

7-147

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ИЗВЕСТИЯ КАЗАНСКОГО ФИЛИАЛА

СЕРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

Вып. 10

МЕТОДИКА ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ АНОМАЛИЙ

I

КАЗАНЬ 1963

П.147

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ИЗВЕСТИЯ КАЗАНСКОГО ФИЛИАЛА

СЕРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

Вып. 10

МЕТОДИКА ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ АНОМАЛИЙ

I

КАЗАНЬ 1963

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

доктор геолого-минералогических наук Б. М. Юсупов,
кандидаты геолого-минералогических наук А. Г. Салихов и И. М. Уразаев

И. М. Уразаев, А. Г. Салихов

ГЕОМАГНИТНОЕ ПОЛЕ ТАТАРИИ И МЕТОДИКА
ИНТЕРПРЕТАЦИИ АНОМАЛИЙ Z_a и H_a
С ПОМОЩЬЮ НОМОГРАММ

Аномалии вертикальной составляющей геомагнитного поля Татарии на различных участках имеют различный характер распределения. Расшифровка этих аномалий на основе применения качественных и особенно количественных способов интерпретации имеет весьма важное значение в изучении тектонического строения рассматриваемой территории.

В частности известно, что качественная расшифровка аномалий дает возможность установить место расположения линий разломов фундамента. Методы количественной интерпретации позволяют определять глубины залегания магнитоактивных масс. Материалы количественной интерпретации в сопоставлении с известными данными геологического строения района уточняют, а в некоторых случаях существенно изменяют результаты качественной интерпретации. Поэтому, наряду с усовершенствованием способов качественного геологического истолкования материалов, необходимо разрабатывать более точные методы количественной интерпретации. При этом важно определять не только глубины залегания возмущающих масс, но и их магнитные свойства.

В данной статье приводится один из вариантов трассирования дизъюнктивных нарушений фундамента по распределению вертикальной составляющей геомагнитного поля, а также номографический способ интерпретации аномалий Z_a и H_a , возникающих над магнитоактивными полубесконечными горизонтальными пластами (уступами).

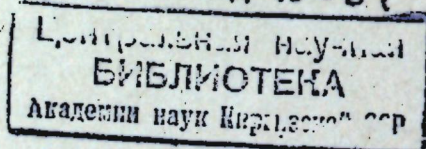
Предлагаемый метод количественной интерпретации позволяет определять глубины верхней и нижней кромок пласта, а также значение вектора интенсивности намагничивания.

Качественная оценка распределения вертикальной
составляющей геомагнитного поля и трассирование
дизъюнктивных нарушений

По распределению поля вертикальной производной магнитного потенциала земли территорию Татарии можно разделить на различные участки, характеризующиеся в одних случаях сильно дифференцированными, а в других — слабо дифференцированными полями.

Участки сильно дифференцированного поля характеризуются большими значениями горизонтальных градиентов Z_a . Напряженность

П45087



вертикальной составляющей геомагнитного поля на коротких расстояниях изменяется на 400 и более гамм. Такой беспокойный характер поля Z_a можно объяснить изменчивостью магнитоактивности масс, размещающихся на небольшой глубине, может быть в самых верхних частях фундамента. К этим участкам относятся: северо-западная часть Предкамья, Предволжье, Восточное Закамье, восточная часть Северного Прикамья и восточная часть Западного Закамья.

Материалы лабораторных исследований магнитных свойств образцов пород позволяют отнести всю осадочную толщу и метаморфические образования фундамента к немагнитным породам. Поэтому возникновение аномалий магнитного поля можно объяснить главным образом внедрением в толщу метаморфических образований магнитоактивных пород основного ряда.

Линейно-вытянутые максимумы, по-видимому, обусловлены интрузивными телами, заполняющими разломы. Изометрические же максимумы, по всей вероятности, обязаны наличию штоков интрузий основных пород в местах пересечения или сопряжения разломов фундамента. Следовательно, в случаях сильно дифференцированного поля Z_a зоны разломов фундамента могут быть трассированы по оси максимумов.

Количественную интерпретацию таких аномалий целесообразно производить исходя из предположения формы возмущающих масс, соответствующей штоку или вертикальному пласту.

Участки слабо дифференцированного поля Z_a характеризуются небольшими изменениями вертикальной составляющей геомагнитного поля. На этих участках напряженность магнитного поля изменяется в пределах от 50 до 400 гамм на значительных расстояниях (10—50 км). Подобное распределение аномалий можно объяснить тем, что магнитоактивные массы находятся на больших глубинах от поверхности кристаллического фундамента. Такие поля развиты на площадях Предкамья (за исключением северо-западной его части), западной части Западного Закамья и западной части Северного Прикамья. Наблюдаемые здесь аномалии, по-видимому, связаны со значительными изменениями рельефа возмущающих масс, так как глубоко залегающие небольшие неровности их поверхности не могут создать заметные аномалии.

В пределах этих участков выделяются главным образом линейно-вытянутые сопряженные максимумы и минимумы, которые, очевидно, указывают на наличие сбросов магнитоактивных масс. Вероятная схема геологического строения участков слабо дифференцированных полей представлена на рис. 1.

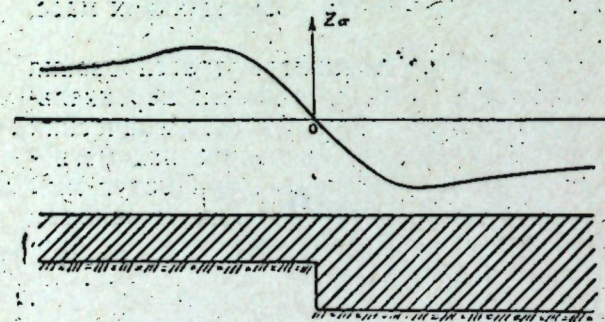


Рис. 1.

Исходя из изложенного и имея в виду практическую немагнитность осадочной толщи и метаморфических образований фундамента (пород кислого ряда); количественную интерпретацию подобных аномалий можно производить в предположении формы возмущающих масс, соответствующей полубесконечному горизонтальному слою (уступу). Для этой формы тел нами разработан ускоренный способ интерпретации.

Номографический метод количественной интерпретации аномалий геомагнитного поля, обусловленных полубесконечным горизонтальным слоем (уступом)

Методы решения прямой и обратной задачи магнитометрии для полубесконечного горизонтального пласта, намагниченного вертикально, освещены в монографиях Л. Д. Берсудского, А. А. Логачева, О. Ю. Солодухо, В. В. Колубакина, М. И. Лапиной и др. [1, 2, 4, 5]. Для решения прямой задачи получены формулы, позволяющие по заданным глубинам залегания кровли и подошвы пласта, а также значению вектора интенсивности намагничивания (I_z) вычислять величины Z_a и H_a в каждой заданной точке на поверхности Земли. Составлены также палетки и диаграммы [2, 5], которые по наблюдаемым кривым Z_a и H_a позволяют определить глубины залегания кровли и подошвы пласта. Однако по этим формулам и номограммам нельзя определить значение вектора интенсивности намагничивания (I_z). Величина I_z является одним из основных параметров, характеризующих магнитоактивные массы. Поэтому разработка метода совместного определения глубины залегания аномальных масс и вектора интенсивности их намагничивания является важным для геологического истолкования аномалий. Номографический способ интерпретации аномалий в последнее время разрабатывался сотрудниками Геологического института КФАН СССР совместно с сотрудниками Геофизической экспедиции треста „Татнефтегеофизика“. А. Г. Салиховым и Л. А. Жарковой дано несколько вариантов номографирования параметров масс, возмущающих гравитационное поле. Один из этих вариантов нами положен в основу разработки теории метода интерпретации аномалий геомагнитного поля, обусловленных полубесконечным горизонтальным слоем.

