благоприятные условия для определения пористости комплексной интерпретацией результатов акустических исследований, нейтронного гамма-метода и гамма-гамма-метода.

Характер насыщения коллекторов оценивается по результатам электрометрии, газометрии и импульсного нейтрон-нейтронного метода по тепловым нейтронам. Последний используется при прослеживании за продвижением контактов нефть-вода, газ-вода. Коэффициенты нефтегазонасыщения пластов продуктивных горизонтов определяются по параметру нефтенасыщения [1].

Таким образом, применяемый в ДДв комплекс промыслово-геофизических исследований позволяет освещать широкий круг вопросов. Основные трудности связаны с изучением пластов малой мощности, выделением проницаемых прослоев в скважинах с соленым буровым раствором и оценкой их коллекторских свойств. Внедряющиеся в настоящее время в ДДв новые методы направлены на их частичное устранение и сокращение комплекса промыслово-геофизических исследований.

Литература

1. Вендельштейн Б.Ю., Ларионов В.В. Использование данных промысловой геофизики при подсчете запасов нефти и газа. "Недра", М., 1964.
2. Мухаринская И.А. - В кн.: Вопросы развития газовой промышленности Украинской ССР. ИТИ, К., 1963.

ОПЫТ ВЫДЕЛЕНИЯ ПЕТРОГРАФИЧЕСКИХ РАЗНОСТЕЙ ПОРОД ВНУТРИ КИСЛЫХ
И УЛЬТРАБАЗИТОВЫХ МАССИВОВ ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ
(На примере Верховцевской структурно-фациальной зоны)

В.А.Ахметшин

(Днепропетровский горный институт)

В пределах Верховцевской структурно-фациальной зоны проведены высокоточные гравиметрические съемки. Анализ этих съемок показал, что гравиметрические данные позволяют более детально осуществлять геологическое картирование докембрийского фундамента, чем это представлялось раньше.

В частности, внутри площадей распространения ультрабазитов оказалось возможным выделение тальк-карбонатных пород, а внутри полей гранитов — щелочных их разновидностей. С последними, как правило, на шите связаны месторождения и проявления редких и радиоактивных элементов.

Исходя из сравнительной характеристики физических свойств серпентинитов и тальк-карбонатных пород (рис.1,Б, а,б), можно заключить, что при незначительном различии этих пород по магнитным свойствам отмечается существенное их различие по плотности. Если модалное значение плотности для серпентинитов составляет $2,63 \text{ г/см}^3$, то для тальк-карбонатных пород — $2,98 \text{ г/см}^3$. Граниты и сланцы характеризуются плотностью $2,67 - 2,65 \text{ г/см}^3$.

На рис.1,А показана схема гравитационного поля в изолиниях и графиках и схематическая литолого-тектоническая карта, составленная по геофизическим данным и подтвержденная буровыми скважинами, местоположение которых указано. Как видно, тальк-карбонатные породы отображаются четкими, но слабоинтенсивными положительными гравитационными аномалиями, серпентиниты — отрицательными, а граниты и сланцы практически не создают аномалий.

Ввиду незначительных размеров картируемых образований (250–100 м по горизонтали) гравиразведка может быть эффективна только в случае высокой точности съемки порядка $0,1 - 0,12 \text{ мгл}$. Магнитная съемка в данном случае дает общий контур распространения ультрабазитов.

На рис.2,А представлена схема гравитационного поля и схематическая петрографическая карта одного из участков к западу от Верховцевской структурно-фациальной зоны.

Изучение физических свойств пород, составляющих кристаллический фундамент района (рис.2,Б), показало, что при очень близких магнитных свойствах имеется небольшая, но отчетливая разница по плотности между плагиогранитами ($2,67 \text{ г/см}^3$), с одной стороны, и каливошпатовыми щелочными гранитами ($2,62 \text{ г/см}^3$), с другой. Плотностная характеристика щелочных гранитов несколько ниже таковой для плагиогранитов и мигматитов. Недостаточная плотность составляет $0,05 \text{ г/см}^3$. Вследствие этого следуе:

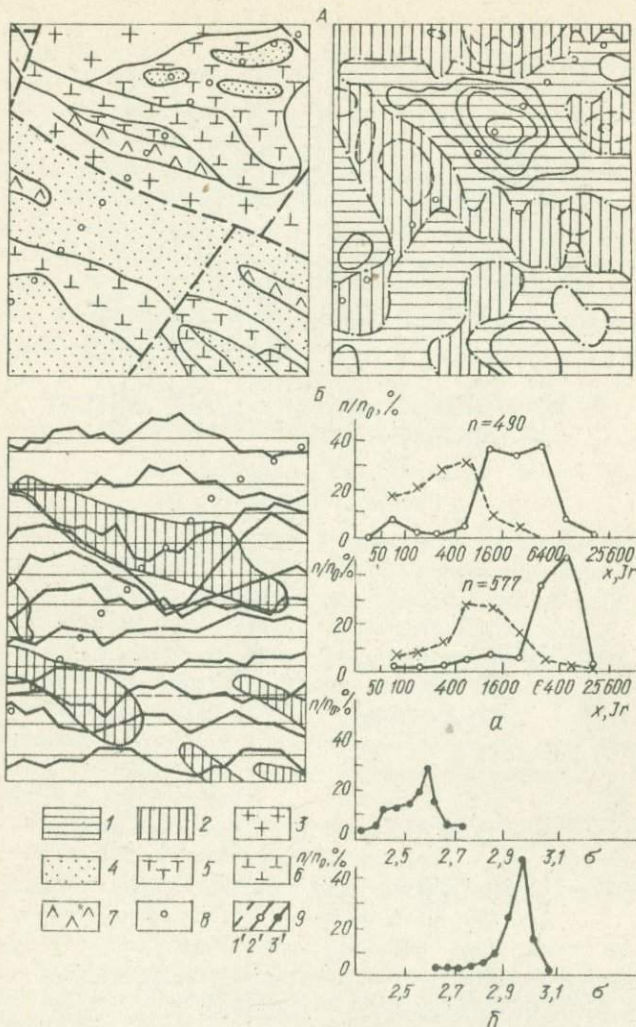


Рис. 1. Пример выделения серпентинитов и тальк-карбонатных пород по физическим полям: А - литолого-тектоническая схема и схема гравитационного поля в изолиниях и графиках; Б - характеристика физических свойств серпентинитов и тальк-карбонатных пород: а - магнитные и б - плотностные свойства: 1 - положительные значения; 2 - отрицательные значения; 3 - гранитоиды; 4 - различные сланцы; 5 - тальк-карбонатные породы; 6 - серпентиниты; 7 - амфиболиты; 8 - скважины; 9 - кривые: 1' - остаточной намагниченности; 2' - магнитной восприимчивости; 3' - плотности.

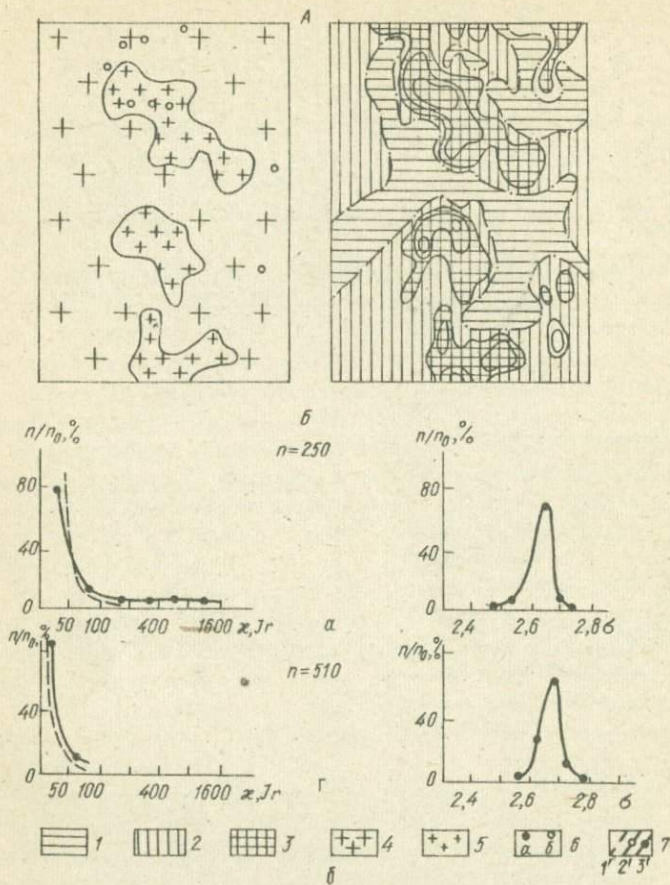


Рис.2. Пример выделения щелочных гранитов среди гранитоидов: А - петрографическая карта и схема гравитационного поля; Б - характеристика физических свойств: а - щелочных гранитов, б - плагиогранитов.

1 - положительные значения; 2 - отрицательные значения; 3 - существенно отрицательные значения; 4 - плагиограниты; 5 - щелочные граниты; 6 - скважины, вскрывшие: а - щелочные граниты, б - плагиограниты; 7 - кривые: а - остаточной намагниченности, б - магнитной восприимчивости, в - плотности.

ожидать слегка пониженное гравитационное поле над площадями развития указанных пород по сравнению с полем над гранитами и мигматитами. При более или менее значительных размерах массивов этих гранитов можно надеяться на отображение их слабоинтенсивными гравитационными аномалиями внутри плагиогранитов.

Выделенные, исходя из этого предположения, тела щелочных гранитов подтверждены пробуренными скважинами, показанными на схематической петрографической карте (рис.2, А).

Таким образом, детальная интерпретация слабоинтенсивных гравитационных аномалий существенным образом может повысить геологическую эффективность геофизических работ, так как помогает выделять объекты, представляющие непосредственно поисковый интерес.

ГРАВИМЕТРИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В ПОДЗЕМНЫХ ВЫРАБОТКАХ БЕЛОЗЕРСКОГО ЖЕЛЕЗОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В.М.Пелюшенко, В.Ф.Страшко
(Трест "Днепрогеофизика")

Гравиметрические исследования проводятся на шахтах Белозерского железорудного месторождения с 1969 г. Параллельное осуществление гравиметрических и горных работ обеспечило своевременное проведение гравиметровой съемки во всех горных выработках месторождения.

Южно-Белозерское месторождение представлено тремя рудными залежами ("Главная", "Восточная" и "Залежь скважины 88"), приуроченными к горизонту железистых кварцитов (B_2^2). Контакт кварцитов с подстилающими и перекрывающими горизонтами - постепенный без перерывов и несогласий. Средняя часть горизонта представлена кварцитами магнетитового и железно-олигодковомагнетитового состава.

Шахты располагаются в пределах "Главной" залежи.

Южно-Белозерское месторождение приурочено к Южно-Белозерской синклинальной складке меридионального простирания. Складка опрокинута к западу, крылья ее имеют восточное падение под углом $70-80^{\circ}$.

Породы различного литологического состава Белозерского месторождения четко дифференцируются по плотности, которая изучалась по образцам, отобраным из стенок горных выработок. Наиболее плотными породами являются руды. Руды различного минералогического состава имеют среднюю плотность $4,12 \text{ г/см}^3$, кварциты - $3,49$, сланцы - $2,89$, песчаники - $2,75 \text{ г/см}^3$. Для выяснения характера распределения плотности по выработкам строились графики средней плотности. Измерение силы тяжести выполнялось гравиметрами ГШ-I в ортах, штреках и квершлагах на горизонтах 400 и 480 м. Проведение наблюдений с гравиметром на двух горизонтах, расположенных друг под другом, позволяет однозначно определить знак аномальной плотности и местоположение рудного тела в межвыработочном пространстве. Достигнутая точность измерения аномалии силы тяжести состав-

ляет $0,02-0,25 \text{ г/см}^3$ за счет развития опорной сети и применения 100%-ного независимого повторения измерений на всех пунктах рядовой сети. Шаг наблюдений с гравиметром в ортах и штреках составлял 2,5-5 м, а в квершлагах и других вспомогательных выработках - 10, 20 м.

Определение средней плотности пород промежуточного слоя для районов со сложным геологическим строением является проблематичной задачей. Поэтому аномалии силы тяжести вычислялись с использованием вертикального градиента V_{xx} . Последний определялся экспериментальным путем по измерениям Δg вдоль стволов шахт. Аномалии силы тяжести вычислялись по следующей формуле:

где
$$\Delta g = g_i - \gamma_0 + V_{xx} / \Delta h - \Delta g_k,$$

 g_i - измеренное значение силы тяжести; γ_0 - нормальное значение силы тяжести; V_{xx} - вертикальный градиент; Δh - разность высот в точках i и k ; Δg_k - разность измеренного и нормального значения силы тяжести в исходной точке k .

Интерпретация данных подземной гравиметрии существенно отличается от наземной. Для качественной характеристики аномалий силы тяжести, полученных в горных выработках, необходимо было изучить характер гравитационного поля на моделях. Поэтому на ЭВМ производились аналитические расчеты гравитационного поля для наклонных пластов, поскольку Белозерское железорудное месторождение представлено метаморфическим комплексом пород, состоящим из пачек пластов.

Перечислим некоторые характерные особенности кривых силы тяжести. Все кривые Δg от наклонных пластов имеют два экстремума. На этих кривых независимо от угла наклона пластов и их горизонтальной мощности экстремальные точки определяют мощность пластов, поскольку силы тяжести измерялись вблизи границы пластов. Кривые Δg имеют отрицательные ветви только в том случае, если угол падения пласта составит 45° и меньше. Максимальное значение между экстремумами кривых Δg наблюдается, когда пласт падает под углом 45° . Для пластов, падающих под углами больше чем 45° , разность между экстремумами уменьшается. По абсолютной величине Δg почти не зависит от угла падения пласта. Левые ветви кривых Δg по абсолютному значению изменяются значительно больше, чем правые. Это относится как к первому, так и второму горизонту. Горизонтальный градиент силы тяжести зависит от угла падения пластов: чем меньше угол падения пластов, тем он больше; наименьшее значение его наблюдается от пластов, падающих под углом больше 85° . Эти закономерности позволяют при качественной и количественной интерпретации наметить: по экстремумам - горизонтальную мощность пластов; ветвям кривых - направление падения пластов и указать относительный угол их падения. Рассматривая кривые силы тяжести от наклонных пластов с переменной плотностью, следует отметить, что с изменением плотности изменяется горизонтальный градиент.

Δg и на кривых четко намечаются изломы. Таким образом, по изменениям горизонтального градиента силы тяжести можно определить плотность пластов, а по изломам кривых наметить их контакты.

Если плотность пластов изменяется в вертикальном направлении, то кривая силы тяжести характеризуется криволинейными участками. Кривизна кривой тем больше, чем большая часть пласта замещается.

Выявленные особенности были использованы при качественной и количественной интерпретации данных гравиразведки в горных выработках.

Аномалии силы тяжести, полученные в выработках, изображены в виде изолиний и графиков Δg .