Теория метода. Интерпретацию аномалий, обусловленных полубесконечным горизонтальным пластом (уступом), нами рекомендуется производить по кривым H_a и функции определенного интеграла от

горизонтальной составляющей геомагнитного поля $I_1 = \int_{-\infty}^x H dx$, закон

изменения которой однотипен с изменением вертикальной производной гравитационного потенциала (Δg). Использование графика I_1 совместно с кривой H_a позволяет определять глубины до кровли и подошвы пласта, а также вычислять значение вектора интенсивности намагничивания I_z .

Изменение интенсивности горизонтальной составляющей геомагнитного поля (H_a) по оси абсцисс, обусловленное полубесконечным горизонтальным пластом, при вертикальном намагничивании выражается, по А. А. Логачеву [4], следующей формулой:

$$H_a = I_z \ln \frac{x^2 + h_2^2}{x^2 + h_1^2}, \quad (1)$$

где I_z — вектор интенсивности намагничивания,

h_1 — глубина до кровли пласта,

h_2 — глубина до подошвы пласта.

Интегрируя выражение (1) от x до $-\infty$, получим:

$$I_1 = \int_{-\infty}^x H dx = I_z \int_{-\infty}^x \ln \frac{x^2 + h_2^2}{x^2 + h_1^2} dx = \\ = I_z \left\{ x \ln \frac{x^2 + h_2^2}{x^2 + h_1^2} + 2 \left[h_2 \left(\frac{\pi}{2} + \arctg \frac{x}{h_2} \right) - \left(\frac{\pi}{2} + \arctg \frac{x}{h_1} \right) h_1 \right] \right\}. \quad (2)$$

По формуле (2) можно вычислить значение I_1 для любой точки оси x . Анализ этой функции показывает, что максимальное значение она принимает при $x = +\infty$, а минимальное — при $x = -\infty$. Подставляя в уравнение (2) $x = +\infty$, получим:

$$I_{\max} = \left(\int_x^{-\infty} H dx \right)_{\max} = 2\pi I_z (h_2 - h_1). \quad (3)$$

Кроме того, интегрируя выражение (1) от 0 до $-\infty$, можно получить:

$$I_2 = \int_0^{-\infty} H dx = \pi I_z (h_2 - h_1). \quad (4)$$

Как видно, правая часть уравнения (3) в два раза больше, чем в выражении (4).

Для решения обратной задачи магнитометрии в предлагаемой методике, кроме значения интеграла $I_{\max}$, используется величина абсциссы x , соответствующая половине максимума кривой H_a . Функциональная зависимость последней находится следующим образом [4]:

$$H_{\max} = I_z \ln \frac{h_2^2}{h_1^2}.$$

Обозначая величину полумаксимума H_a и его абсциссу соответственно через $\frac{1}{2} H_{\max}$, $x_{1/2}$, можно написать:

$$\frac{1}{2} H_{\max} = I_z \ln \frac{x_{1/2}^2 + h_2^2}{x_{1/2}^2 + h_1^2}.$$

Приравнивая правые части этих уравнений, получим:

$$\ln \frac{h_2^2}{h_1^2} = 2 \ln \frac{x_{1/2}^2 + h_2^2}{x_{1/2}^2 + h_1^2},$$

откуда

$$\frac{h_2^2}{h_1^2} = \frac{(x_{1/2}^2 + h_2^2)^2}{(x_{1/2}^2 + h_1^2)^2}.$$

Решая последнее уравнение относительно $x_{1/2}$, находим:

$$x_{1/2} = \pm \sqrt{h_2 h_1}. \quad (5)$$

Числовое значение интеграла I_2 можно найти путем измерения площади, заключенной между кривой H_a , осью x и нулевой ординатой, а $x_{1/2}$ определяется с наблюдаемой кривой H_a как абсцисса точки ее полумаксимума. Неизвестными являются величины h_1 , h_2 и I_z . Для определения трех неизвестных необходимы три уравнения. Третьим уравнением является средний горизонтальный градиент

функции $\left(\int_x^{-\infty} H dx \right)_{x_{cp}}$, который можно представить в следующем виде:

$$\begin{aligned} I_{cp} &= \left(\int_x^{-\infty} H dx \right)_{x_{cp}} = \frac{\int_{x_1}^{-\infty} H dx - \int_{-x_1}^{-\infty} H dx}{2x_1} = \frac{\int_{x_1}^{-x_1} H dx}{2x_1} = \\ &= \frac{I_z}{2x_1} \left\{ x_1 \ln \frac{x_1^2 + h_2^2}{x_1^2 + h_1^2} + x_1 \ln \frac{x_1^2 + h_2^2}{x_1^2 + h_1^2} + 2 \left[h_2 \left(\frac{\pi}{2} + \arctg \frac{x_1}{h_2} \right) - \right. \right. \\ &\quad \left. \left. - h_1 \left(\frac{\pi}{2} + \arctg \frac{x_1}{h_1} \right) \right] - 2 \left[h_2 \left(\frac{\pi}{2} - \arctg \frac{x_1}{h_2} \right) - h_1 \left(\frac{\pi}{2} - \arctg \frac{x_1}{h_1} \right) \right] \right\} = \\ &= \frac{I_z}{x_1} \left[x_1 \ln \frac{x_1^2 + h_2^2}{x_1^2 + h_1^2} + 2 \left(h_2 \arctg \frac{x_1}{h_2} - h_1 \arctg \frac{x_1}{h_1} \right) \right]. \quad (6) \end{aligned}$$

Здесь x_1 — заданное значение абсциссы H_a .

Уравнения (4), (5) и (6) содержат три неизвестных. Для отыскания их необходимо решить эти уравнения совместно. Аналитическое решение затруднено ввиду наличия в данной системе двух трансцендентных уравнений. Поэтому был применен графический способ, позволяющий на основе составленных номограмм находить элементы залегания полубесконечного горизонтального пласта по распределению элементов поля и элементы последних по распределению масс.

Принцип построения номограммы. По формулам (4) и (5) вычисляются значения $I_{\max}$ и $x_{1/2}$ для заранее заданных глубин h_1 и h_2 при постоянном значении вектора интенсивности намагничивания $I_z = 100 \cdot 10^{-5}$ CGSM. Вычисленные величины в виде точек наносятся в поле номограммы. По оси абсцисс откладывается значение $I_{\max}$, а по оси ординат — $x_{1/2}$. Как видно из формулы (4), при любых значениях h_1 и h_2 , но при одинаковой их разнице величина $I_{\max}$ для $I_z = 100 \cdot 10^{-5}$ CGSM остается постоянной. Но при изменении числовых значений h_1 и h_2 (при условии сохранения разницы между ними) будет меняться величина $x_{1/2}$. В результате этого по направлению параллельно оси ординат пройдут линии, характеризующие одинаковые вертикальные мощности уступа ($h_2 - h_1$).

Например, при разнице в глубинах кровли и подошвы полубесконечного горизонтального пласта в 1 км и $I_z = 100 \cdot 10^{-5}$ CGSM линия, параллельная оси ординат согласно формуле (4), пройдет от начала координат на расстоянии 628,3 гаммы, а при величине уступа в 2 км эта линия пройдет от начала координат на расстоянии 1256,6 гаммы и т. д. Для первой линии величины h_1 и h_2 могут принимать значения: $h_1 = 1$ км, $h_2 = 2$ км, $h_1 = 2$ км, $h_2 = 3$ км и т. д. Этим значениям вертикальной мощности уступа будут соответствовать $x_{1/2} = 1,414$ км, $x_{1/2} = 2,449$ км. Величины h_1 и h_2 для второй линии могут принимать значения: $h_1 = 1$ км, $h_2 = 3$ км, $h_1 = 2$ км, $h_2 = 4$ км и т. д. Им будут соответствовать значения ординат, равные 1,732 и 3,464 км и т. д. Как видно из приведенных данных, в поле номограммы по каждой линии можно разместить ряд точек, для которых будут характерны определенные глубины до верхней и нижней кромок полубесконечного горизонтального пласта. Написав около каждой точки значения этих величин, можно соединить точки с одинаковым значением h_1 , а затем — точки с одинаковым значением h_2 (рис. 2). Если аномалобразующие массы имеют вектор

интенсивности намагничивания $I_z = 100 \cdot 10^{-5}$ CGSM, то такая номограмма позволяет определять глубины h_1 и h_2 по значениям $x_{1/2}$ и $I_{\max}$, которые можно снимать с наблюдаемых кривых H_a . Методика определения $I_{\max}$ из практической кривой H_a будет описана ниже.

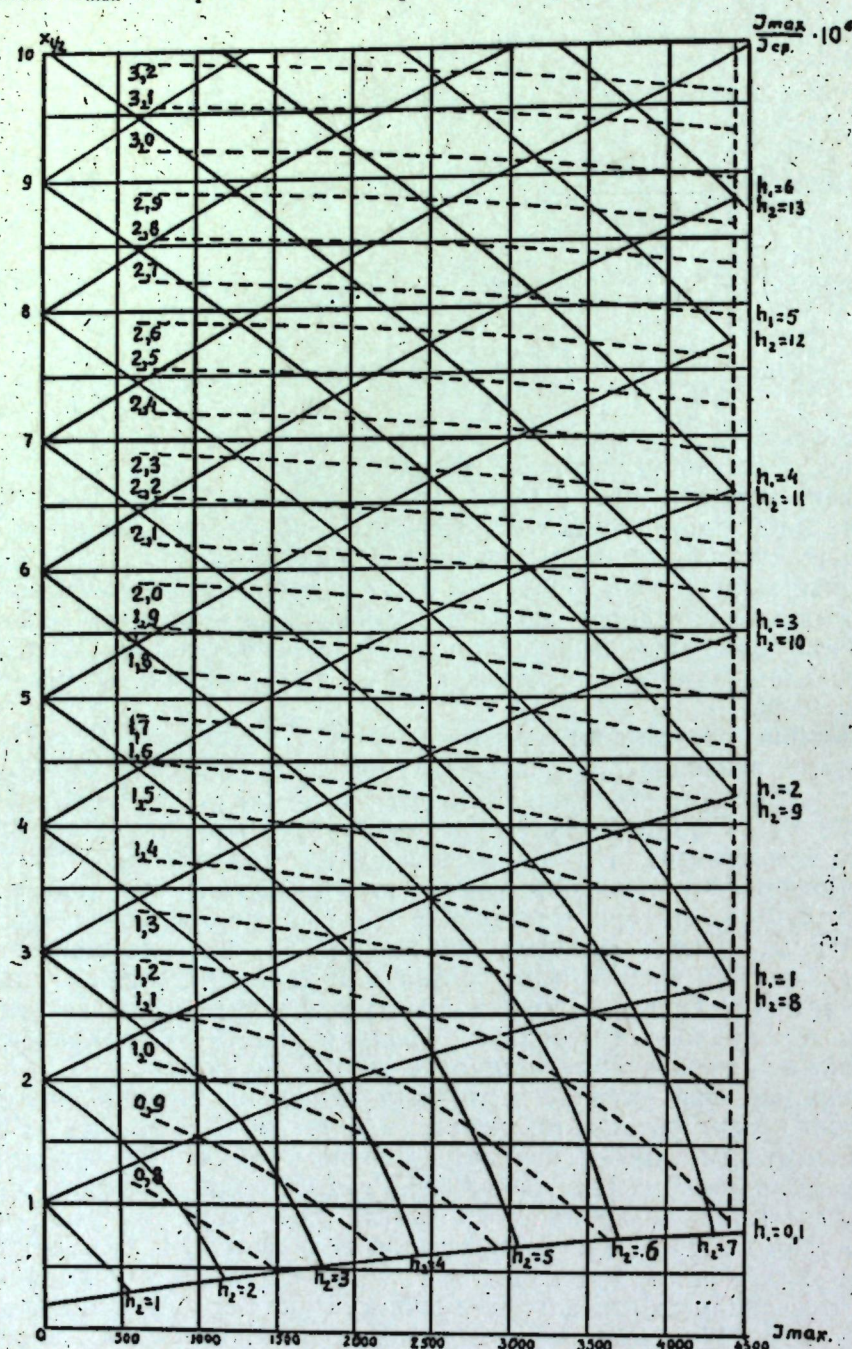


Рис. 2.

Результаты определения магнитной восприимчивости образцов пород в лабораторных условиях показывают, что магнитные свойства горных пород изменяются в широких пределах, из-за чего на практике упрощенной номограммой пользоваться нельзя.

Поэтому в поле номограммы нанесено другое семейство кривых, не зависящее от величины вектора интенсивности намагничивания.

Это семейство получено путем соединения точек с одинаковыми значениями величины отношения функций, определяемых уравнениями (4) и (6). Числовое значение на точках получено по следующей формуле:

$$\frac{I_{\max}}{I_{\text{ср}}} = \frac{2\pi x_1(h_2 - h_1)}{2x_1 \ln \frac{x_1^2 + h_2^2}{x_1^2 + h_1^2} + 2 \left(h_2 \arctg \frac{x_1}{h_2} - h_1 \arctg \frac{x_1}{h_1} \right)} \quad (7)$$

Для практического использования формулы (7) величине x_1 можно придать значение 3 км. Тогда, задаваясь значениями h_1 и h_2 , принятыми для построения упрощенной номограммы, можно вычислять величины этого отношения. Следовательно, каждая точка номограммы будет характеризоваться не только глубинами h_1 и h_2 , но и величиной отношения двух функций, вычисленной по формуле (7).

Соединяя в поле номограммы точки с одинаковыми значениями, получим семейства кривых изоглубин h_1 , h_2 и, наконец, семейство кривых отношения двух функций $I_{\max}:I_{\text{ср}}$.