На рис. 1 показан план изолиний, характеризующий гравитационное поле между ортами 2-с и 9-ю. Сечение изолиний и изоаномал для всех карт 0,1 мгл, что вызвано в основном масштабом съемки, так как полученная

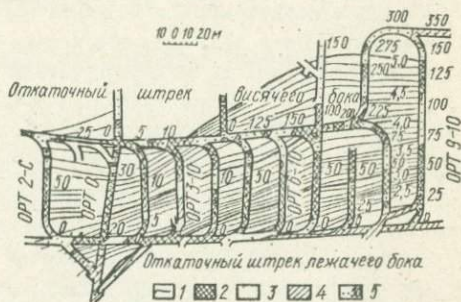


Рис. 1. Карта изоаномал силы тяжести (горизонт 480 м):
1 - изоаномалы силы тяжести;
2 - сланцы; 3 - кварциты;
4 - железная руда; 5 - пакеты.

точность измерения силы тяжести позволяет выбрать сечение менее 0,1 мгл. На этой карте (рис. 1) можно отметить некоторые особенности. Прежде всего, гравитационное поле разделено на две части - восточную и западную. Граница их - южный откаточный штрек лежачего бока - соответствует контакту между сланцами и кварцитами или сланцами и рудой.

Горизонтальный градиент силы тяжести изменяется от 0,1-0,2 мгл/м в восточной части до 0,03-0,06 мгл/м в западной. Если вмещающими породами рудных тел являются сланцы - градиент большой, если кварциты - он меньше. Для многих выработок горизонтальный градиент вначале больше, чем в конце, потому что в большинстве случаев в начале выработок размещены сланцы, а в конце - кварциты.

Изолинии и изоаномалы силы тяжести вытянуты в северо-западном направлении, что обусловлено простираемостью структуры.

Количественная интерпретация аномалии силы тяжести выполнена по ортам способом подбора с использованием ЭВМ. Прямая задача решалась ЭВМ "Минск-22" по программе для трехмерного случая [1].

Подбор происходил в такой последовательности: сначала сопоставлялись контакты, установленные по данным геологии и гравиметрии. Последние определялись по изломам кривых, как следовало из теоретических расчетов,

больше на горизонте 400 м, чем на горизонте 480 м, а в другом интервале — наоборот; наиболее однороден он в западной части. На востоке плотность этого пласта уменьшается и только в интервале пикетов I10-I20 она увеличивается до $4,3 \text{ г/см}^3$. Колебание плотности связано с изменением содержания железа в руде. К востоку от рудного пласта размещается пласт кварцитов с плотностью $3,6 - 3,75 \text{ г/см}^3$. В интервале пикетов от I20 + 13 м до I20 + 150 м находятся сланцы плотностью $2,97 \text{ г/см}^3$, а интервал I500 м, начиная от ПК I20 + 150 м, сложен амфиболитами с плотностью $2,8 \text{ г/см}^3$.

Литература

1. Голизра Г.Я., Попов В.М., Ахметшина А.К. Реферативная информация. УССР, вып.6. "Вища школа", К., 1972.
2. Пельшенко В.М. — Геофиз. сб. АН УССР, 1964, в.8.

К ВОПРОСУ О МЕТОДИКЕ ПОДЗЕМНОЙ ГРАВИМЕТРИИ

В.П.Павлов, В.И.Андреев

(Трест "Ленинруда", Криворожский горнорудный институт)

В Кривбассе подземная гравиразведка применяется с 1958 г. Уже первыми работами была доказана целесообразность использования гравиразведки в подземных горных выработках как поисково-разведочного метода, предназначенного для поисков новых "слепых" рудных тел, не вскрытых горными выработками и буровыми скважинами, определения средней плотности пород и руд в массиве, а также для изучения геологического строения месторождений бассейна [5,3].

Исходя из результатов работ, авторы рекомендуют при подземных наблюдениях силы тяжести опираться на сеть опорных пунктов, увязывающих измерения, выполненные на всех горизонтах исследований.

С 1963 г. подземные гравиразведочные работы были продолжены Криворожским НИГРИ и Криворожской геофизической экспедицией треста "Днепрогеофизика" [1,2,6 - 8].

Несмотря на многочисленные методические разработки, в области подземной гравиметрии [1-8] остаются невыясненными в значительной мере вопросы о размере шага гравиметровой съемки и точности наблюдений. По существу эти вопросы определяются размерами и интенсивностью гравитационных аномалий от рудных объектов, представляющих поисково-разведочный интерес. Другими словами, в результате гравиметровой съемки должны быть установлены аномалии от минимальных по размерам, но кондиционных для промышленности рудных тел.

По Кривбассу минимальная по кондиции залежь богатых руд должна составлять не менее 10000 т при удалении основных рудных тел на расстоянии не более 40 м.

Рассчитаем, какую аномалию мы можем ожидать от такой залежи сферической формы:

$$\Delta g = k \frac{M}{R^2} \cdot 10^3 = \frac{2 \cdot 10^{-7} \cdot 10^{10} \cdot 10^3}{3 \cdot 16 \cdot 10^6} = \frac{2}{48} = 0,042 \text{ мгл,} \quad (I)$$

где K - гравитационная постоянная, равная $66 \cdot 10^{-9}$; M - масса залежи; R - расстояние от точки наблюдения до центра этой залежи.

Из уравнения (I) следует, что аномалия должна определяться с очень высокой точностью, а шаг наблюдений не должен быть более 10 м. Для условий подземных наблюдений характерно, что даже более крупные залежи также могут создавать очень слабые аномалии (0,05 - 0,1 мгл), если объем этих залежей расположен более или менее симметрично относительно горизонта (плоскости) наблюдений.

Отмеченная особенность, а также внедрение к настоящему времени на рудниках Кривбасса новых шахтных гравиметров типа ГШ-I, обладающих высокой точностью, вызывает необходимость в более внимательном подходе к вопросу о методике ведения подземных гравиметровых работ.

Группой руднично-шахтной геофизики проведены некоторые исследования методического характера; апробирована методика разбивки сети, выбран ее оптимальный вариант и исследована целесообразность продолжения гравиметровых работ в горных выработках в день перестройки диапазона измерений.

Выбор оптимального варианта развития опорной сети

Для исследований на одном из рудников Кривбасса выбран участок (профиль по штреку), на котором в последующем должна проводиться гравиметрическая съемка с поисковой целью. По этому профилю были разбиты через каждые 10 м пикеты рядовых наблюдений; опорные точки выставлены через 100 м. Опорная сеть развивалась в виде семи-, шести-, пяти-, четырех- и треугольников. Наблюдение на опорных пунктах велось одновременно двумя гравиметрами типа ГШ-I № 313 и 626 по методике 100%-ных повторений, т.е. каждая связь была отнаблюдена четыре раза. По результатам наблюдений вычислялась средняя квадратическая ошибка определения силы тяжести на опорных пунктах ($\varepsilon_{оп}$). В табл. I представлены результаты исследований, из которых видно, что фактические невязки в 2-5 раз меньше допустимых (исключая шестиугольник). Более высокая точность измерения силы тяжести получена в полигонах, заданных в виде пяти-, четырех-, треугольников. Расчеты на условно выбранном профиле длиной 1200 м по количеству связей и времени, необходимому для их наблюдения, показали, что меньше всего связей потребуется для увязки семиугольника. С уменьшением сторон многоугольников (от семи до четырех) количество связей увеличивается на постоянное число восемь. В треугольнике наблюдается резкое увеличение связей из-за значительного количества сопряженных сторон.

Как показала практика работ, на наблюдение каждой связи нужно затратить около 9 мин. В табл. I указано время, необходимое для увязки опорной сети в зависимости от способа разбивки. Как видно, минимальное время нужно для увязки семи- и шестиугольников, а максимальное - для треугольников.

Т а б л и ц а I

Вид многоуголь- ника	Невязки		Средняя квадрати- ческая ошибка оп- ределения силы тяже- сти $\epsilon_{оп}$, мгЛ	Коди- чество связей (на I, 2 км)	Время наблю- дения, ч	Примеча- ние
	допусти- мые, мгЛ	фактичес- кие, мгЛ				
Семиугольник	+0,053	+ 0,01	+0,014	56	8,4	
Шестиугольник	$\pm 0,049$	+ 0,03	$\pm 0,014$	64	9,6	
Пятиугольник	$\pm 0,045$		$\pm 0,011$	72	10,8	
Четырехугольник	$\pm 0,040$	+ 0,02 - 0,01	$\pm 0,012$	80	12,0	Исследо- вано два полигона
Треугольник	$\pm 0,035$	+ 0,01 - 0,01	$\pm 0,010$	120	18,0	То же

Таким образом, установлено, что развитие опорной сети в виде пятиугольников является наилучшим вариантом, позволяющим не только быстро развивать опорную сеть, но и выполнять наблюдения с высокой точностью (среднеквадратическая погрешность определения силы тяжести на опорном пункте пятиугольного полигона - $\pm 0,011$ мгЛ).

Исследование качественной характеристики аппаратуры ГШ-I после перестройки диапазона измерений

Решение этого вопроса имеет большое значение, так как в недалеком будущем подземная гравиразведка будет применяться повсеместно на рудниках Кривбасса и других железорудных бассейнах. Съёмка будет вестись на всех горизонтах, во всех горных выработках и вдоль стволов шахт. При этом неизбежны непредвиденные случаи срыва работ (загазованность выработки, наличие заколов, нарушение крепи, обильный капел и т.д.). В этих случаях оператору придется самостоятельно принимать решение и переходить на другой участок исследований. Последний может быть расположен на значительном расстоянии от первого либо на другом горизонте. Прибыв на второй участок оператор в начале съёмки может обнаружить, что индекс маятника не выводится на середину и взять отсчет невозможно.

Причина этого явления ясна - малый диапазон измерений, который согласно паспортным данным равен (без перестройки) не менее 20 мгЛ. Однако эта узость диапазона не является их недостатком, наоборот, с уменьшением диапазона измерений увеличивается точность наблюдений. Преимущества гравиметров ГШ-I перед гравиметрами, ранее используемыми в подземных условиях, бесспорны: малое сползание нуля-пункта, довольно высокая точность, стабильность в работе. Несмотря на эти преимущества с малым диапазоном измерений нельзя не учитывать.

Необходимость в наблюдениях с перестройкой диапазона измерений еще чаще будет возникать при увязке вертикальных стволов шахт (при передаче

значений силы тяжести с поверхности на горизонты наблюдений). В практике перестройка диапазона легко осуществима, но при этом наблюдается резкое изменение режима работы прибора. В настоящее время при работе с наземными гравиметрами для возобновления съемки прибор после перестройки диапазона выдерживается в спокойном состоянии не менее 10–15 ч. В подземных условиях, при сплошных съемках во всех горных выработках такой метод неприемлем. Задача должна решаться быстро.

В своих исследованиях мы разрабатывали метод, позволяющий в одну и ту же смену вести работы после одно-двухкратных перестроек без уменьшения точности работ.

Для исследований был выбран тот же участок, на котором были развиты два полигона в виде треугольников и увязана опорная сеть по упомянутой методике. Погрешность определения силы тяжести на опорном пункте составляла $\varepsilon_{оп} = 0,01$ мгл. Через несколько дней увязка опорной сети была повторена, но уже с перестройкой диапазона. Один из треугольников мы увязали без перестройки, затем перестроили диапазон измерений и продолжали наблюдения (прибором № 313 через 7 мин, прибором № 626 – через 25 мин) на втором треугольнике, опять вычисляли $\varepsilon_{оп}$ для каждого полигона (табл. 2).

Т а б л и ц а 2

Номер прибора	Δt	$\varepsilon_{оп}$		Дата
		до перестройки	после перестройки	
313 626	-	0,010	-	2.У1 1972 г.
313 626	0 ч 07 мин 0 ч 25 мин	0,010	0,025	8.У1 1972 г.
313 626	1 ч 02 мин 0 ч 50 мин	0,010	0,010	9.У1 1972 г.

Анализ работы показывает, что ошибка до перестройки отличается от ошибки после перестройки на 0,015 мгл. Итак, причиной значительного расхождения является малое время (Δt) между перестройкой диапазона и началом повторной съемки.

Повторные исследования были проведены в той же последовательности, но время Δt было увеличено до 50–60 мин, причем в интервале времени Δt прибор вводился в режим медленно: взятие отсчетов на точке чередовались с транспортировкой гравиметра по выработке в течение 3–5 мин. Как показала практика работ, достаточно провести две-три такие операции и начать новые измерения не ранее, чем через 50–60 мин, как можно добиться хорошей сходимости. Это вывод следует из повторных исследований (табл. 2). Как видно из табл. 2, прибор № 313 начал работу в стабильном режиме через 1 ч 02 мин, а № 626 – через 0 ч 50 мин. Средние квадратические ошибки определения силы тяжести, вычисленные по двум приборам, равны при этом 0,010 мгл, т.е. равны $\varepsilon_{оп}$, полученной 2.У1 1972 г.

Таким образом, качество работ гравиметров ГШ-1 после перестройки диапазона измерений сохраняется, но съемку нужно начинать не раньше чем через 1 ч, медленно вводя при этом прибор в режим по описанному способу.

Данные выполненных исследований позволяют сделать такие выводы.

1. Специфика подземной гравиметрии и горно-геологические условия проведения ее на рудниках Кривбасса требуют высокой точности наблюдений аномалий силы тяжести.

Как показывает опыт, уже в настоящее время при наличии приборов ГШ-1 точность определения силы тяжести на опорных гравиметрических пунктах может быть достигнута порядка 0,010-0,015 мгл, рядовых - 0,020 - 0,025 мгл. Для этого необходимо: а) опорную сеть в подземных условиях на профилях более 500 м развешивать, высокоточными шахтными гравиметрами ГШ-1 в виде пятиугольников, на профилях менее 500 м - в виде четырех- или треугольников; б) наблюдения на опорной и рядовой сетях проводить двумя гравиметрами по методике 100%-ных повторений.

2. Наблюдения с гравиметрами типа ГШ-1 необходимо начинать не раньше чем через 1 ч после перестройки диапазона измерений, используя этот промежуток времени для медленного введения прибора в режим по описанному способу.

Литература

1. Андреев В.И., Канюка А.И. Методика, техника и результаты подземных работ в горных выработках Кривбасса. - В кн.: У1 науч.-техн. геофиз. конф. Л., 1968.
2. Гаркаленко И.А., Андреев В.И. О результатах и перспективах подземных геофизических исследований в Кривбассе. - Геофиз. сб. АН УССР, в.32, 1969.
3. Казинский В.А. Вопросы гравиметрии и методы ее применения в горном деле. "Наука", М., 1969.
4. Мудрецова Е.А. - В кн.: Тр. Московского геол.-развед. ин-та, в.36, разведочная геофизика. М., 1959.
5. Мудрецова Е.А. - В кн.: Методика подземных гравиразведочных работ с гравиметрами на рудных месторождениях. - В кн.: Науч.-техн. информация ВИМСа, 1963.
6. Панасенко В.Н., Муромцева З.Г. Методика выполнения гравиметрических наблюдений в подземных горных выработках Криворожского бассейна. - В кн.: Сб. науч. статей НИГРИ УССР, 1962, 9.
7. Пелюшенко В.М., Канюка А.И. Использование гравиразведки в подземных выработках Кривбасса. - Информ. бюл. Мат. междунар. геофиз. года, 1964, 6.
8. Юнков А.А. К интерпретации гравитационных аномалий в горных выработках. Геофиз. сб. АН УССР, 1965, в.3 (14).