Методика применения номограммы. При решении прямой задачи по заданным значениям h_1 и h_2 отыскивается точка в поле номограммы, координаты которой укажут на числовые значения $x_{1/2}$ и $I_{\max}$ при $I_z = 100 \cdot 10^{-5}$ CGSM. Умножением полученной из номограммы

величины $I_{\max}$ на $\frac{I_z}{100}$ вычисляется $I_{\max}$ для заданного значения I_z .

(В дальнейшем $I_{\max}$ для любого значения I_z будем обозначать через $2I_z$.) С этой же номограммы снимается величина отношения $I_{\max}:I_{\text{ср}}$. Зная исправленное за I_z значение числителя, определяем знаменатель этого отношения.

Решение обратной задачи магнитометрии по номограмме сводится к определению величин h_1 , h_2 , I_z по известным значениям $x_{1/2}$, $2I_z$ и $2I_z:I_{\text{ср}}$. Здесь $2I_z$ - максимум функций I_1 для любого значения I_z . Значение $x_{1/2}$ снимается с наблюдаемой кривой H_a как

абсцисса ее полумакума. Величина $I_{\text{ср}} = \frac{\int_{-3}^{+3} H dx}{6}$ является пло-

щадью, ограниченной кривой H_a , осью абсцисс, а также ординатами $+3$ км и -3 км. Значение $2I_z$ находится как удвоенная площадь, заключенная между кривой H_a , осью абсцисс и нулевой ординатой, а также ординатой конечной наблюдаемой точки с учетом удвоенной поправки за удаленную зону. (Методика определения поправки за удаленную зону будет рассмотрена в следующем параграфе.) По значению отношения $2I_z:I_{\text{ср}}$ отыскивается соответствующая кривая семейства на номограмме. (Промежуточные кривые находятся путем линейной интерполяции.) В поле номограммы отыскивается точка пересечения этой кривой с линией, параллельной оси абсцисс, расположенной от начала координат на расстоянии $x_{1/2}$ (рис. 2). Обозначим ее через А. Точке А соответствуют определенные значения глубин h_1 и h_2 , которые находятся путем линейной интерполяции между кривыми семейств h_1 и h_2 . Для определения вектора интенсивности намагничивания с номограммы снимается абсцисса точки А, которая дает числовое значение $I_{\max}$ при $I_z = 100 \cdot 10^{-5}$ CGSM. С наблюдаемой кривой H_a снимается площадь $2I_z$, соответствующая максимуму функции I_1 при фактической интенсивности намагничивания I_z .

По этим двум величинам вычисляется вектор интенсивности намагничивания по формуле:

$$I_z = 100 \cdot 10^{-5} \frac{2I_2}{I_{\max}} \quad (8)$$

Методика определения поправочного коэффициента за удаленную зону. Из курса интегральных исчислений [7] известно, что $\int_{x_1}^{x_2} f(x) dx$ является площадью, заключенной между кривой функции $f(x)$, осью абсцисс и ординатами x_1 и x_2 . Аномалия горизонтальной составляющей геомагнитного поля, возникающая над полубесконечным горизонтальным пластом, при данном значении h_1 , h_2 и I_2 согласно формуле (1) является функцией с аргументом x . При проведении полевой съемки значения горизонтальной составляющей геомагнитного поля (H_a) фиксируются на точках, расположенных по профилям. Если вдоль профиля ориентировать ось x , то по наблюдаемым ее значениям можно построить кривую изменения H_a по оси x . В данном случае h_1 , h_2 и I_2 будут строго фиксированы, так как положение возмущающего объекта не изменится от направления профилей съемки. Следовательно, графическое вычисление I_1 можно свести к определению площади, заключенной между ординатой x_1 , осью абсцисс и кривой H_a . Однако для точного вычисления этого интеграла необходимо, чтобы кривая H_a была построена по точкам, отнаблюдаемым приборами до бесконечности. Но при полевых съемках аномальная часть кривой H_a обычно не доводится до бесконечности. За счет этого величина $2I_2$ вычисляется с большими погрешностями. С целью уточнения определяемой величины нами рассчитаны поправочные коэффициенты для различных параметров возмущающих масс и разработана методика их определения по некоторым характерным точкам наблюдаемой кривой.

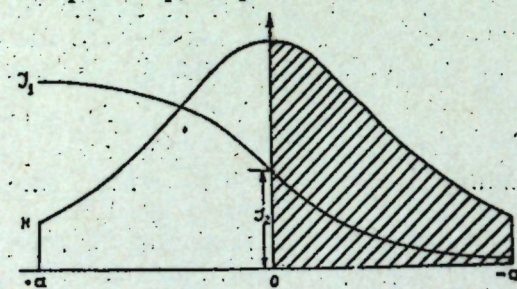


Рис. 3.

За основную формулу расчета поправочных коэффициентов было принято уравнение (2), где I_1 характеризует функцию, график которой изображен на рис. 3. Из этого рисунка видно, что I_2 есть ордината функции I_1 в начале координат. Графическое вычисление I_2 можно выполнить от 0 до некоторого числа a (на рис. 3 — заштрихованная площадь), так как продолжение съемки на расстояния, большие числа a , не дает желательных результатов. Последнее объясняется тем, что, во-первых, на распределение поля оказывают влияние соседние возмущающие объекты, а во-вторых, полевая точность измерения величины H_a не обеспечивает точности построения наблюдаемых кривых горизонтальной составляющей геомагнитного поля в удаленных зонах. Поэтому вычисленное графическим путем значение функции I_2 оказывается заниженным на величину $I_3 = \int_{-a}^0 H dx$.

В табл. 1 приведены значения последнего интеграла, вычисленные по формуле (2) для разных h_1 и h_2 .

Расчеты выполнены для $a = 5$ км и $a = 10$ км. В 3-й графе таблицы помещены результаты вычисления $I_4 = I_2 - I_3$, где I_2 вычислен по формуле (4), в 4-й графе — результаты вычисления отношения

Таблица 1

$x_{1/2}$	h_1	h_2	Δh	$\int_{-5}^{\infty} H dx$	$\int_0^{-5} H dx$	$\frac{\int_{-5}^{\infty} H dx \cdot 100}{\int_0^{-5} H dx}$	$\int_{-10}^{\infty} H dx$	$\int_0^{-10} H dx$	$\frac{\int_{-10}^{\infty} H dx \cdot 100}{\int_0^{-10} H dx}$
0,7071	0,5	1	0,5	28,96	285,20	10,15	15,64	298,52	5,24
4,8989	3	8	5	1627,80	1513,80	107,53	992,70	2148,80	46,20
4,8989	2	12	10	3565,00	2717,80	131,20	2341,00	3942,00	62,00
5,4723	5	6	1	333,18	295,14	112,90	203,24	425,08	47,81
7,9372	7	9	2	810,20	446,40	181,50	539,40	717,20	75,24
9,9499	9	11	2	884,72	371,90	237,90	610,14	646,50	98,90
9,7980	6	16	10	4482,70	1800,50	249,00	3257,60	3025,60	107,67

I_3/I_2 . На рис. 4 и 5 изображены графики зависимости этих отношений от $\Delta h = h_2 - h_1$ и $x_{1/2} = \pm \sqrt{h_2 h_1}$. Как видно из рис. 4, при постоянном значении $x_{1/2} = 4,89898$ величина этого отношения мало изменяется от вариации Δh . Так для, $a = 10$ км при изменении Δh от 1 до 5 км величина I_3/I_4 увеличивается на 4%, при дальнейшем же изменении Δh до 10 км наблюдается увеличение этого отношения на 16%. При больших значениях уступа аномальная часть кривой будет распространяться на большие расстояния. Поэтому графическое вычисление I_2 будет производиться не до 10 км, а до 15–20 км и более. В результате этого резко снизится зависимость указанного отношения от величины Δh . Это положение подтверждается кривой, нанесенной в верхней части чертежа.