ПРИМЕНЕНИЕ НЕКОТОРЫХ ПОЛОЖЕНИЙ ТЕОРИИ ВЕРОЯТНОСТЕЙ
ДЛЯ ВЫБОРА РАЦИОНАЛЬНЫХ РАЗМЕРОВ СЕТИ НАБЛЮДЕНИЙ
ГЕОФИЗИЧЕСКИХ СЪЕМОК

В.А.Ахметшин

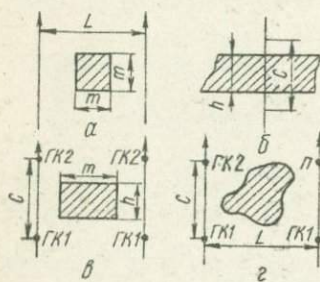
(Днепропетровская гравиметрическая экспедиция)

Во всех учебных пособиях и инструкциях по проведению геофизических съемок шаг наблюдений и расстояние между профилями рекомендуется принимать равным половине или даже одной трети соответствующих объектов (аномалий, ореолов рассеяния и т.д.). При этом предполагается, что увеличение размеров поисковой сети по сравнению с рекомендованными неизбежно приведет к пропуску интересующих аномалий. Однако понятно, что даже в случае, если размеры поисковой сети намного больше линейных размеров аномалий, вероятность обнаружения последних не равна нулю, а имеет какую-то определенную величину, зависящую от размеров аномалии и поисковой сети.

Для вывода количественных соотношений между указанными величинами рассмотрим несколько примеров из практики проведения геофизических съемок.

Пример 1. Имеется магнитная аномалия квадратной формы (квадратная форма берется для простоты). Определим вероятность обнаружения аномалии с помощью аэромагнитной съемки, если известно, что расстояние между маршрутами съемки равно L , а длина стороны квадратной аномалии — m , причем $L > m$ (рисунок, а). В приведенном случае видно, что вероятность обнаружения указанной аномалии

$$P_1 = \frac{m}{L}. \quad (1)$$



Пример 2. Производится маршрутная металлометрическая съемка с шагом отбора проб равным C . Найдем вероятность обнаружения двумерного ореола рассеяния шириной n , расположенного перпендикулярно к поисковому профилю. Известно, что $C > n$ (рисунок, б). Из рисунка видно, что вероятность подсечения ореола

$$P_2 = \frac{n}{C}. \quad (2)$$

Пример 3. Найдем вероятность выявления гравиметрической аномалии прямоугольной формы размерами m, n с помощью гравиметровой съемки по сети L, C , причем $L > m, L > n, C > m, C > n$ (рис. 1, в). Вероятность попадания аномалии на один из профилей P_1 будет такой: $P_1 = \frac{m}{L}$, вероятность же того, что на попавшую на профиль аномалию при-

дется точка наблюдения определится $\rho_2 = \frac{\pi}{C}$. Применяв теорему умножения вероятностей (1), получим, что вероятность подсечения указанной аномалии данной сетью составит

$$\rho_3 = \rho_1 \rho_2 = \frac{m}{L} \cdot \frac{\pi}{C} = \frac{S}{S}, \quad (3)$$

где S - площадь аномалии; S - площадь одной ячейки сети наблюдений.

Легко показать, что формула (3) справедлива и для случая аномалии произвольной формы.

Пример 4. Имеется аномалия (безразлично какая) произвольной формы, меньшая по размерам, чем размеры поисковой сети. Найдем вероятность ее обнаружения. Линию, ограничивающую аномалию, обозначим как контур G (рисунок, г). Разделим всю площадь внутри контура G на i квадратных участков размерами Δm_i и Δn_i . Вероятность обнаружения каждого отдельного такого участка следующая:

$$\rho_i = \frac{\Delta m_i \cdot \Delta n_i}{L \cdot C}.$$

Вероятность обнаружения всей аномалии по теории сложения вероятностей (1) вычислится как сумма всех ρ_i , т.е.

$$\rho = \sum_{i=1}^{i=t} \frac{\Delta m_i \cdot \Delta n_i}{LC},$$

или, переходя к дифференциалам, т.е. при $\Delta m \rightarrow$ и $\Delta n \rightarrow 0$

$$\rho = \iint_{(G)} \frac{dm dn}{LC} = \frac{1}{LC} \iint_G dm dn = \frac{S}{S},$$

где S - площадь аномалии; S - площадь одной ячейки поисковой сети.

Таким образом, вероятность обнаружения аномалии размерами меньшими, чем поисковая сеть, равна отношению площади аномалии к площади одной ячейки поисковой сети.

Сформулированный вывод может быть рекомендован для использования на практике в двух случаях.

1. При проектировании геофизических съемок можно задаться какой-то определенной вероятностью 70-80-90-95%, а не 100%, как это делалось ранее. Соответствующая заранее заданной вероятности сеть позволит при меньших затратах обнаружить подавляющее большинство изолированных произвольно разбросанных по району аномалий, например, вызванных карстовыми бокситами или кимберлитовыми трубками.

2. По результатам проведенной съемки в случае, если ее сеть оказалась меньше размеров выявленных аномалий, можно вычислить вероятность обнаружения аномалий. После этого, принимая количество выявленных аномалий за количество благоприятных случаев по формуле классического определения вероятности (2), можно примерно определить (так как в данном случае частота проявления события принята за вероятность) общее количество

всех аномалий данного размера на исследованной площади, что позволит оценить перспективы данного участка на какой-либо вид полезного ископаемого.

Литература

1. Вентцоль Е.С. Теория вероятностей. Физматгиз, М., 1958.
2. Гнеденко Б.В. Курс теории вероятностей. Физматгиз, М., 1961.

ВЫЧИСЛЕНИЕ ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ, ВЫЗВАННОГО МАССАМИ ОСАДОЧНОГО БАСЕЙНА

Г.Я.Голиздра

(Днепропетровский горный институт)

При изучении гравиразведки осадочных бассейнов часто приходится прибегать к решению прямой задачи, причем исходные данные обычно следующие. Плотность пород определяется по образцам, отобранным из керна скважин. Отдельные измерения затем осредняются по скважине чаще всего в пределах литологического или стратиграфического горизонта. Другой источник сведений о плотности - интерпретация каротажа [4].

В таких районах, как Донбасс, при структурном или разведочном бурении скважины располагаются вдоль почти прямолинейных профилей. Густота скважинами обычно такова, что возможна даже линейная интерполяция между скважинами границ литологических или стратиграфических горизонтов.

На рис.1 графически изображен теоретический пример данных, получаемых в результате обработки плотности по нескольким скважинам вдоль профиля. Именно в таком виде (рис.1) обычно и задается распределение плотности при детальном разведочных работах в осадочном бассейне.

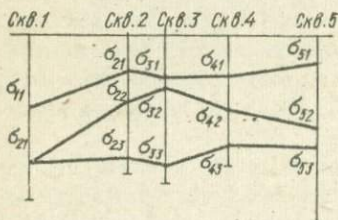


Рис.1. Теоретический пример распределения плотности в осадочных породах.

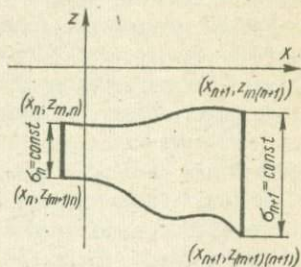


Рис.2. Сечение двумерных масс с переменной плотностью.

При вычислении поля сложный разрез приходится разбивать на отдельные участки. В качестве элемента приняты двумерные массы, в сечении которых - четырехугольник, у которого две стороны вертикальны, а две другие - отрезки аналитических кривых, уравнения которых такие: $x' = u_m(x')$ и $x' = u_{m+1}(x')$ (рис.2). Наибольший интерес представляет распределение плотности этих масс. В данном "полигоне" плотность переменна и задана следующим уравнением:

$$\sigma(x') = \frac{\sigma_{n+1} - \sigma_n}{x_{n+1} - x_n} x' + \frac{\sigma_n x_{n+1} - \sigma_{n+1} x_n}{x_{n+1} - x_n} \quad (1)$$

На вертикальной линии $x' = x_n$ $\sigma(x') = \sigma_n = const$ и на линии $x' = x_{n+1}$ $\sigma(x') = \sigma_{n+1} = const$. Таким образом, на вертикальных линиях плотность постоянна, а между ними изменяется линейно.

Выражение силы тяжести $\Delta g(x, x')$ для этого полигона легко записать в виде

$$\Delta g(x, x) = 2k \int_{x' = x_n}^{x' = x_{n+1}} \int_{x' = u_m(x')}^{x' = u_{m+1}(x')} \sigma(x') \frac{x - x'}{(x - x')^2 + (x - x')^2} dx' dx' \quad (2)$$

В уравнении (2) выполним интегрирование аналитически только по x' . В результате получим

$$\Delta g(x, x) = k \int_{x' = x_n}^{x' = x_{n+1}} \sigma(x') \ln \frac{(x - x')^2 + (x - u_{m+1}(x'))^2}{(x - x')^2 + (x - u_m(x'))^2} dx' \quad (3)$$

Если x' изменяется в пределах от $-\infty$ до $+\infty$, то можно найти Δg для бесконечного слоя с переменной мощностью

$$\Delta g(x, x) = k \int_{-\infty}^{+\infty} \sigma(x') \ln \frac{(x - x')^2 + (x - u_{m+1}(x'))^2}{(x - x')^2 + (x - u_m(x'))^2} dx' \quad (4)$$

Частный случай этой формулы, когда слой горизонтален, хорошо известен благодаря исследованиям В.М.Новоселицкого [1], В.Н.Страхова [2] и Д.Гендзвилла [3].

Показана важная практическая роль формулы (3) при решении прямой задачи для сложного распределения масс осадочного бассейна.

Оставшийся в формуле (3) интеграл удобнее найти численно по одной из квадратурных формул. Интеграл (3) уравнения можно вычислить, если в явном виде заданы уравнения $x' = u_m(x')$ и $x' = u_{m+1}(x')$. Часто на практике можно принять, что границы слоя представляют отрезки прямых линий, тогда уравнение (3) преобразуется

$$\Delta g(x, x) = k \int_{x' = x_n}^{x' = x_{n+1}} \sigma(x') \ln \frac{(x - x')^2 + (x - a_{m+1}x' - b_{m+1})^2}{(x - x')^2 + (x - a_m x' - b_m)^2} dx' \quad (5)$$

где

$$a_m = \frac{x_{m(n+1)} - x_{mn}}{x_{n+1} - x_n}, \quad b_m = \frac{x_{mn}(x_{n+1} - x_n) - x_n(x_{m(n+1)} - x_{mn})}{x_{n+1} - x_n}$$

$$a_{m+1} = \frac{x_{(m+1)n} - x_{(m)n}}{x_{n+1} - x_n}, \quad b_{m+1} = \frac{x_{(m+1)n} (x_{n+1} - x_n) - x_n (x_{(m+1)n} - x_{(m)n})}{x_{n+1} - x_n}. \quad (6)$$

Таким образом, численное интегрирование в формуле (5) позволяет найти поле Δg одного полигона. При решении прямой задачи часто необходимо объединять действие нескольких полигонов для образования поля слоя, а также удобно выделять слои в пределах стратиграфического или литологического горизонта (см. рис. 1). Поле всего разреза получается суммированием полей отдельных слоев.

По описанному алгоритму Т.А. Татариновой составлена программа для ЭВМ "Минск-22", которая названа "Скважина". Алгоритм "Скважина" широко применялся при изучении гравитационным методом пликативных и разрывных нарушений в осадочной толще Донбасса.

Для иллюстрации практического применения алгоритма приводятся результаты вычисления поля для плотностного разреза осадочной толщи (рис. 3). На графиках представлены поля Δg отдельных слоев и всего разреза.

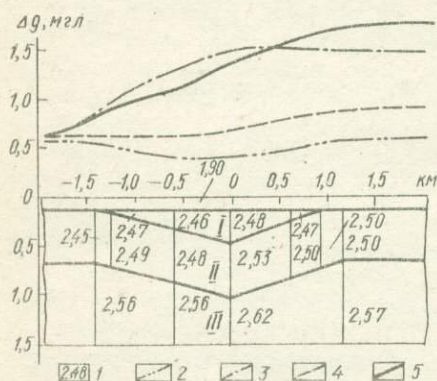


Рис. 3. Вычисление поля Δg с помощью алгоритма "Скважина" для синклинали в складке в осадочных отложениях Донбасса:

I - среднее значение плотности в интервале; графики Δg , вызванные массами: 2 - I слоя; 3 - II слоя; 4 - III слоя, 5 - всего разреза.

Увеличение плотности к центру синклинали приводит к тому, что она проявляется в гравитационном поле очень неотчетливо.

Литература

1. Новоселицкая В.М. К теории определения изменения плотности в горизонтальном пласте по аномалиям силы тяжести. - Изв. АН СССР, физика Земли, 1965, 5.
2. Страхов В.Н. К теории прямых поисков нефти и газа. - Изв. АН СССР, физика Земли, 1967, 10.
3. Gendzwil D.J. The gradational density contrast as a gravity interpretation model. - Geophysics, 1970, 2, 35.
4. Hammer S. Deep gravity interpretation by stripping. - Geophysics, 1963, 3, 28.

МЕТОД АНАЛИТИЧЕСКОГО ПРОДОЛЖЕНИЯ И НЕКОТОРЫЕ ВОЗМОЖНОСТИ
ИНТЕРПРЕТАЦИИ НА ЕГО ОСНОВЕ

С.С.Скотаренко, В.И.Гуреев
(Трест "Днепрогеофизика")

Аналитическое продолжение потенциальных полей в нижнее полупространство описано в нескольких работах [3,4,6]. Необходимость рассмотрения этого вопроса вновь вызвана, на наш взгляд, двумя факторами: точностью вычислений продолжаемой функции и устранением случайных ошибок — "поля ошибок" [1].

Наиболее успешной, как нам кажется, является идея, развиваемая в работе [6], — аппроксимация заданной функции рядом Фурье, пересчет с уровня на уровень и сглаживание на каждом уровне.

На основе данных работы [2], мы предлагаем иной подход к решению вопроса аппроксимации, сглаживания и аналитического продолжения. Нами предлагается и рассматривается метод аппроксимации заданной функции разложением в ряд Фурье по синусам с применением аппарата сглаживания, разработанного авторами, отличного от используемых в известных работах [1, 6], аналитического продолжения в нижнее полупространство и возможность использования результатов его для комплексной интерпретации гравиразведки и сейсморазведки.

Аппроксимация исходной функции $g(x)$ рядом Фурье по синусам

$$V_x(x) = \sum_{n=1}^N B_n \sin \frac{\pi n x}{L}, \quad (1)$$

где $V_x(x)$ — аппроксимированная функция; B_n — коэффициенты ряда Фурье; L — длина задания участка $V_x(x)$, при удовлетворении условиям $V_x(0) = V_x(L) = 0$ имеет преимущество перед другими способами аппроксимации в том, что ни она, ни ее первая производная не будут иметь разрывов и скорость убывания коэффициентов ряда Фурье будет n^{-3} [5]. Указанное условие получается при преобразовании $g(x)$ в $V_x(x)$:

$$V_x(x) = g(x) - (\alpha + \beta x),$$

где $\alpha = g(0)$, $\beta = \frac{g(L) - g(0)}{L}$,
что соответствует устранению линейной и постоянной составляющей из $g(x)$.