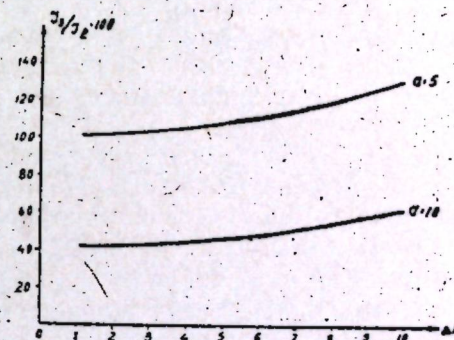


Рис. 4.

Здесь за предел интегрирования принято значение 5 км. Из рисунка видно, что при изменении Δh от 5 до 10 км ордината увеличивается на 24%, то есть на 8% выше, чем изменение ординаты для кривой, где интегрирование производилось до 10 км.

Из анализа кривых (рис. 4) видно, что изменение величины уступа от 1 до 7 км увеличивает отношение I_3/I_4 на 10% при интегрировании до 10 км. Такое же изменение ординаты (10%) наблюдается у верхней кривой при изменении величины уступа от 1 до 5 км. Следовательно, при $\Delta h = x_{1/2}$ можно говорить о независимости этого отношения от Δh с точностью $\pm 5\%$. Как известно, полевая съемка горизонтальной составляющей геомагнитного поля производится с точностью $\pm 5\%$. Отсюда видно, что с точностью полевой съемки это отношение зависит только от величины $x_{1/2}$.

На рис. 5 изображена зависимость I_3/I_4 от величины $x_{1/2}$, построенная по данным табл. 1. При этом для каждого $x_{1/2}$ выбраны два значения отношения I_3/I_4 (рассчитанные для $\Delta h = 1$ км, а в некоторых случаях 2 км и $\Delta h = x_{1/2}$). На графике каждое из этих значений соединено плавной кривой и между ними проведена средняя линия.

Построены две серии кривых: одна для графического интегрирования до 10 км, другая — для графического интегрирования до 5 км.

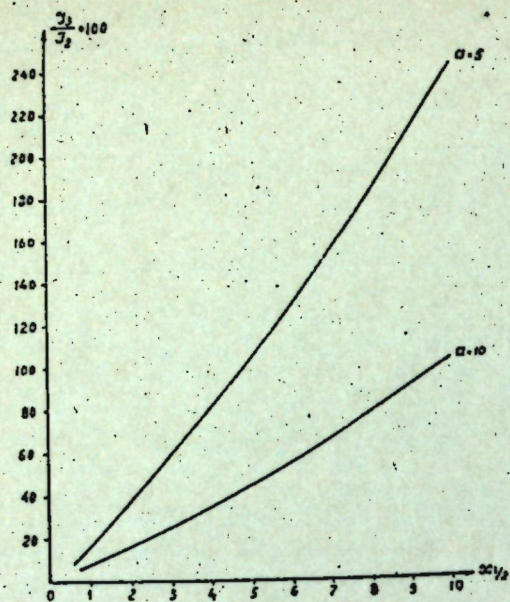


Рис. 5.

Практическое использование этих графиков сводится к следующему. С наблюдаемой кривой H_a снимается значение $x_{1/2}$ и планиметром измеряется площадь, заключенная между нулевой ординатой, кривой H_a , осью абсцисс и ординатой конечной точки наблюдения. На графике, изображенном на рис. 5, значение $x_{1/2}$ откладывается по оси абсцисс и от этого значения восстанавливается перпендикуляр до пересечения с осредненной кривой поправки за удаленную зону. Отыскивается ордината этой точки кривой, которая будет выражать в процентах отношение $I_3:I_4$. По найденному числовому значению этого отношения отыскиваем величину поправки по формуле:

$$I_3 = \int_{-a}^{\infty} H dx = \frac{\Delta}{100} \int_0^a H dx, \quad (9)$$

где Δ — числовое значение отношения $I_3:I_4$ в процентах,
 I_4 — площадь, заключенная между нулевой ординатой, кривой H_a , осью абсцисс и ординатой конечной точки наблюдения.

Точность определения поправки нами оценена на теоретических моделях. Для этого рассчитаны кривые H_a по формуле (1) при различных параметрах возмущающего полубесконечного горизонтального пласта. Данные расчета построены в виде кривой изменения функции H_a по оси x . С этих графиков при помощи планиметра определены площади, ограниченные нулевой ординатой, кривой H_a , осью абсцисс и ординатой, соответствующей $x=5$ км и $x=10$ км. Полученные значения площадей и заданные исходные параметры сведены в табл. 2.

С кривой поправки за удаленную зону (рис. 5) выбраны значения отношений Δ , соответствующие данным значениям $x_{1/2}$. Затем по формуле (9) вычислены поправки за удаленную зону. По полученным данным произведен расчет значений I_2 . В соседней графе помещены теоретические значения всего интеграла, рассчитанные по формуле (4). Результаты сопоставления теоретически и практически полученных значений I_2 сведены в последнюю графу. Из этой графы видно, что максимальная ошибка определения I_2 с введением поправки по графику (рис. 5) не превышает 3,4%, в большинстве случаев эта ошибка колеблется от 0 до $\pm 2\%$. Учитывая, что погрешность наблюдения кривой H_a современными приборами находится в пределах $\pm 5\%$, можно считать, что перестроенная кривая I_1 имеет ошибку, не превышающую ошибку съемки.

Таблица 2

$x_{1/2}$	h_1	h_2	Площадь кривой до 5 км	Площадь кривой до 10 км	Поправка за удаленную зону до 5 км	Поправка за удаленную зону до 10 км	Суммарная величина $\int_0^{\infty} H dx$	Теоретическое значение $\int_0^{\infty} H dx$	Процент ошибки	
									5 км	10 км
5,47	5	6	295	420	348	210	643	628,3	2,4	0,3
4,47	4	5	332	450	309	175	641	628,3	2,1	0,5
3,46	3	4	382	488	267	142	649	628,3	3,4	0,3
2,45	2	3	436	523	209	105	645	628,3	2,7	0
1,41	1	2	518	580	129	64	647	628,3	2,7	2,5
4,90	4	6	626	883	644	380	1270	1256,6	1,0	0,5
3,87	3	5	720	945	569	312	1257	1256,6	2,6	0
2,83	2	4	826	1012	463	243	1283	1256,6	2,1	0,2
1,73	1	3	960	1108	307	155	1263	1256,6	0,8	0,5
4,24	3	6	1020	1360	887	503	1863	1884,9	1,2	1,2
3,16	2	5	1168	1464	736	381	1901	1884,9	1,0	2,1
2,00	1	4	1356	1596	515	255	1871	1884,9	0,7	1,8

Принцип пересчета гравитационной номограммы для решения прямой и обратной задачи магнитометрии в случае полубесконечного горизонтального пласта

Номограмма, аналогичная вышеописанной, составлена А. Г. Салиховым и Л. А. Жарковой для интерпретации гравитационных аномалий, возникающих над уступом. Для того, чтобы не производить громоздких вычислений, связанных с построением номограмм, нами установлена связь между номографируемыми величинами гравитационного и магнитного полей. В результате этого путем изменения масштаба и наименования осей стало возможным использовать указанные номограммы для интерпретации аномалий горизонтальной составляющей геомагнитного поля, возникающих над полубесконечным горизонтальным пластом.