Гладкость $V_x(x)$ достигается применением суммирования ряда (1) по методу Фейера [5] при необходимом числе членов ряда, которое определяется условием

$$\bar{\rho} \leq \varepsilon, \quad (2)$$

т.е. точность аппроксимации $V_x(x)$ рядом (1) не превышает точности наблюдений ε функции $g(x)$.

Величина $\bar{\rho}$ определяется следующим образом. Если принять

$$\rho(x) = V_x(x)_m - V_x(x)$$

за ошибку разложения $V_x(x)$ при фиксированном числе членов ряда m в каждой точке заданной функции, то

$$\bar{\rho} = \frac{\sum_{i=1}^n |\rho(x_i)|}{n},$$

где n - число ординат V_x на интервале L .

Такой подход к достижению гладкости аппроксимируемой кривой позволил полностью устранить колебания Гиббса [5, 8] и случайные погрешности задания $V_x(x)$.

Аналитическое продолжение V_x в нижнее полупространство производим по формуле

$$V_x(x, z) = \sum_{n=1}^N \beta_n \sin \frac{\pi n s}{L} l^{\frac{\pi n s}{L}} \left(\frac{\sin \frac{\pi n}{N}}{\frac{\pi n}{N}} \right)^2, \quad (3)$$

где x - уровень вычислений (положительное направление оси x вниз).

Поскольку при $x \neq 0$ ряд (3) не является рядом Фурье [7], для получения равномерной сходимости тригонометрического ряда нами используются множители Римана $\left(\frac{\sin \frac{\pi n}{N}}{\frac{\pi n}{N}} \right)^2$. Методика вычислений следующая.

Исходная функция $g(x)$ преобразуется в $V_x(x)$ для достижения условия $V_x(0) - V_x(L) = 0$ и разлагается в ряд (1). Коэффициенты β_n ряда Фурье вычисляются по методу Филона [8]. Число коэффициентов β_n ряда ограничивается условием (2). Затем, используя вычисленные на исходном уровне коэффициенты β_n , определяем $V_x(x, z)$ по уравнению (1), а V_{xz} , V_{zx} , V_{sz} - по формулам

$$V_{xz}(x, z) = \frac{\pi}{L} \sum_{n=1}^N \pi \beta_n \cos \frac{\pi n x}{L} l^{\frac{\pi n x}{L}} \left(\frac{\sin \frac{\pi n}{N}}{\frac{\pi n}{N}} \right)^2, \quad (4)$$

$$V_{zx}(x, z) = \frac{\pi}{L} \sum_{n=1}^N \pi \beta_n \sin \frac{\pi n x}{L} l^{\frac{\pi n x}{L}} \left(\frac{\sin \frac{\pi n}{N}}{\frac{\pi n}{N}} \right)^2, \quad (5)$$

$$V_{sz} = \sqrt{V_{xz}^2 + V_{zx}^2}. \quad (6)$$

Применение множителей Римана $\left(\frac{\sin \frac{\pi n}{N}}{\frac{\pi n}{N}} \right)^2$ в формулах (4) и (5) нами проведено, как в работе [2].

По формуле (3), используя коэффициенты β_n исходного уровня Z_0 , продолжаем функцию на уровень $Z_1 = Z_0 + \Delta Z$. Продолженную функцию рассматриваем как исходную, что позволяет аппроксимировать ее рядом (1), а гладкость достигают выполнением условия (2) при суммировании ряда по методу Фейера. Используя вновь вычисленные β_n , определяем V_{xx} , V_{xz} , V_{zz} по формулам (4) - (6) при $Z = Z_1$. Производя таким образом пересчеты с уровня на уровень, мы получаем возможность рассмотреть изменение V_z и его производных в вертикальной плоскости.

По разработанному алгоритму составлена программа для ЭВМ "Минск-22". Точность вычислений и вида продолжаемых функций иллюстрируется рис.1, где представлены результаты аналитического продолжения с поверхности наблюдений на глубину 100 м теоретической кривой V_z , созданной

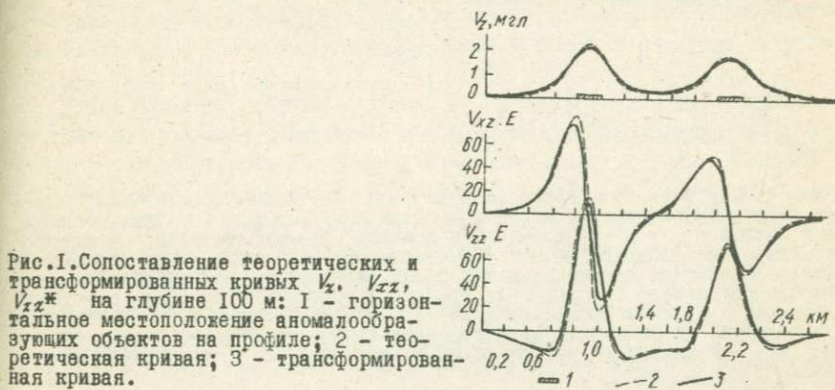


Рис.1.Сопоставление теоретических и трансформированных кривых V_z , V_{xz} , V_{zz} * на глубине 100 м: 1 - горизонтальное местоположение аномалообразующих объектов на профиле; 2 - теоретическая кривая; 3 - трансформированная кривая.

эффектом двух параллелепипедов, ограниченных по осям x и y и залегающих на глубинах 150 и 200 м (положение параллелепипедов на профиле показано штриховкой). Для сравнения даны теоретические кривые V_z , V_{xz} , V_{zz} , рассчитанные по формулам для параллелепипедов для глубины 100 м. Расхождения для V_z в среднем не превышают 3%, а для V_{xz} и V_{zz} - 5%. При этом максимальные расхождения имеют место в экстремумах функций.

Воспользовавшись такой методикой, мы произвели вычисления вдоль ряда сейсмических профилей КМПВ. На примере одного из них - профиля КМПВ вдоль Арабатской Стрелки - сделана попытка показать целесообразность применения аналитического продолжения и возможность получения новых геологических сведений, уточняющих и дополняющих известные. Здесь уже были проведены сейсмические работы МОВ, КМПВ, электроразведка методом ВЭЗ, ДЭЗ, бурение. Профиль пересекает известное Стрелковское газовое месторождение, приуроченное к структуре в отложениях дат-палеоцена. Геолого-геофизический разрез рассматриваемой части профиля по материалам Л.П.Недильюка представлен на рис.2. На преобразованной кривой силы тяжести выделяется

* Значения V_{xz} , V_{zz} , и V_{zz} даны в десятках этвеш.

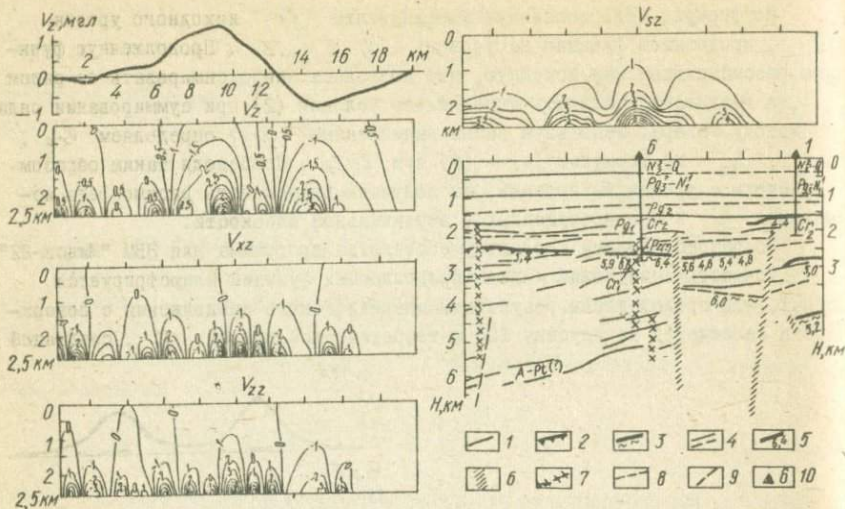


Рис. 2. Сопоставление распределения поля V_z и его производных в нижнем полупространстве с сейсмогеологическими данными: 1 - преобразованная кривая V_z ; 2 - преломляющая граница, предположительно отождествляемая с поверхностью юрских (?) отложений; 3 - преломляющая граница, предположительно отождествляемая с палеозойскими отложениями; 4 - отражающие горизонты; 5 - значения граничных скоростей, км/сек; 6 - тектонические нарушения по данным КМЦВ; 7 - предполагаемые зоны тектонических нарушений по данным электроразведки; 8 - стратиграфические границы; 9 - тектонические нарушения по данным МОВ; 10 - разведочные скважины.

максимум, осложненный аномалиями более высокого порядка, геологическая природа которых не была выяснена.

На рис.2 показано распределение поля V_z и его производных в вертикальной плоскости от поверхности наблюдений до глубины 2,5 км, интервал пересчета - 0,5 км. Поле V_z плавно растет до глубины 1,7-2 км и затем резко увеличивается по интенсивности, распадаясь на более медленные аномалии. Аналогичный характер изменения имеют и V_{zx} , V_{xz} , V_{zz} , достигая на глубине 2,5 км по интенсивности в отдельных частях профиля 90 этвеш. Такое поведение производных не случайно, а имеет вполне определенный геологический смысл. Сопоставление выявленных аномалий с особенностями изменения граничной скорости вдоль преломляющей границы, предположительно отождествляемой с поверхностью юрских (?) и палеозойских отложений, показывает четкое совпадение аномалий с участками увеличения граничной скорости. Так, аномалиям V_{zx} между 8-II и 14-16 км соответствуют участки увеличения граничной скорости на глубине 2,7 км с избыточной граничной скоростью 0,7-0,8 км/сек. На 0-3 км и 5-7 км профиля выделяются аномалии такого же характера и интенсивности. К сожалению, на этих участках по данным сейсморазведки не показана детальность

изменения граничных скоростей, хотя по виду аномалий ее следует ожидать. Обращает внимание также совпадение минимума V_{sz} у II км и тектонического нарушения по данным КМПВ. Предполагаемые зоны тектонических нарушений по данным электроразведки совпадают в основном с участками осей аномалий V_{sz} .

Учитывая известную линейную связь плотности и граничной скорости, следует предположить, что участкам аномалий V_{sz} соответствуют области распространения плотных пород, верхние кромки которых, видимо, совпадают с кровлей палеозойских образований. Некоторую неточность совпадения экстремумов V_{sx} и V_{sz} участков повышенной граничной скорости можно объяснить влиянием углов наклона контактов аномалообразующих объектов. Аномалии V_{sx} , по данным В.Н.Страхова [6], наименее подвержены влиянию углов наклона, поэтому при анализе совпадения аномалий и участков повышенной граничной скорости прежде всего обращалось внимание на функцию V_{sz} .

Таким образом, продолжение поля V_z и его производных в нижнее полупространство дало дополнительную геологическую информацию об особенностях строения участка под покровом палеоген-меловой толщи. Недоучет наличия участков с повышенной граничной скоростью может привести к искажению формы и глубины залегания преломляющей границы. Кроме того, выявленная плотностная неоднородность под осадочным покровом должна быть, на наш взгляд, учтена геологами при оценке перспектив нефтегазосности отложений, залегающих под меловыми образованиями.

В описанном примере применение разработанной методики ограничено качественной интерпретацией. Однако на этой основе возможны и некоторые количественные оценки условий залегания аномалообразующих объектов. Авторами на теоретических моделях установлена связь особенностей поведения V_{sz} в нижнем полупространстве с глубиной залегания центра тяжести тела. Изучение зависимости числа членов ряда Фурье аппроксимируемой функции V_z от глубины пересчета позволяет установить глубину залегания верхней кромки аномалообразующего объекта. Однако эти вопросы выходят за рамки настоящей работы.

Литература

1. Андреев Б.А., Клушин И.Г. Геологическое истолкование гравитационных аномалий. Гостоптехиздат, М., 1962.
2. Березкин В.М. Использование полного вертикального градиента силы тяжести для определения глубины до источников гравитационных аномалий. - Разведочная геофизика, 1967, в.18.
3. Володарский Р.Ф., Ланда Т.И. Геологическая интерпретация гравитационных и магнитных аномалий. "Недра", М., 1970.
4. Каратаев Г.И. и др. Решение некоторых задач гравиразведки и магниторазведки на электронных цифровых машинах. Изд-во СО АН СССР, Новосибирск, 1963.

5. Ланцон К. Практические методы прикладного анализа. Физматгиз, М., 1961.

6. Страхов В.Н. и др. Современная методика интерпретации магнитных и гравитационных аномалий типа КМА. - Физика Земли, 1971, 3.

7. Фихтенгольдц Г.М. Курс дифференциального и интегрального исчисления, т.Ш. "Наука", М., 1970.

8. Хемминг Р. Численные методы. "Наука", М., 1968.

ПРИВЕДЕНИЕ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ К УРОВНЮ МОРЯ (ПОПРАВКА ЗА ВЫСОТУ)

Р.Г.Юрковский

(Министерство геологии СССР)

При выводе формулы поправки в наблюдаемое значение силы тяжести за свободный воздух исходят из первого приближения Земли как шара. Формальное применение этой формулы при высокоточных гравиразведочных работах вносит ошибку за неучтенное отклонение шара от сфероида. В случае значительных перепадов высот пунктов наблюдений и отклонения широты района работ от $\varphi = 40^{\circ}$ эта ошибка может быть существенной.

Последние достижения в изучении фигуры и размеров Земли позволяют уточнить формулу поправки за редукцию в свободном воздухе.

В теории потенциала [2] выводится формула Брунса, преобразовывающая лапласиан $\Delta \omega$ к производной по нормали к поверхности уровня:

$$\frac{\partial g}{\partial x} = g \left(\frac{1}{M} + \frac{1}{N} \right) - 4\pi f \mu + 2\omega^2, \quad (1)$$

где $\frac{\partial g}{\partial x}$ - вертикальный градиент силы тяжести; g - ускорение силы тяжести; f - постоянная тяготения; μ - плотность воздуха; ω - угловая скорость вращения Земли; M, N - радиусы кривизны меридионального сечения и сечения первого вертикала.

Как известно из курса сфероидической геодезии [1],

$$M = \frac{a(1-e^2)}{(1-e^2 \sin^2 \beta)^{3/2}}, \quad N = \frac{a}{(1-e^2 \sin^2 \beta)^{1/2}}, \quad (2)$$

где e - первый эксцентриситет меридианного эллипса; a и b - большая и малая полуоси земного сфероида.

Применим формулу (1) для определения изменения нормальной силы тяжести J с высотой, т.е. для вывода редукции в свободном воздухе. Для этого подставим в формулу (1) значения M и N из формул (2) и простыми преобразованиями полученного выражения, удерживая члены до второго порядка малости включительно и пренебрегая вторым членом правой части формулы (1) как ничтожно малым, получим [3]

$$\frac{\partial J}{\partial h} = \frac{J}{a} (2 + e^2 - 2e^2 \sin^2 \beta) + 2\omega^2. \quad (3)$$

Заменим J в формуле (3) его выражением из формулы Клеро

$$J = J_e (1 + \beta \sin^2 \varphi - \beta_1 \sin^2 2\varphi), \quad (4)$$

которая отражает нормальный закон распределения силы тяжести на сфероиде. Кроме этого, принимая $V \approx \varphi$ (с ошибкой за уклонение отвеса) и заменяя ω^2 его выражением из отношения ускорения центробежной силы к ускорению силы тяжести на экваторе

$$q = \frac{\omega^2 a}{\gamma_e} \quad (5)$$

с принятой выше степенью точности, получаем формулу (3) в следующем виде:

$$\frac{\partial T}{\partial H} = \frac{\gamma_e}{a} \left\{ e^2 + 2 \left[1 + q + (\beta - e^2) \sin^2 \varphi - \beta_1 \sin^2 2\varphi \right] \right\}. \quad (6)$$

Подставляя в формулу (6) численные значения параметров референц-эллипсоида Красовского и параметров нормального распределения силы тяжести Гельмерта (1901-1909 гг.), принятых для обработки геодезических и гравиметрических измерений на территории СССР:

$$\begin{aligned} a &= 6378245000 \text{ см}, & \beta &= 0,005302, \\ e &= 0,90669342, & \beta_1 &= 0,000007, \\ \gamma_e &= 978,030 \text{ см/сек}, & q &= 0,00346782, \end{aligned}$$

получаем

$$\frac{\partial T}{\partial H} = 0,0000030877 (1 - 0,001382 \sin^2 \varphi - 0,000007 \sin^2 2\varphi). \quad (7)$$

Выразив высоты в метрах и заменив функции степеней через функции кратных дуг, получим формулу для приведения нормальной силы тяжести в свободном воздухе (мг):

$$\Delta g = 0,30856 (1 + 0,000691 \cos 2\varphi + 0,000003 \cos 4\varphi) H. \quad (8)$$

Литература

1. Багратуни Г.В. Курс сферической геодезии. Геодезиздат, М., 1961.
2. Идельсон Н.И. Теория потенциала. ОНТИ НКТП, Л.-М., 1936.
3. Михайлов А.А. Курс гравиметрии и теории фигуры Земли. Редобро ГУГК при СНК СССР, М., 1939.

ИССЛЕДОВАНИЕ СООТНОШЕНИЯ ПУАССОНА О СВЯЗИ ГРАВИТАЦИОННОГО И МАГНИТНОГО ПОТЕНЦИАЛОВ ДЛЯ НЕОДНОРОДНОЙ СРЕДЫ

Л.С.Нахамчик
(БелНИГРИ)

В практике геологической интерпретации гравитационных и магнитных аномалий часто используется гипотеза о том, что однородные по плотности и намагниченности, одинаковые по форме тела обуславливают гравитационные и магнитные поля, описываемые известным соотношением Пуассона:

$$\alpha = -\frac{f}{\sigma} \operatorname{grad} V, \quad (1)$$

где α - магнитный потенциал; V - гравитационный потенциал; f - вектор намагниченности; f - гравитационная постоянная; σ - плотность тела.

Рассматриваются возможности описания связи гравитационного и магнитного полей для более сложных физических моделей, т.е. когда нижнее полупространство может быть заполнено неоднородным по физическим свойствам телом.

Очевидно, что получение уравнения, подобного соотношению Пуассона, для сложных случаев позволит изучить степень неоднородности, в распределении в земной коре плотности и намагниченности.

I. Пусть x - точка (x_1, \dots, x_m) m -мерного евклидова пространства E^m , а G - некоторое множество в E . Обозначим через $C[G]$ совокупность непрерывных функций, определенных на G , и таких, у которых все производные до порядка k включительно существуют и непрерывны. При этом запись $u \in C[G]$ означает, что $u(x)$ - непрерывная функция, определенная на G ; запись $u \in C^k[G]$ означает, что $u(x)$ и все ее производные до порядка k включительно существуют и непрерывны на G .

Пусть $\hat{\Omega}$ - дифференциальный оператор с постоянными коэффициентами и $u \in C^2[G]$. Легко показать, что

$$\hat{\Omega} \hat{L} u = \hat{L} \hat{\Omega} u, \quad (2)$$

где \hat{L} - оператор Лапласа: $\hat{L} \equiv \nabla^2$.

Теорема I. Пусть v и u - соответственно решения дифференциальных уравнений

$$\begin{cases} \hat{L} v = g, \\ \hat{L} u = \varphi. \end{cases} \quad (3) \quad (4)$$

Если эти решения связаны операторно

$$u = \hat{\Omega} v, \quad (5)$$

то связь функций g и φ осуществляется тем же оператором $\hat{\Omega}$, если

$$g \in C^2[G], \text{ тогда } \varphi \in C^2[G], \text{ т.е. } \varphi = \hat{\Omega} g.$$

Действительно, из уравнения (4) следует, что

$$\varphi = \hat{L} u = \hat{L} \hat{\Omega} v,$$

а по уравнению (2)

$$\hat{L} \hat{\Omega} v = \hat{\Omega} \hat{L} v.$$

Следовательно, из уравнения (3) следует, что

$$\varphi = \hat{\Omega} \hat{L} v = \hat{\Omega} g.$$

Теорема 2 (обратная). Пусть g и φ - некоторые функции $g \in C^2[G]$, $\varphi \in C^2[G]$ в дифференциальных уравнениях (3) и (4). Если существует операторная связь

$$\varphi = \hat{K} g,$$

где \hat{K} - дифференциальный оператор с постоянными коэффициентами, то связь между решениями этих уравнений осуществляется тем же оператором \hat{K} при условии, что $v, u, \in C^2[G]$.

Пусть $\varphi = \hat{A}g$. Подобно тому как доказывалось в теореме I, получим поскольку $g = \hat{L}v$, то $\varphi = \hat{L}u = \hat{A}g$, следовательно $u = \hat{A}v$.

2. Пусть уравнения (3) и (4) - суть операторные уравнения Пуассона для гравитационного и магнитного потенциалов в области, занятой массами. При этом

$$\left. \begin{aligned} g &= -4\pi f\sigma, \\ \varphi &= 4\pi \operatorname{div} \vec{I} \end{aligned} \right\} \quad (6)$$

Рассмотрим использование теоремы 2 для изучения связи гравитационного и магнитного потенциалов, в частности соотношения Пуассона (1).

Пусть

$$\vec{I} = \vec{I}_0 \sigma, \quad (7)$$

где \vec{I}_0 - постоянный вектор, т.е. \vec{I} и σ постоянны (случай однородного тела).

Тогда $\varphi = 4\pi \partial_i I_i^*$, где $\partial_i^* = \frac{\partial}{\partial x_i}$, где

$$\varphi = 4\pi \partial_i I_i^* = 4\pi \partial_i I_0^i \sigma = 4\pi I_0^i \partial_i \sigma = -\frac{I_0^i}{f} \partial_i g,$$

т.е. оператор \hat{K} здесь определяется:

$$\hat{K} = -\frac{I_0^i}{f} \partial_i. \quad (8)$$

Следовательно, по теореме 2

$$u = \hat{K}v = -\frac{I_0^i}{f} \partial_i v = -\frac{I_0^i}{f\sigma} \partial_i v = -\frac{I_0^i}{f\sigma} \operatorname{grad} v.$$

Таким образом, мы получили известное соотношение Пуассона (1). Используя теорему I, можно, зная связь (5), получить уравнение (7).

Пусть $\hat{A} = -\frac{I_0^i}{f\sigma} \partial_i$, тогда

$$\partial_i I_i^* = \frac{I_0^i}{f\sigma} \partial_i (f\sigma) = \frac{I_0^i}{f\sigma} \partial_i \sigma = \frac{I_0^i}{f\sigma} \partial_i \sigma = \partial_i I_0^i \sigma,$$

так как по условию $\frac{I_0^i}{f\sigma}$ - постоянный коэффициент. Следовательно, $I_i^* = I_0^i \sigma$ или $\vec{I} = \vec{I}_0 \sigma$.

3. Для произвольной \hat{A} связи \vec{I} и σ можно тоже получить связь потенциалов V и U , однако связь потенциалов в этом случае будет отличной от \hat{A} .

Пусть $\vec{I} = \vec{I}_0 m$, где $m = \psi(\sigma)$, \vec{I}_0 - постоянный вектор. Перепишем уравнения Пуассона:

$$\left\{ \begin{aligned} \nabla^2 v &= -4\pi f\sigma, & (3') \\ \nabla^2 u &= 4\pi \operatorname{div} \vec{I} & (4') \end{aligned} \right.$$

* Здесь используется условие суммирования Эйнштейна: под всяким индексом, повторяющимся в данном выражении дважды, подразумевается суммирование, а знак суммы опускается. Такой способ обозначения суммирования "немными индексами" очень удобен и значительно упрощает запись формул.

в виде

$$\begin{cases} \partial_i \partial_i v = -4\pi f\sigma, & (3'') \\ \partial_i \partial_i u = 4\pi \operatorname{div} \vec{I}. & (4) \end{cases}$$

Возьмем градиент от обеих частей уравнения (3''), умножим на \vec{I}_0 и после несложных преобразований получим для уравнений (3'') и (4'') следующее выражение:

$$\partial_i \partial_i (u + \vec{I}_0^j \partial_j v) = 4\pi \vec{I}_0^j \partial_j (m - f\sigma). \quad (9)$$

Так как $\vec{I}_0^j \partial_j (m - f\sigma) = \partial_j (m - f\sigma) \vec{I}_0^j$, то уравнение (9) можно записать

$$\nabla^2 (u + \vec{I}_0 \operatorname{grad} v) = 4\pi \operatorname{div} [(m - f\sigma) \vec{I}_0]. \quad (9')$$

Решением этого уравнения является:

$$u(\vec{x}) + \vec{I}_0 \operatorname{grad} v(\vec{x}) = - \int \frac{\nabla'(m - f\sigma) \vec{I}_0}{r(\vec{x}, \vec{x}')} d\tau \quad (10)$$

(интегрирование производится по объему тела T).

Уравнение (10) можно переписать в следующем виде:

$$u(\vec{x}) + \vec{I}_0 \operatorname{grad} v(\vec{x}) = - \int \frac{\vec{I}_0 \nabla'(m - f\sigma)}{r(\vec{x}, \vec{x}')} d\tau \quad (10')$$

(штрих у градиента означает, что градиент берется по \vec{x}).

Значит,

$$u(\vec{x}) + \vec{I}_0 [\operatorname{grad} v(\vec{x}) + \int \frac{\nabla'[m(\vec{x}') - f\sigma(\vec{x}')] }{r(\vec{x}, \vec{x}')} d\tau] = 0. \quad (11)$$

В случае $m = f\sigma$ интеграл в уравнении (11) исчезает и (11) переходит в соотношение Пуассона (1):

$$u(\vec{x}) + \vec{I}_0 \operatorname{grad} v(\vec{x}) = u(\vec{x}) + \frac{\vec{I}_0}{f\sigma} \operatorname{grad} v(\vec{x}) = 0.$$

или

$$u(\vec{x}) = - \frac{\vec{I}_0}{f\sigma} \operatorname{grad} v(\vec{x}).$$

Используя уравнение (11), по наблюдаемым гравитационным и магнитным аномалиям, можно проверить гипотезу о том, связаны ли плотности и намагниченность возмущающих тел соотношением $m = \psi(\sigma)$.

4. В практике нередко корреляционную связь между гравитационными и магнитными аномалиями можно с достаточной степенью приближения описать каким-либо оператором. В этом случае, согласно теореме 2, можно практически говорить, что и корреляционная связь между плотностью и намагниченностью описывается тем же линейным оператором.

Заметим, что теоремы 1 и 2 могут быть использованы для качественной характеристики степени сходства и различия геологического строения на двух областях определения соответствующих в плане друг другу реальных гравитационных и магнитных аномалий: если гравитационные и магнитные аномалии на одной области описываются одним линейным оператором, то можно говорить о сходстве геологического строения, если операторы различны, то и геологическое строение, вероятно, различно.

ВОПРОСЫ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ
НА X КОНГРЕССЕ КАРПАТО-БАЛКАНСКОЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ АССОЦИАЦИИ

С.И.Субботин, В.Б.Соллогуб, Н.П.Михайлова, В.И.Хоменко
(Институт геофизики АН УССР)

С 3 по 7 сентября 1973 г. в Братиславе (ЧССР) состоялся юбилейный X Конгресс Карпато-Балканской геологической ассоциации. Конгрессу предшествовали экскурсии, тематически соответствовавшие секциям, работавшим впоследствии на конгрессе.

Программа геофизической экскурсии включала посещение Института прикладной геофизики в г.Брно, посещение палеомагнитной лаборатории в п.Вевержи, ознакомление с рядом исторических и культурных достопримечательностей Чехословакии.

Официальное открытие Конгресса состоялось 3 сентября в Братиславе. С 4 сентября начали работать секции.

Геофизический симпозиум (секция № 8) работал по теме "Геофизические методы и их использование для изучения структуры Карпато-Балканского региона". В нем приняло участие более 50 человек, представлявших все страны-участницы КБГА.

Всего на секции заслушано 19 докладов, большинство из которых было посвящено проблемам глубинного строения земной коры на основе ГСЗ, вопросам магнетизма горных пород и палеомагнетизма, региональной геотермики. Остальные доклады касались вопросов геологической интерпретации геофизических данных, методики исследований и др.

В докладах, представленных на секции по первой теме, обсуждались вопросы методики проведения ГСЗ (В.Б.Соллогуб, СССР), результаты глубинного зондирования земной коры в области контакта Чешского массива и Карпатской системы (Б.Беранек, М.Заункова, В.Петр, ЧССР); новые данные изучения земной коры по XI международному профилю ГСЗ в СРР (П.Константинеску, СРР), глубинное строение территории Болгарии на основе ГСЗ (Х.Дачев, И.Белчев, И.Петков, НРБ). Синтез данных ГСЗ для территории Средней Европы сделал в своем докладе А.Затопек (ЧССР).

Среди докладов, посвященных вопросам магнетизма и палеомагнетизма горных пород, большой интерес вызвал доклад Н.П.Михайловой и др. (СССР) "Использование параметров древнего геомагнитного поля для стратификации вулканогенных комплексов Советского Закарпатья", в котором обсуждалась идея палеомагнитного картирования вулканогенных пород и излагались принципы изучения истории вулканизма палеомагнитным методом. Новые данные к палеомагнитному разрезу Карпатского региона представили О.Орлицкий, П.Пагач, В.Паштека (ЧССР) на основе изучения вулкаников Восточной Словакии.

На симпозиуме большое внимание уделялось обсуждению новых методик, особенно в области изучения ферромагнитных минералов. Этой теме были посвящены доклады М.Гайдошовой, М.Гуцла, Ф.Янака, К.Заплетада и др.

Доклады, представленные на симпозиуме, продемонстрировали значительное внимание исследователей региона к проблемам магнетизма горных пород и возросший уровень этих исследований.