Ввиду того, что в гравиразведке наиболее распространенным видом съемки является наблюдение ускорения силы тяжести, при построении номограмм использованы некоторые характерные параметры, снятые с кривой изменения Δg , а в магниторазведочных работах измеряются значения горизонтальной (H_a) и вертикальной (Z_a) составляющих геомагнитного поля.

Для выяснения закономерностей связи первых производных магнитного и гравитационного потенциалов воспользуемся формулой Пуассона

$$W = - (I \text{ grad } V), \quad (10)$$

где V — гравитационный потенциал в предположении, что плотность тела равна единице,
 W — магнитный потенциал.

Дифференцирование уравнения (10) по осям координат дает, как известно [2], соответствующие составляющие геомагнитного поля:

$$\begin{aligned} \frac{dW}{dx} &= X = \frac{1}{f\sigma} (I_x V_{xx} + I_y V_{xy} + I_z V_{xz}) \\ \frac{dW}{dy} &= Y = \frac{1}{f\sigma} (I_x V_{xy} + I_y V_{yy} + I_z V_{yz}) \\ \frac{dW}{dz} &= Z = \frac{1}{f\sigma} (I_x V_{xz} + I_y V_{yz} + I_z V_{zz}) \end{aligned} \quad (11)$$

Если возмущающие массы имеют форму двумерного тела, то ось Y можно ориентировать по простираанию тела. Тогда по этой оси не будет наблюдаться изменение магнитного и гравитационного потенциалов. В этом случае $\frac{dW}{dy} = 0$, а $\frac{dW}{dx} = H_a$ — горизонтальной составляющей геомагнитного поля. Аналогично этому производные гравитационного потенциала V_{xy} и V_{yz} также будут равны нулю. Учитывая приведенное выше, уравнения (11) можно переписать в следующем виде:

$$H = \frac{1}{f\sigma} (I_x V_{xx} + I_z V_{xz}), \quad (12)$$

$$Z = \frac{1}{f\sigma} (I_x V_{xz} + I_z V_{zz}).$$

В уравнениях (11) и (12) $I_x = I \cos \theta$, а $I_y = I \sin \theta$, где $\theta = \arctg \left[\frac{Z(0)}{H(0)} \right]$. В случае вертикального намагничения ($\theta = 0$, $I_x = 0$).

уравнения (12) упрощаются и принимают вид:

$$\begin{aligned} H &= \frac{I_z}{f\sigma} V_{xz}, \\ Z &= \frac{I_z}{f\sigma} V_{zz}. \end{aligned} \quad (13)$$

Решая уравнения (13) относительно V_{xz} , находим $V_{xz} = \frac{f\sigma}{I_z} H$. Интегрируя последнее равенство от x до $-\infty$, получим:

$$V_z = \Delta g = \frac{f\sigma}{I_z} \int_{-\infty}^x H dx. \quad (14)$$

Уравнение (14) связывает горизонтальную составляющую магнитного поля с вертикальной производной гравитационного потенциала. В описанной номограмме по оси абсцисс отложена величина $2I_z$. Последняя по формуле (14) запишется так:

$$2I_z = 2 \int_0^{-\infty} H dx = 2 \frac{I_z}{f\sigma} \Delta g(0). \quad (15)$$

Как известно, величина $2\Delta g(0)$ численно равна максимуму функции вертикальной производной гравитационного потенциала. Эта величина в номограмме А. Г. Салихова отложена по оси абсцисс. При чем теоретический расчет $\Delta g_{\max}$ произведен для разных значений величины уступа исходя из постоянной избыточной плотности, равной $0,3 \text{ г/см}^3$. При построении описываемой номограммы принято $I_z = 100 \cdot 10^{-5} \text{ CGSM}$. Переводный коэффициент от масштаба номограммы гравитационного поля к масштабу номограммы магнитного поля может быть найден по формуле (15), переписанной в следующем виде:

$$\frac{2 \int_0^{-\infty} H dx}{2\Delta g(0)} = \frac{I_z}{f\sigma}. \quad (16)$$

Подставляя в формулу (16) числовые значения I_z и $\Delta\sigma$ описываемых номограмм, получим $\frac{100 \cdot 10^{-5}}{20 \cdot 10^{-6}} = 5 \cdot 10 = 50$.

Следовательно, каждой единице оси абсцисс номограммы гравитационного поля соответствуют 50 единиц описываемой номограммы. В первой из этих номограмм по оси ординат отложена величина $x_{ez} = \sqrt{h_2 \cdot h_1}$, которая представляет собой абсциссу точки, где вертикальный градиент ускорения силы тяжести принимает максимальное значение, а во второй по оси ординат отложена величина $x_{1/2} = \sqrt{h_2 \cdot h_1}$, являющаяся абсциссой точки, где горизонтальная составляющая геомагнитного поля H_a принимает значение полумаксима. Отсюда следует, что по осям ординат номограммы гравитационного поля и описываемой номограммы отложены величины, числовые значения которых одинаковы.

Семейство кривых, построенных по отношению $I_{\max}:I_{cp}$, согласно уравнению (14) можно записать в следующем виде:

$$\frac{I_{\max}}{I_{cp}} = \frac{6 \cdot 2 \int_0^{-\infty} H dx}{\int_{+3}^{-\infty} H dx - \int_{-3}^{-\infty} H dx} = \frac{12 \frac{I_z}{f\sigma} \Delta g(0)}{\frac{I_z}{f\sigma} [\Delta g(+3) - \Delta g(-3)]} = \frac{6\Delta g_{\max}}{\Delta g(+3) - \Delta g(-3)}. \quad (17)$$

Семейство кривых в номограмме гравитационного поля построено по правой части формулы (17), поэтому ее можно использовать для интерпретации аномалий горизонтальной составляющей геомагнитного поля, но для этого оцифровку шкалы по оси абсцисс нужно увеличить на 50. По оси ординат откладывать величину $x_{1/2}$, по оси абсцисс максимальное значение функции I_1 , а для отыскания нужного

семейства необходимо рассчитывать отношение $\frac{12 \int_{-\infty}^{+\infty} H dx}{\int_{-\infty}^{+\infty} H dx}$.

Масштаб номограммы. Необходимо заметить, что семейство кри-

вых $\frac{12 \int_{-\infty}^{+\infty} H dx}{\int_{-\infty}^{+\infty} H dx}$ не зависит от выбора линейного масштаба величин x , h_1 и h_2 , если значения $x_{1/2}$, h_1 и h_2 задаются в одних измерениях, так как размерность числителя и знаменателя имеет одну и ту же степень.