Доклады по геотермике Л.Штегена "Геотермика и современные вертикальные движения земной коры в Восточной Европе" (ВНР) и В.Чермака "Характеристика геотермического поля Чешского массива и Западных Карпат на территории ЧССР" содержали новые данные о тепловом потоке на территории ЧССР, ВНР и других государств Восточной Европы. О некоторых проблемах вычисления теплового потока в осадочных районах говорили И.Марушиак и К.Колодова (ЧССР).

Оживленную дискуссию вызвал доклад М.Пика "К проблематике плотностных и сейсмических границ раздела".

Симпозиум отразил расширение круга интересов геофизиков региона, стремление к более тесной увязке геологических и геофизических данных, к их комплексной интерпретации.

Вопросы геофизических исследований затрагивались и на других секциях. Так, на секции "Тектоника Карпато-Балканского региона" были заслушаны доклады С.И.Субботина "Новые представления о причинах тектонических движений", В.Б.Соллогуба "Глубинное строение Карпато-Балканского региона", и А.Затопека "Глубинное строение Чешского массива и Западных Карпат на основании комплексной интерпретации геофизических данных". На вулканологической секции был заслушан доклад Н.П.Михайловой "Использование палеомагнитного метода при изучении вулканогенных пород".

В работе Геофизической комиссии КБГА приняли участие представители или их заместители стран-членов КБГА - НРБ (И.Белчев, Й.Петков), ВНР (Л.Штегена), ПНР (Я.Скорупа), СРР (В.Выжда, П.Константинеску), СССР (С.И.Субботин, В.Б.Соллогуб, Н.П.Михайлова), СФРЮ (Д.Просен), ЧССР (Я.Ибрмайер, Ф.Янак).

На первом заседании был заслушан доклад председателя комиссии Д.Просена (СФРЮ) о результатах геофизических исследований, выполняемых по программе КБГА в период, прошедший между IX и X Конгрессами и сообщения представителей стран-участниц, дополнивших доклад. Д.Просен отметил, что наиболее успешно в прошедший период развивались исследования по глубинному сейсмическому зондированию и палеомагнетизму горных пород. За прошедшие 10 лет выполнен значительный объем полевых исследований на международных профилях ГСЗ, которые пересекают основные тектонические регионы Юго-Восточной Европы. Разработан ряд методических и теоретических вопросов, связанных с определением природы волн, приемами обработки сейсмических материалов и комплексной интерпретацией. Основные результаты опубликованы каждой страной-участницей этих совместных работ в научных журналах. Кроме того, издана коллективная монография "Глубинное строение Юго-Восточной Европы по данным ГСЗ" на русском (Институт геофизики АН УССР), английском (Геофизический институт им.Роланда Этвеша, Будапешт) и немецком языках (Фрайбергская горная академия).

Участники геофизической комиссии доложили результаты своих исследований в области ГСЗ в коллективных докладах на XV Генеральной ассамблее МГГС (Москва, 1971 г.) и активно выступали на заседаниях Европейской сейсмологической комиссии, сейсмологических конгрессах и др.

В области палеомагнитных исследований согласно программе КБГА завершено рекогносцировочное изучение вулканических пород, выявлены районы, сложенные породами, пригодными для построения регионального разреза, составлен первый вариант геохронологической шкалы для временного интервала 9-20 млн. лет.

На XIV Генеральной ассамблее МГГС был представлен коллективный доклад (ВНР, СРР, СССР, ЧССР) о результатах палеомагнитного изучения вулканитов Карпато-Балканского региона, разработана методика палеомагнитного картирования вулканогенных пород и т.д.

В области геотермики и комплексной интерпретации продолжались исследования по национальным программам, подготовившим основу для регионального обобщения и совместной интерпретации.

Геофизическая комиссия приняла конкретные рекомендации по завершению уже начатых и развертыванию новых исследований в области ГСЗ, палеомагнетизма, геотермики и т.д. Комиссия обратила особое внимание членов Ассоциации на необходимость более тесного и координированного планирования геотермических и магнитотеллурических исследований и исследований по методу ГСЗ, а также осуществления более тесных контактов с КАПГ. В рамках геодинамического проекта и изучения тектоники Альпийской зоны было рекомендовано проведение комплексной геофизической интерпретации вдоль нескольких геотраверсов: Балтийский щит - Черное море - Турция; Белое море - профиль УП - Альпы - Средиземное море - Северная Африка; Балтийский щит - профиль Ш - Адриатическое море - Италия - Северная Африка.

Комиссия наметила проведение организационных мероприятий, симпозиума по интерпретации результатов глубинного сейсмического зондирования (1974 г., СССР, Киев), совместное совещание Тектонической и Геофизической комиссий КБГА в Белграде (СФРЮ), заседание Рабочей группы по палеомагнетизму в Киеве (СССР) в 1975 г.

На заключительном пленарном заседании Конгресса 7 сентября была утверждена программа геофизических исследований в области глубинного сейсмического зондирования, палеомагнетизма, геотермики, комплексной интерпретации материалов геофизических исследований. В ней нашла отражение общая тенденция усиления роли математико-статистических методов исследований.

В будущем в работе КБГА будет уделено больше внимание глобальным вопросам, вытекающим из материалов по Карпато-Балкано-Динарской области.

X Конгресс принял решение о созыве следующего, XI Конгресса в 1977 г. в СССР.

НЕКОТОРЫЕ ИТОГИ ПАЛЕОМАГНИТНОГО ИЗУЧЕНИЯ ВУЛКАНОГЕННЫХ
ПОРОД В РАМКАХ МЕЖДУНАРОДНЫХ ПРОГРАММ

Н.П.Михайлова

(Институт геофизики АН УССР)

Десятым конгрессом Карпато-Балканской геологической ассоциации (сентябрь 1973 г., Братислава, ЧССР), принято решение завершить в 1975 г. составление регионального палеомагнитного разреза и карты изохронных палеомагнитных горизонтов вулканитов Выгорлат-Гутинской гряды крупного элемента Карпатской структуры, расположенной на территории Восточной Словакии и Советского Союза. Это — признание важности палеомагнитного метода для изучения вулканизма вообще и Карпато-Балканского региона, в частности.

Первые шаги, способствовавшие развитию палеомагнитных исследований в регионе, были сделаны в 1964 г., когда на заседании Геофизической комиссии ассоциации было обращено внимание на целесообразность использования палеомагнитных данных для решения некоторых вопросов геологии региона. Однако, несмотря на большой интерес со стороны геологов и геофизиков, эти работы развивались довольно медленно и первые существенные геологические результаты были получены лишь в начале 70-х годов. Одна из причин этого — необходимость создания лабораторной базы и разработки методов выделения первичной намагниченности горных пород, что в общем отражает основные тенденции развития палеомагнитологии во второй половине 60-х годов во всем мире. Получению ощутимых геологических результатов в этот период мешало также большое разнообразие объектов (кристаллические и осадочные породы возрастом от ордовика до кватера), для изучения которых привлекался этот метод.

Толчком к интенсификации палеомагнитных исследований и объединению усилий специалистов разных стран для решения наиболее актуальных задач послужили рекомендации Геофизической комиссии, принятые на УШ конгрессе КБГА (Белград, 1967 г.). На заседаниях комиссии было сделано несколько докладов, освещающих результаты изучения палеомагнетизма различных пород [25]. Большинство из них было посвящено эффузивам, их палеомагнитной информативности. Рассматривались также и другие вопросы, в частности обсуждалась возможность изучения палеомагнитным методом ротационной тектоники — определения возраста рудной минерализации, использования палеомагнитных данных для региональной корреляции вулканогенных пород Карпатского региона. Обращалось внимание на необходимость привлечения палеомагнитных данных для стратификации вулканитов и подчеркивалась важность комплексирования палеомагнитных данных и данных радиологического датирования.

Учитывая интерес к изучению палеомагнетизма вулканогенных пород, в программу международных исследований КБГА УШ конгрессом включена тема "Палеомагнитное изучение эффузивов Выгорлат-Гутинской гряды", в раз-

работку к которой включились ученые СРР, СССР и ЧССР. В Советском Союзе эти исследования проводятся в Институте геофизики АН УССР под руководством автора статьи.

Дальнейший этап в развитии палеомагнитных исследований связан с Решениями IX Конгресса КБГА (Будапешт, 1969), которые рекомендуют расширить исследования третичных эффузивов и кроме Выгорлат-Гутинской гряды изучать и другие вулканические массивы Западно- и Восточно-Карпатских вулканических дуг. Кроме ученых СРР, СССР и ЧССР в эти работы включились также магнитологи ВНР. На будапештском конгрессе большое внимание уделялось обсуждению методов повышения достоверности палеомагнитных данных и, в частности, выделения первичной намагниченности, синхронной времени образования пород [19].

Период между VIII и IX конгрессами характеризуется появлением во всех странах региона большого количества публикаций, в которых рассматриваются самые различные вопросы теории образования остаточной намагниченности, методики экспериментов, описываются палеомагнитная характеристика отдельных толщ, массивов и др. [4 - 8, II, 15, 16, 20, 22 - 25, 29 - 32, 37 - 40, 42 - 44, 47 - 50].

Для развития палеомагнитных исследований и успешного решения вопросов, намеченных программой международного сотрудничества, большое значение имели симпозиумы и рабочие совещания, состоявшиеся в 1969 г. в Бухаресте, в декабре 1970 г. в Киеве и в марте 1972 г. в Праге.

На совещании в Киеве палеомагнитное направление представляли Н.П.Михайлова и А.М.Глевасская (СССР), П.Мартон и Е.Мартон (ВНР), Д.Романеску (СРР), О.Орлицкий и В.Паштека и Ф.Яняк (ЧССР). Обменявшись информацией о результатах исследований, проводимых по теме, участники совещания обсудили проект хронопалеомагнитной шкалы неогена в интервале 9-16 млн.лет, составленной советскими палеомагнитологами [36]. В основу шкалы положено представление о геомагнитном эпизоде, характеризующем состояние геомагнитного поля в определенный момент времени. В палеомагнитном разрезе эпизоду соответствует палеомагнитный горизонт. Наиболее детально изучен временной интервал II-14 млн.лет. В нем установлены две геомагнитные эпохи: эпоха обратной полярности (I4,3 - I2,3 млн.лет) и эпоха прямой полярности (I2,3 - II,0 млн.лет). Напряженность поля в эти эпохи близка современной ($H_{экв} = 0,30$ э). Первая эпоха, названная "ужгородской", уверенно выделяется по породам северо-западной части гряды; вторая - "закарпатская" - выявлена по продуктам вулканизма, широко распространенным во всем Закарпатье.

В более раннем временном интервале, примерно 15-16 млн.лет тому назад по породам доробратовской серии зафиксировано чередование нескольких эпизодов прямой и обратной полярности, что позволяет предполагать в раннем сармате частые инверсии.

Наиболее поздняя эпоха прямой полярности определяется по прямо намаг-

ническим породам, распространенным в привершинных частях гор в хребтах Синяк, Борилув Дил, Оаш.

Важным результатом исследований этих лет в Советском Союзе явилось установление инверсий по горизонтам с промежуточной намагниченностью. Признаки таких горизонтов: расположение виртуальных полюсов в экваториальной области, пониженная напряженность древнего поля ($H_{экв}$ варьирует от 0,07 до 0,20э). Получены данные, характеризующие сложное строение геомагнитных эпох.

Эта хронопалеомагнитная шкала послужила основой для сопоставления палеомагнитных разрезов региона, в частности, советского и чехословацкого. О палеомагнитном изучении вулканогенных пород массива Выгорлат в Восточной Словакии сообщили О.Орлицкий и В.Паштека. Основные результаты этих работ опубликованы [41, 44, 45].

Новые материалы о палеомагнетизме андезитов гор Черхат, Токай и Матра были приведены П.Мартон и Е.Мартон [33, 31]. Эти данные также использованы для сопоставления региональных разрезов. Таким образом, представленный материал сделал реальной задачу корреляции вулканогенных массивов региона.

Итогом встречи в Киеве явилась подготовка коллективом ученых стран социалистического содружества доклада "Палеомагнетизм вулканогенных образований Карпатского региона" [3], представленного на XV Генеральную ассамблею Международного геодезического и геофизического союза (Москва, август 1971 г.).

В этом докладе, по-видимому, впервые выполнена корреляция вулканогенных массивов в таком крупном регионе, охватывающем территории различных стран, каким является Карпатский регион, и на основе реперных горизонтов уточнено распространение некоторых территориально разобщенных комплексов, что имеет большое практическое значение. Одним из таких реперов признаны обратно намагниченные породы, сформировавшиеся по данным абсолютного возраста в диапазоне 12,2-13,3 млн. лет. На территории СССР - это покров андезитов и крупнопорфировых андезито-базальтов, развитых в северо-западной части Выгорлат-Гутинской гряды и на левом берегу р.Латорицы; в массиве Выгорлат (ЧССР) - это крупнопорфировые андезито-дациты Петровецко-Хоньковского комплекса, андезитовые купола Тарнава-Шутовского комплекса, лавы комплексов Конюш и Попрично-Выгорлатского; в Венгрии - андезиты и дациты г.Токай.

Подобная корреляция, будучи первым опытом в таких крупных масштабах, еще достаточно схематична, главным образом, вследствие разной степени палеомагнитной изученности сопоставляемых объектов. Однако этот опыт имеет практическое значение и содействовал повышению интереса у палеомагнитологов к таким исследованиям, а у геологов - к палеомагнитным данным. На киевском совещании было признано целесообразным дальнейшее изучение вулканогенных пород с целью уточнения представлений о синхрон-

ности, интенсивности и миграции вулканизма в Альпийской геосинклинальной области, скоординированное не только идейно, но и методически.

В марте 1972 г. в Праге на симпозиуме "Сопоставимость палеомагнитных данных", созванном по инициативе директора института геофизики АН ЧССР проф. В.Бухи состоялась встреча исполнителей темы. Эта встреча особенно важна установлением тесных контактов между учеными, работающими по программе КБГА и проблеме "Планетарные геофизические исследования" Комиссии академий социалистических стран (КАПГ).

В пражском симпозиуме приняло участие более тридцати ученых и специалистов из стран социалистического содружества - ВНР, ГДР, НРБ, ПНР, СРР, СССР и ЧССР. Большинство представленных докладов подготовлено коллективами авторов. Тематически доклады делятся на посвященные результатам региональных палеомагнитных исследований - в ГДР (К. Роттер), ЧССР (В.Буха), НРБ (П.Ножаров), СССР (Н.Михайлова и др.); посвященные специфическим проблемам - определению палеонапряженности древнего геомагнитного поля, механизму инверсий (Г.Петрова, СССР; Г.Гурарий, СССР; А.Кочи и др., ЧССР), магнитным свойствам базальтов (Н.Кручик, М.Елањска, М.Хофмокл, ПНР; В.Кропачек, ЧССР); составу минералов (С.Бродская, Э.Шаронова, СССР), аналитическому представлению палеомагнитных данных (В.Кругляков, Н.Бенькова, СССР; Д.Зидаров, НРБ).