Формулы же (3) и (5) определяют масштаб номограммы, так как они прямо пропорциональны первой степени расстояния. Если задавать h_1 и h_2 в метрах, то и величина $x_{1/2}$, откладываемая по оси ординат, также получается в метрах. В этом случае величина $(\int_{-\infty}^{+\infty} H dx)_{\max}$,

откладываемая по оси ординат, уменьшается в 1000 раз по сравнению с числовыми значениями номограммы, так как номограмма рассчитана для величин x , h_1 и h_2 , выраженных в километрах.

Значит, при решении обратной задачи наблюдаемый график можно строить в любом масштабе единиц: в сантиметрах, метрах и километрах. В соответствии с этим будем получать глубины в сантиметрах, метрах и километрах. Для этих масштабов единиц будет уменьшаться величина, снимаемая с оси ординат, на 10 000 и 1000.

Графическая точность решения обратной задачи магнитометрии с помощью номограмм. Для оценки графической точности предлагаемой номограммы нами рассчитаны кривые H_a по формуле (1) для различных параметров возмущающих масс. Одна из них приведена

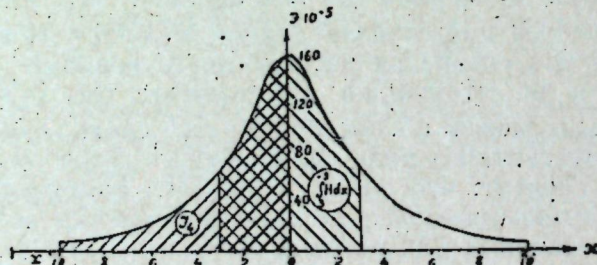


Рис. 6.

на рис. 6. При расчете кривых вектор интенсивности намагничивания приравнивался к $200 \cdot 10^{-5}$ CGSM, а величина x принимала значения 1, 2, ... 10 км. Для каждой кривой были заданы глубины h_1 и h_2 . По результатам вычисления построены кривые изменения величины H_a по оси x . Планиметром измерялась площадь, ограниченная кривой

H_a , нулевой ординатой и абсциссой, а также ординатой 10 (рис. 6). В полученное значение вносилась поправка за удаленную зону по графику, приведенному на рис. 5, и по этим данным вычислялась величина $\int_{-\infty}^{+\infty} H dx = \frac{1}{2} \left(\int_{-\infty}^{+\infty} H dx \right)_{\max}$. На рис. 6 штриховкой показана площадь, ограниченная кривой H_a , ординатами +3 и -3, а также осью абсцисс. Эта площадь численно равна $\int_{-3}^{+3} H dx$, величина которой, поделенная на шесть, дает средний градиент выражения I_1 . По полученным величинам были вычислены отношения $I_{\max}:I_{\text{ср}}$, а с кривой H_a сняты значения $x_{1/2}$. Данные интерпретации сведены в табл. 3.

Таблица 3

Теоретические значения			$x_{1/2}$	$I_{\max}:I_{\text{ср}}$	Данные интерпретации			Погрешность, %		
h_1	h_2	$I_z \cdot 10^{-5}$			h_1	h_2	I_z	h_1	h_2	I_z
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
2	3	200	2,45	1,08	1,98	3,03	189	1	1,5	5
3	4	200	3,46	1,33	2,92	4,10	168	2,5	2,5	16
4	5	200	4,47	1,59	4,02	4,99	208	0,5	0,2	4
1	3	200	1,74	0,96	0,98	3,10	189	2	3,3	5
2	4	200	2,85	1,19	2,06	3,89	218	3	3	9
3	5	200	3,88	1,46	2,92	5,17	175	2,5	3,5	12,5
2	5	200	3,17	1,293	2,1	4,79	219	5	4,2	9,5
3	6	200	4,2	1,56	2,96	6	194	1	0	3

Из таблицы видно, что ошибки в определении глубин не превышают $\pm 3\%$. Такая погрешность в определении глубин соответствует погрешности полевых наблюдений H_a . Следовательно, номограммы, ускоряя решение обратной задачи, не уменьшают точности определения глубин до верхней и нижней кромок полубесконечного горизонтального пласта. Величина I_z определяется с большей погрешностью, достигающей 16% при среднем ее значении $\pm 10\%$. Но такую точность определения I_z можно считать удовлетворительной, так как в лабораторных условиях величина I_z определяется с погрешностью, равной приблизительно $\pm 5\%$.

ЛИТЕРАТУРА

1. Берсудский Л. Д., Логачев А. А., Солодухо О. Ю. Курс магниторазведки. Гостехиздат, 1940.
2. Колубакин В. В. и Лапина М. И. Обзор способов решения прямой и обратной задачи магнитной разведки. Изд-во АН СССР, 1960.
3. Кричарь А. И., Салихов А. Г. Плотность и магнитная восприимчивость пород палеозоя восточной части Татарии и их влияние на гравитационные и магнитные аномалии. Изв. АН СССР, серия геофиз., № 8, 1956.
4. Логачев А. А. Курс магниторазведки. Госгеолгиздат, 1951.
5. Логачев А. А. Методическое руководство по аэромагнитной съемке. Госгеолгиздат, 1955.
6. Салихов А. Г. Ускоренный способ вычисления глубины залегания возмущающих гравитационное поле масс, имеющих форму прямоугольной призмы. Прикладная геофизика, вып. 31, Гостехиздат, 1961.
7. Фихтенгольц Г. М. Курс дифференциального и интегрального исчисления, т. II, Гостехиздат, 1948.

А. Г. Салихов, Л. А. Жаркова, Г. Е. Кузнецов

УСКОРЕННЫЙ СПОСОБ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ ЗАЛЕГАНИЯ И ГРАВИТАЦИОННОГО ДЕЙСТВИЯ ВОЗМУЩАЮЩИХ МАСС, ИМЕЮЩИХ ФОРМУ УСТУПА

Обязательным условием достоверности геологической интерпретации гравитационных аномалий следует, очевидно, считать подтверждение результатов качественных истолкований данными количественных расчетов. В связи с этим в плане научных исследований Геологического института Казанского филиала АН СССР стояла задача разработки достаточно точного и удобного для практического применения способа интерпретации.

Ниже излагается обоснование способа количественной интерпретации гравиметрических аномалий с помощью номограмм, составленных на основании совместного решения уравнений с несколькими неизвестными, выражающими элементы залегания уступа и соответствующие им составляющие гравитационного поля.

Вертикальный уступ может быть уподоблен дизъюнктивным нарушениям слоев по плоскости, вертикальной к горизонту. Например, сброс может быть обусловлен разломом фундамента, в результате которого отдельные его блоки (крылья сброса) оказались на различных глубинах от уровня моря.

Формула вычисления вертикальной составляющей силы тяжести уступа, когда начало координат располагается над его вертикальной гранью, а ось x направлена вкост простирания сброса (рис. 1), получена, как известно [1, 5], в следующем виде:

$$\Delta g = K\Delta\sigma \left\{ x \ln \frac{x^2 + H^2}{x^2 + h^2} + 2 \left[H \left(\frac{\pi}{2} + \arctg \frac{x}{H} \right) - h \left(\frac{\pi}{2} + \arctg \frac{x}{h} \right) \right] \right\}, \quad (1)$$

где k — гравитационная постоянная,

$\Delta\sigma$ — избыточная (дефицит) плотность,

x — координата точки, для которой вычисляется Δg .