Одним из важных итогов симпозиума с точки зрения развития палеомагнитных исследований вулканогенных пород является включение в программу исследований в рамках КАПГ темы "Палеомагнетизм вулканогенных пород Альпийской геосинклинальной области как средство расчленения и региональной корреляции вулканических формаций". В разработке темы участвуют ученые ВНР, НРБ, ПНР, СССР и ЧССР, ее координация поручена автору статьи. На заседании рабочей группы Л, 57 подкомиссией I КАПГ приняты решения, направленные на дальнейшее углубление и координацию совместных работ.

На X юбилейном конгрессе КБГА доклады, посвященные вопросам магнетизма горных пород и палеомагнетизма, заняли видное место. В докладе Н.П.Михайловой, А.М.Глеваской и В.Н.Цыкоры "Использование параметров древнего геомагнитного поля для стратификации вулканогенных комплексов Советского Закарпатья" обсуждалась идея палеомагнитного картирования вулканогенных пород и были изложены принципы изучения истории вулканизма палеомагнитным методом.

В качестве основы корреляции авторами принят "палеомагнитный горизонт", который выделяется в палеомагнитно-стратиграфических разрезах по совокупности признаков, отражающих состояние геомагнитного поля в момент образования породы: полярности первичной намагниченности, величины палеонапряженности, положению виртуального геомагнитного полюса. Реализация изложенных принципов позволила построить карты распространения палеомагнитных горизонтов для северо-западного и центрального участков Выгорлат-Гутинской гряды. Возраст горизонтов определен радиологичес-

ким методом [1,13]. Карта дает представление о временном и пространственном развитии вулканизма в пределах исследованной территории. На ее основе можно утверждать, что массив Попричный начал формироваться раньше, чем Анталовский, и периоды их активной деятельности не совпадают. Установлено также, что крупнопорфировые андезиты и андезито-базальты, которые многими геологами считаются маркирующим горизонтом, отделяющим фазы вулканизма, разновозрастны в разных участках гряды и их положение не имеет значения репера для гряды.

Результатам палеомагнитных исследований в Восточной и Центральной Словакии был посвящен доклад С.Орлицкого, П.Погача и В.Паштеки, которые представили большой материал по характеристике палеомагнитных зон, возраст которых в ряде случаев оценен калий-аргоновым методом. Применение палеомагнитного метода позволило уточнить в некоторых вулканических массивах объем вулканогенных фаз и стратиграфическую последовательность относимых к ним пород. Плотность пунктов палеомагнитных определений позволяет в ближайшее время построить для этой территории карту палеомагнитных горизонтов. Увязка таких карт для территории СССР и ЧССР является важнейшей задачей ближайшего будущего.

На симпозиуме впервые большое внимание уделялось обсуждению новых методик, особенно в области изучения ферромагнитных минералов. Этому вопросу были посвящены доклады М.Гайдосевой и др. "Использование высокочастотного термомагнитного анализа при идентификации ферромагнитных минералов", М.Гайдосевой и Й.Липка "Использование мессбауэрского эффекта при изучении ферромагнетиков неовулканических пород", М.Гуцла, Ф.Янака, К.Заплетала "Магнитные фазы пирротинов" и др. Эти и другие доклады, представленные на конгресс, продемонстрировали возросший уровень исследований, выполняемых в регионе, и острый интерес к магнетизму и палеомагнетизму вулканогенных пород, что отражают и публикации последних лет [12,14,17,18,21,26-28, 32-35, 41,42,45,467].

Обсудив состояние палеомагнитных исследований, Геофизическая комиссия приняла решения, направленные на повышение их геологической эффективности.

В настоящем сообщении названы только те работы по исследованию вулканогенных пород, которые либо выполняются в рамках международных программ КБГА и КАПГ, либо результаты которых могут быть использованы в этом отношении. Цитируемая литература далеко не исчерпывает перечня всех палеомагнитных исследований практического и теоретического плана, проводимых как в Советском Союзе, так и в странах Восточной Европы.

Литература

1. Багдасарян Г.П., Глевасская А.М., Михайлова Н.П. - В кн.: Материалы УШ конференции по постоянному геомагнитному полю и палеомагнетизму, ч.П. "Наукова думка", К., 1970.
2. Материалы УШ и IX съездов КБГА. "Наукова думка", К., 1974.

3. Мартон П. и др. - Геофиз. сб. АН УССР, 1972, в.45.
4. Михайлова Н.П. - В кн.: Материалы УП съезда Карпато-Балканской геологической ассоциации. "Наукова думка", К., 1967.
5. Михайлова Н.П., Третяк А.Н., Глевасская А.М. - В кн.: Геофизические исследования строения земной коры в Юго-Восточной Европе. "Наука", М., 1967.
6. Михайлова Н.П., Глевасская А.М., Гнилко М.К. - Геофиз. сб. АН УССР, 1967, в.21.
7. Михайлова Н.П., Соллогуб В.Б. *Revue Roumaine de geologie, geophys. et geograph. - Serie de geophys.*, 1969, 13, N 2.
8. Михайлова Н.П., Глевасская А.М. *Revue Roumaine de geologie, geophys. geograph. Serie de geophys.*, 1969, v.13, N 2. (Bucarest).
9. Михайлова Н.П., Цыкора В.Н., Глевасская А.М. - Геофиз. сб. АН УССР, 1970, в.36.
10. Михайлова Н.П., Глевасская А.М., Цыкора В.Н. - Геофиз. сб. АН УССР, 1973, в.53.
11. Ножаров П. - Изв. на геофиз. ин-т БАН, 1967, т.10.
12. Ножаров П., Ротер К., Фольштедт Х. - Изв. на геофиз. ин-т БАН, 1972, т.18.
13. Романеску Д. - *Revue Roumaine de géologie, géophys. et geograph. Serie de géophys.*, 1970, t.14, N 1.
14. Цыкора В.Н., Михайлова Н.П., Глевасская А.М. Минералог. сб. Львовского ун-та им.И.Франко, 1971, в.2, № 25.
15. Янак Ф., Уман Й. - Изв. АН СССР, Физика Земли, 1967, № 6.
16. Birkenmajer K., Nairn A.E.M. - *Geol. Rundschau*, 1969, 58 (3), 697-712, Stuttgart.
17. Birkenmajer K., Jelenska M., Kadzialko-Hofmohl M., Kruczyk J. - *Mat. i Prace Inst. Geofiz. Pol. Acad. Nauk*, 1972, 57, 59-68, Warszawa.
18. Birkenmajer K., Jelenska M., Kadzialko-Hofmohl M., Kruczyk J., Nowakowski A. - *Acta geol. polonica*, vol. 1973, 23, 2, 245-271, Warszawa.
19. *Bulletin of the IX-th Carpatho-Balkan Geological Associat.*, vol. III, Acad. Kiado, 1971, Budapest.
20. Costa Foru A., Badulescu V. Rosca. - *Rev. Roumain. de geol., geophys. et geogr.; serie de geophys.*, 1968, 2, 12, 106-114.
21. Creer K.M., Nozharov P.B., Wagner J.J. - *Pure ana Appl. Geophys.* 1970, v. 82, p. 222-237.
22. Janak F. - *Sdudia Geoph. et Geodaetica*, 1967, 4, 419-429.
23. Janak F., Stovickova N. - *Sb. geol. ved.*, UGG, 1966, 169-182.
24. Kadzialko-Hofmohl M., Kruczyk J. - *Acta Geophys. Polon.*, 1968, v. 16, 3, p. 249-255.
25. KBGA, VIII Kongress; *Inženjerska geologija i hidrogeol., geofiz.*, t. III, 1967, Beograd.

26. Kadzialko-Hofmohl M., Kruczyk J. - *Acta Geophysica Polonica*, 1972, vol. XX, I, 75-82.
27. Kruczyk J. - *Mat. i Prace Zakl. Geofiz. Pol. Acad. Nauk.*, 1970, 35, 35-83 (Warszawa).
28. Marek F. - *Stud. geophys. et geod.*, 1971, 15, N 1, 100-104.
29. Marton P. - *Ann. Univ. Scient. Budapest, II (1967)*, sect. Geol., 29-36.
30. Marton P., Szalay E. - *Acta geol. AC. Sci., Hungarica*, 1968, v. 12, N 1-4.
31. Marton P., Szalay E. - *Magyar geofiz.*, 1968, v. 9, 6, 224-230.
32. Marton P., Szalay E. - *Geofiz. kozlem.*, 1969, v. 18, 4, 79-84.
33. Marton P., Szalay E.M. - *Foldt. kozlony*, 1970, 4, A399.
34. Marton P., Szalay-Martón E. - *Pure and Appl. Geophys.*, 1970, 81, 4, 151-162.
35. Mavrudiev B.D., Moszkowski S.N., Nozharov P.B. - *Доклады БАН*, 1971, т.24, кн.12, 1683-1686.
36. Mikhailova N.P., Glevasskaja A.M., Tsykora V.N. - В кн.: Наукові дослідження Інституту геофізики АН УРСР, 1967, "Наукова думка", К., 1971.
37. Nairn A.E.M. - *Geologische Rundschau*, 1967, 56, H.2, 408-419.
38. Nozharov P. - *Pure and Appl. Geophys. (Pageoph.)*, *Geophysica pura e applicat.*, vol. 64, 1966/11, 52-58.
39. Nozharov P. - *Pure and Appl. Geophys. (Pageoph.)*, vol. 65, 1966/III.
40. Nozharov P. - *Pure and Appl. Geophys. (Pageoph.)*, vol. 67, 1967/II.
41. Orličky O., Pagač P., Slavic J. - *Geologický zb. Geologica Carpathica XXI I*, Bratislava, 1970, 153-166.
42. Pagač P. - *Geol. prace GUOS SAV. Spravy*, 1968, 46, 139-159.
43. Pagač P. - *Contributions of the Geophys., Ins. of the Slovak Acad. of Science*, 1969, vol. I, 73-79.
44. Pašteka V. - *Mineralia slovaca Roc. I*, 1969, 3-4.
45. Pašteka V. - *Acta Geologica et Geograph. univers. Comenianaes. Geologica*, 21, 1971, Bratislava.
46. Patrascu S. - *Rev. Roumain. de geol., geophys., geograph., serie de geophys.*, 1970, t. 4, v. I, 39-45.
47. Pietrova G.N., Kruczyk J. - *Biuletyn informacyjny*, 1966, N I (44), 38-51, Warszawa.
48. Romanescu D. - *Studii siceretari de geol., geophys., geograf; seria geofizica*, 1969, 2, t. 7.
49. Stefanovic D., Velovic D. - *Rev. Roumain. de Geologie, Geophys. et Geograph. Serie de Geophys.*, 1969, t. 13, 2, 165-181.
50. Vollstadt H., Rother K., Nozharov P. - *Earth and Planet. Sci. Letters*, 1968, 3, N 5, 399-408.

СИМПОЗИУМ ПО ЭЛЕКТРОМАГНИТНОЙ ИНДУКЦИИ
НА АССАМБЛЕЕ МАГА В КИТО, 1973 г.

И.И.Рокитянский
(Институт геофизики АН УССР)

С 10 по 21 сентября 1973 г. в Киото (Япония) состоялась II Генеральная научная ассамблея Международной ассоциации геомагнетизма и аэронавтики (МАГА). Советскую делегацию возглавляла проф. В.А.Троицкая (она же Президент МАГА с 1971 по 1975 г.). Программа ассамблеи включала работу 16 симпозиумов, 11 комиссий, 58 рабочих групп. Симпозиумы были посвящены следующим темам:

1. "Современная техника геомагнитных обсерваторий".
2. "Магнитные измерения и аномалии на море".
3. "Съемка со спутников".
4. "Вековые вариации".
5. "Геомагнитные аномалии, магнетизм горных пород и петрография".
6. "Изменения магнитной полярности".
7. "Вариации полеомагнитной интенсивности и баланс S^{14} ".
8. "Постоянные и индуцированные магнитные поля Луны и планет".
9. "Электромагнитная индукция в тектонических регионах (глубинная электропроводность и физические процессы в Земле)".
10. "Микропульсации (теории и новые экспериментальные результаты)".
11. "Магнитосферные суббури".
12. "Конфигурация магнитосферы".
13. "Динамика, химические и термические процессы в ионосфере и термосфере".
14. "Полярные сияния и свечение ночного неба".
15. "Атмосферы и экзосферы планет".
16. "Аэрономические процессы в стратосфере и мезосфере".

Теме "Электромагнитная индукция и электропроводность Земли" посвящено 26 докладов, теме "Электропроводность Луны" - 3 доклада симпозиума 8. Изучение глубинной электропроводности является важной составной частью в комплексе геофизических методов, необходимых для исследования строения земной коры и верхней мантии, для познания процессов образования полезных ископаемых, а также при исследовании амплитуды и поляризации поля источника вариаций:

Основным направлением работ симпозиума по теме являлось исследование аномалий электропроводности в земной коре и верхней мантии путем анализа аномального поведения поля геомагнитных вариаций - метод МВП (магнитовариационное профилирование), которому было посвящено 18 докладов.

Д.И.Гааф (Канада) сделал обзорный доклад об аномалиях запада Северной Америки, Д.Р.Питчер и др. - сообщение об аномалии на востоке Канады, приуроченной к тектонически активной зоне, Ф.Е.М.Лиллей пред-

ставил интересный доклад о результатах электромагнитных исследований в Австралии, о двух аномалиях электропроводности, приуроченных к различным тектоническим структурам. В сообщении И.Иокоямы (Япония) используется вектор Пойнтинга, определяемый по горизонтальным компонентам поля вариаций, и делается попытка связать его с поведением вертикальной компоненты. Методика применяется к данным двух обсерваторий, лежащих севернее и южнее Альп. В докладах И.Хонкура, И.Ф.Като и др. приведен обзор многолетних исследований аномалий электропроводности в Японии. Сообщение У.Шюкера (ФРГ) содержало краткую информацию о работах МВП в Перу. В докладе И.Вильгельма и Е.Фрис-Кристенсена (Дания) описана новая интересная аномалия в разломной рифтовой зоне западного побережья Гренландии. В сообщении В.И.Сривастава и др. описаны работы МВП в Индии. Обзорный доклад Е.Р.Ниблетта, Л.К.Лоу и др. посвящен аномалиям в Канадской Арктике; интересным новым результатом является прослеживание Алертской аномалии на расстоянии 200 км под шельфом Северного Ледовитого океана. В докладе К.Янагихара утверждается, что наклон плоскости, в которой группируются геомагнитные вариации, на обсерваториях Токио и Какиока за последние 70 лет изменился на 30%, из чего автор делает вывод о существовании вековой вариации Центральной японской аномалии электропроводности. Ф.В.Джонс (Канада) представил результаты расчетов аномального поля для некоторых трехмерных структур (остров и бухта). А.А.Ашу (ОАР) дал точное решение осесимметричной индукционной задачи для неоднородно проводящей тонкой пленки.

От СССР сделано три доклада. М.Н.Бердичевский и др. представили обстоятельный обзор глубинных электромагнитных исследований в СССР, И.И.Рокитянский изложил новую методику интерпретации данных МВП, Л.Л.Ваньян и др. дали описание своих исследований на Дальнем Востоке.

Работы методом МВП за рубежом интенсивно проводятся в течение последних 15 лет. В СССР этот метод используется менее 10 лет и объем выполненных полевых наблюдений невелик. Тем не менее обнаружено и детально изучено несколько аномалий, разработана методика интерпретации, расширившая и уточнившая возможности метода.

Кроме МВП, на симпозиуме сделано четыре доклада по магнитотеллурическому зондированию (МТЗ). В трех из них были представлены отдельные кривые глубинного МТЗ без окончательных выводов, четвертый доклад (обзорный от СССР) был наиболее содержательным.

В докладе И.М.Менье (Франция) на основе анализа нескольких глубинных кривых ВЭЗ делается предположение о том, что под некоторыми гранитными щитами под высокоомной корой с сопротивлением порядка 5000 омм залегает верхняя мантия с еще более высоким сопротивлением (до 10^5 омм).

Два доклада Р.Г.Кюри посвящены исследованию спектра геомагнитных вариаций для периодов от 8 дней до 70 лет. Получен ряд максимумов спектра - "линий", наиболее интересны из которых линии 60 лет, год, полгода. Обсуждается возможная природа линий, ставятся под сомнение глобальные

магнитовариационные зондирования, выполненные Бэнксом по полугодовой вариации.

Доклад И.Х.Филлоу, посвящен аппаратуре для измерения электрического поля на дне океана. В докладе предложена оригинальная схема измерений, позволяющая снять поляризационные помехи на электродах.

Доклад С.В.Паркина и др. (США) включает исследование электропроводности Луны по одновременным наблюдениям магнитного поля на ее поверхности и на окололунной орбите. Изложена уточненная теория, результаты экспериментов и рассчитан геотермический профиль для перидотитовой и оливниновой Луны.

В докладе Ф.С.Шверера (США) и Т.Нагата (Япония) приведены результаты экспериментального изучения электропроводности лунных образцов в зависимости от температуры.

Доклад И.В.Фримена (США) посвящен результатам измерения электрического поля у поверхности Луны.

На заседании Рабочей группы "Электромагнитная индукция" было принято решение провести 22-28 августа 1974 г. в Оттаве (Канада) Вторую международную школу по электромагнитной индукции в Земле. Первая подобная школа была успешно проведена в октябре 1972 г. в Эдинбурге (Англия). Советские ученые не участвовали в ее работе.

Работа симпозиума, как и работа всей Ассамблеи МАГА в Киото, была четко организована и прошла успешно.

ИЗУЧЕНИЕ СОВРЕМЕННЫХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ КАРПАТО-БАЛКАНСКОГО РЕГИОНА В РАМКАХ КАПИ

В.И.Сомов

(Львовский филиал математической физики Института математики АН УССР)

Выбор места строительства гидроэлектростанций, туннелей, мостов, трубопроводов и их долговременная эксплуатация в горном районе с интенсивным проявлением неотектонических движений невозможны без учета современной тектоники, без учета тех изменений, которые можно проследить геодезическими методами высокой точности. Недооценка характера современных движений в сейсмически активном регионе, каким является Карпато-Балканский регион, может привести к нежелательным последствиям. Поэтому определение пространственной ориентации тектонических разломов и изучение их современной активности является важнейшей задачей.

Выяснение перспектив нефтеносности и газососности региона, определение условий образования металлогенных провинций, разведка залежей солей, серы, строительных материалов также невозможны без исследования новых тектонических разломов, уточнения уже выявленных, изучения современных вертикальных и горизонтальных перемещений по ним.

Изучение современных деформаций земной коры в Карпатской и Балканской геосинклинальных областях, являющихся зонами максимального дробле-

ния земной коры и в то же время зонами максимальной подвижности, позволит получить интересные сведения о глубинном строении региона и процессах, вызывающих тектонические движения. Установление связи медленных и быстрых движений земной коры дает возможность подойти к решению актуальнейшей проблемы физики Земли - прогнозу будущих землетрясений.

В социалистических странах, расположенных на территории Карпато-Балканского региона, проводятся широкие исследования современной динамики земной коры. Общность геологического строения и единство целей исследований создаст прочную основу для тесного сотрудничества специалистов этих стран.

Большую роль в координации исследований, а также укреплению дружественных связей выполняет Комиссия многостороннего сотрудничества академий социалистических стран по комплексной проблеме "Планетарные геофизические исследования" (КАПГ), в которую выходят представители НРБ, ВНР, ГДР, ПНР, СССР и ЧССР (президент КАПГ - чл.-кор. АН СССР Ю.Д.Буланже).

В рамках КАПГ создана Рабочая группа 3.2 "Изучение современных движений земной коры", которой разрабатываются следующие темы.

1. "Систематические наблюдения за движениями земной коры на стационарных полигонах с помощью геодезических, мареографических, геофизических и геоморфологических методов" (координатор П.Высочил, ЧССР).

2. "Изучение современных движений земной коры в прибрежных зонах по геодезическим и мареографическим данным" (координаторы Т.Виржиковский и Дзядюшко, ПНР).

3. "Изучение современных движений земной коры территории Карпато-Балканского региона" (координатор Й.Йоо, ВНР).

4. "Изучение современных движений малых блоков земной коры и современных движений тектонического характера в зонах разломов геодезическими, геофизическими и геоморфологическими методами" (координатор П.Высочил, ЧССР).

5. "Изучение влияния экзогенных процессов на устойчивость реперов, марок и футштоков" (координатор П.Высочил, ЧССР).

Распределение стран-участниц КАПГ по темам следующее:

3.2.1 - НРБ, ВНР, ГДР, ПНР, СССР и ЧССР.

3.2.2 - ГДР, ПНР и СССР.

3.2.3 - НРБ, ВНР, СССР и ЧССР.

3.2.4 - НРБ, ВНР, ГДР, СССР и ЧССР.

3.2.5 - НРБ, ВНР, СССР и ЧССР.

В соответствии с планом мероприятий КАПГ с 20 по 25 февраля 1973 г. в Будапеште (ВНР) состоялся международный симпозиум по теме 3.2.3 "Изучение современных движений земной коры на территории Карпато-Балканского региона". Для участия в симпозиуме прибыли делегации семи социалистических стран и представитель Финляндии.

На заседаниях, которые проходили 21 и 22 февраля, было заслушано 25 научных докладов, освещающих результаты исследований по изучению

современных деформаций земной коры и некоторые аппаратные и методические усовершенствования для производства прецизионного нивелирования.

Представленные на симпозиуме материалы свидетельствуют о том, что исследования, проводимые в Советских Карпатах, выгодно отличаются от исследований на смежных территориях социалистических стран своей комплексностью — широким использованием геодезических, геофизических и геолого-геоморфологических методов. Положительным в наших исследованиях является изучение обеих составляющих современных движений земной коры. Из геофизических методов, дополняющих изучение динамики земной коры в советской части региона, следует отметить наблюдения на специальной сети вековых бетонных знаков за вариациями силы тяжести и элементов магнитного поля земли. Проводится инструментальное изучение устойчивости этой сети.

Для советской части Карпат построены карты современных вертикальных движений земной коры за разные временные интервалы. Это позволило получить количественные данные о пространственно-временных изменениях скорости и выделить зоны активизации современной тектонической активности, которые хорошо согласуются с глубинными границами крупных структурных элементов региона.

При обсуждении докладов представители социалистических стран дали высокую оценку вкладу советских ученых в изучение современной динамики земной коры Карпато-Балканского региона и прилегающих территорий.

Прочитанные доклады показали, что продолжают исследования на геодинамических полигонах в ГДР (полигон на Эльбе), ПНР (полигон Чорштын), ЧССР (полигон Лышов, Бечва, Чейч и Братислава) и НРБ (полигон возле Софии). Отмечается постепенный переход к комплексному изучению современных деформаций земной коры. Начаты наблюдения за горизонтальными смещениями земной коры (ГДР и ЧССР), выполняются гравиметрические измерения (ГДР и ЧССР) и геолого-геоморфологические исследования (ГДР и ЧССР).

Исследования по изучению современных движений земной коры в прибрежных зонах, проводимые в ГДР, ПНР и СССР, имеют важное значение для осуществления проекта международного повторного нивелирования. Поэтому необходимым является участие специалистов НРБ, СРР и СФРЮ в постановке исследований на своих территориях.

Значительные успехи достигнуты учеными социалистических стран в построении карт современных вертикальных движений земной коры и изучении закономерностей проявления современных движений. Составлены сводные карты современных вертикальных движений, охватывающие отдельные части Карпато-Балканского региона (Чиокардель и др., СРР, 1968; В.И.Сомов, СССР, 1968; В.Выскочыл и др., ЧССР, 1968). Задачей региональных исследований является составление детальной карты современных движений с охватом всей территории Карпато-Балканской системы.

Методы повторного нивелирования используются для наблюдений за движениями в зонах разломов (ГДР, ВНР и ЧССР). Можно выделить три основных направления этих исследований:

- 1) выявление локальных подвижек блоков и смещений в зонах нарушений внутри основных геологических структур;
- 2) изучение современных деформаций вдоль разломов, разделяющих крупные тектонические единицы;
- 3) влияние сейсмичности на локальные движения блоков.

На симпозиуме было мало представлено докладов по изучению устойчивости геодезических знаков. Исследования в этом направлении ведутся только в НРБ, СССР и ЧССР. Такое положение не соответствует заданию темы 3.2.5, так как без учета экзогенных влияний результаты наблюдений по всем темам Рабочей группы 3.2 являются ошибочными.

23-24 февраля состоялось совещание Рабочей группы 3.2. Совещание отметило высокий уровень и содержание симпозиума по тематике Рабочей группы 3.2. Сообщения национальных представителей показали, что прогресс исследований по всем темам обеспечивает выполнение планов работ на 1971-1975 гг.

Был разработан план продолжения исследований по теме 3.2.3. Утверждены мероприятия для совместной обработки данных повторного нивелирования с целью составления карты современных вертикальных движений Карпато-Балканского региона в масштабе 1:1 000 000. В соответствии с этими мероприятиями с 1973 г. специалисты ЛФМФ ИМ АН УССР совместно с учеными семи социалистических стран будут принимать участие в разработке комплексной научно-исследовательской темы 3.2.3. Составление карты планируется завершить в 1975 г. К этому же сроку будут окончены исследования по построению детальной карты современных вертикальных движений для территории УССР, которые проводятся под руководством акад. АН УССР С.И.Суботина. Таким образом, будут получены новые данные о динамике земной коры значительной части Восточной Европы, имеющие большую научную ценность и способствующие решению вопросов, выдвигаемых практикой народного хозяйства социалистических стран.

Принято решение подготовить очередное совещание Рабочей группы 3.2 в июне 1974 г. в Братиславе. В план мероприятий Рабочей группы 3.2 включено участие в симпозиуме Постоянной комиссии по современным движениям земной коры Международной ассоциации геодезии в сентябре 1974 г. в Цюрихе (Швейцария).

СОДЕРЖАНИЕ

Булах Е.Г. Об обработке косвенных измерений методом минимизации	3
Лебедев Т.С., Савенко Б.Я., Познанская Н.Ф., Шаповал В.И., Корчин В.А., Лахтанов В.Т. Новые методические и аппаратные разработки для лабораторных исследований магнитных свойств горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах	14
Козачок И.А., Кулик В.В., Пирогов В.И. Теоретические диаграммы нейтрон-нейтронного метода по надтепловым нейтронам	19
Лебедев Т.С., Шаповал В.И., Корчин В.А. Программное моделирование глубинных термодинамических условий при экспериментальных исследованиях упругих свойств минерального вещества	25
Козачок И.А., Ризник Я.-М.Е. Длина замедления нейтронов в водоносных коллекторах на больших глубинах	31
Колосов А.Л. Решение обратной задачи электротометрии скважин на ЦЭМ конечно-разностным методом	38
Лебедев Т.С., Буртный П.А., Корчин В.А. Некоторые вопросы поведения порового пространства и его связь со скоростью упругих волн в горных породах при высоких давлениях	46
Козачок И.А., Кулик В.В. Краевые эффекты при замедлении нейтронов точечного источника в цилиндрической модели пласта	51
Хоменко В.И. Об элементах транскарпатской тектоники в Советских Карпатах	56
Кузнецова В.Г. О степени изостатического равновесия и возможных причинах современных вертикальных движений	63
Кондрачук В.Ю., Корниенко С.П., Михайлова Н.П., Цыкора В.Н. О магнитных свойствах первичных каолинов и возможности их использования для определения возраста кор выветривания Украинского щита	70
Пономарчук Т.Ф. К вопросу о комплексе промышленно-геофизических исследований в Днепровско-Донецкой впадине	76
Ахметшин В.А. Опыт выделения петрографических разновидностей пород внутри кислых и ультрабазитовых массивов по геофизическим данным (На примере Верховцевской структурно-фациальной зоны)	80
Пелюшенко В.М., Страшко В.Ф. Гравиметрические исследования в подземных выработках Белозерского железорудного месторождения	83
Павлов В.П., Андреев В.И. К вопросу о методике подземной гравиметрии	87
Ахметшин В.А. Применение некоторых положений теории вероятностей для выбора рациональных размеров сети наблюдений геофизических съемок	92

Голидра Г.Я. Вычисление гравитационного поля, вызванного мас- сами осадочного бассейна	94
Скотаренко С.С., Гуреев В.И. Метод аналитического продолжения и некоторые возможности интерпретации на его основе	97
Юрковский Р.Г. Приведение силы тяжести к уровню моря (поправка за высоту)	102
Нахамчик Л.С. Исследование соотношения Пуассона о связи грави- тационного и магнитного потенциалов для неоднородной среды	103
Суботин С.И., Соллогуб В.Б., Михайлова Н.П., Хоменко В.И., Суботин С.И., Соллогуб В.Б., Михайлова Н.П., Хоменко В.И. Вопросы геофизических исследований на X конгрессе Карпато-Балканской геологической ассоциации	107
Михайлова Н.П. Некоторые итоги палеомагнитного изучения вулка- ногенных пород в рамках международных программ	110
Рокитянский И.И. Симпозиум по электромагнитной индукции на Ассамблее МАГА в Киото, 1973 г.	117
Сомов В.И. Изучение современных движений земной коры Карпато- Балканского региона в рамках КАПГ	119

АКАДЕМИЯ НАУК УКРАИНСКОЙ ССР

Межведомственный геофизический комитет

Институт геофизики

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ
ЗЕМНОЙ КОРЫ И МАНТИИ УКРАИНЫ

Печатается по постановлению ученого совета
Института геофизики АН УССР

Редакторы А.И.Кузьменко, Ж.Б.Квятковская
Оформление художника А.В.Марченко
Художественный редактор Н.И.Возный
Технический редактор Т.М.Зубрицкая
Корректор А.Л.Полящук

Подписано к печати 13.III 1975 г. БФ № 01955. Бумага т/п № 3, 60x84 1/16.
Усл.печ.листов 7,32. Уч.-изд.листов 9,2. Тираж 500. Зак. № 5-179.
Изд. № 73/И. Цена 54 коп.

Издательство "Наукова думка", Киев, Репина, 3.
Киевская книжная типография научной книги республиканского производствен-
ного объединения "Полиграфкнига" Госкомиздата УССР.
Киев, Репина, 4.

54 коп.

2707

« НАУКОВА ДУМКА »