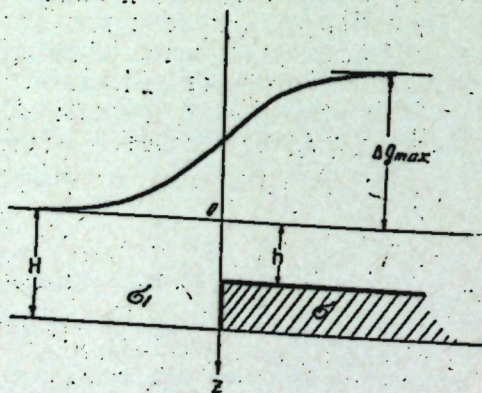


Рис. 1.

Формула (1) позволяет вычислять значение Δg для любой точки по оси x . Максимальное его значение, как известно, будет при $x = \pm \infty$. При этом формула принимает следующий вид:

$$\Delta g_{\infty} = 2\pi k \Delta\sigma (H - h). \quad (2)$$

Производная же вертикальной составляющей силы тяжести по оси x [6] имеет вид

$$g'_x = 2k\Delta\sigma \ln \frac{\sqrt{x^2 + H^2}}{\sqrt{x^2 + h^2}}. \quad (3)$$

Максимальное значение горизонтального градиента определяется [1] при $x = 0$ по формуле

$$g'_{x\max} = 2k\Delta\sigma \ln \frac{H}{h}. \quad (4)$$

Производная вертикальной составляющей силы тяжести по оси z для уступа [5] имеет следующий вид:

$$g'_z = -2k\Delta\sigma \left(\arctg \frac{x}{H} - \arctg \frac{x}{h} \right). \quad (5)$$

Находим абсциссу точки x_{ez} , где g'_z принимает экстремальные значения. Для этого отыскиваем производную по оси x из формулы (5), приравняв ее к нулю.

$$\frac{dg'_z}{dx} = \frac{1}{\left(1 + \frac{x_{ez}^2}{H^2}\right)H} - \frac{1}{\left(1 + \frac{x_{ez}^2}{h^2}\right)h} = 0.$$

После некоторых преобразований имеем

$$x_{ez} = \pm \sqrt{Hh}.$$

Очевидно, максимальному значению вертикального градиента соответствует

$$x_{ez} = \sqrt{Hh}. \quad (6)$$

Поэтому, подставляя вместо x в формуле (5) его экстремальное значение, находим:

$$g'_{z\max} = -2k\Delta\sigma \left(\arctg \sqrt{\frac{h}{H}} - \arctg \sqrt{\frac{H}{h}} \right).$$

Имея в виду, что $\arctg x = \frac{\pi}{2} - \arctg \frac{1}{x}$, для вычисления вертикального градиента, создаваемого сбросом, окончательно получаем следующую формулу:

$$g'_{z\max} = 2k\Delta\sigma \left(\frac{\pi}{2} - 2 \arctg \sqrt{\frac{h}{H}} \right). \quad (7)$$

Уравнения (2), (4), (6), (7) при решении прямой задачи позволяют вычислять экстремальные значения в распределении аномалий силы тяжести. Численные значения Δg_{∞} на практике определяются из гравиметрических карт как разность между максимумом и минимумом аномалий, а экстремальные значения горизонтальных и вертикальных градиентов отыскиваются путем графического дифференцирования кривых [2, 6].

С помощью формул (2), (4), (6), (7) отыскиваются и элементы залегания тела. Для этого необходимо совместно решить систему уравнений с тремя неизвестными. Однако наличие в системе двух трансцендентных уравнений затрудняет аналитическое решение обратной задачи. Поэтому результаты вычисления элементов аномалий и соответствующих им элементов залегания тела были номогра-

фированы. Для различных теоретических значений глубины залегания верхней и нижней кромок уступных масс по приведенным выше формулам вычислялись гравитационные действия масс и величины горизонтального и вертикального градиентов. Численное значение избыточной плотности возмущающей массы при расчетах было принято на границе раздела постоянным и равным $+0,30 \text{ г/см}^3$. Величина h задавалась от 0,10 до 15,0 км через интервал 1,0 км, а глубину нижней кромки уступа принимали последовательно на 1,0; 2,0; 3,0; 4,0; 5,0; 6,0 и 7,0 км ниже верхней кромки. Следовательно, при вычислениях значения H приняты от 1,0 до 22,0 км. Затем с целью исключения из рассмотрения избыточной плотности для каждой заданной h и H отыскивались значения $\Delta g_m: g'_{zm}$ и $g'_{xm}: g'_{zm}$. Поскольку $\Delta \sigma$ в выражениях (2), (4), (7) прямо пропорциональна вертикальной составляющей аномалий и ее производным, а численные значения плотности при расчетах принимаются постоянными, то, очевидно, отношения элементов аномалий для любой избыточной плотности будут постоянными. Результаты вычисления в соответствии с заданными h и H в виде отдельных точек были нанесены на плоскость чертежа. По оси абсцисс откладывались значения $\Delta g_m: g'_{zm}$, а по оси ординат $g'_{xm}: g'_{zm}$. По этим точкам проведены линии изоглубий, представляющие собой семейство кривых h и H для любой избыточной плотности (рис. 2). Численное значение последней определяется из другого семейства кривых, нанесенных в верхней части номограммы I. Здесь построена функциональная зависимость величины уступа $T = H - h$ от вертикальной составляющей аномалий и избыточной плотности. По оси абсцисс в линейном масштабе отложено значение Δg_m . По оси ординат в логарифмическом масштабе нанесена шкала $\Delta \sigma$, а в поле номограммы — соответствующие этим двум величинам кривые уступа T .

В дальнейшем экстремальные значения аномалий, определяемые из гравиметрических карт, и элементы залегания тела, определяемые из номограммы, в отличие от теоретических их значений, обозначим через $\Delta \bar{g}$, $\bar{g}'_x$, $\bar{g}'_z$, $\bar{h}$, $\bar{H}$, $\bar{\Delta \sigma}$.

Решение задачи с помощью номограммы I состоит в отыскании максимальных значений вертикальной составляющей силы тяжести, ее горизонтального и вертикального градиентов в зависимости от элементов залегания уступа.

В соответствии с заданными элементами залегания тела определяем, прежде всего, аномальное значение Δg_m . Для этого по разности $H - h = T$ и заданному $\Delta \sigma$, пользуясь соответствующей зависимостью этих величин, находим точку пересечения перпендикуляра, опущенного со шкалы плотности на кривую T . Перпендикуляр, опущенный с этой точки на шкалу Δg_m , определяет искомую величину вертикальной составляющей аномалий силы тяжести. Затем по заданным h и H находим местоположение точки в поле номограммы. Перпендикуляр, опущенный с этой точки на ось абсцисс и ординат, соответствует некоторым отрезкам

$$x_1 = \Delta g_m: g'_{zm}, \quad (8)$$

$$y = g'_{xm}: g'_{zm}. \quad (9)$$

Поскольку величина Δg_m нам уже известна, то можем определить и остальные искомые значения g'_{zm} и g'_{xm} . Для отыскания их, очевидно, справедливы следующие выражения

$$g'_{zm} = \Delta g_m: x, \quad (10)$$

$$g'_{xm} = y \cdot g'_{zm}. \quad (11)$$

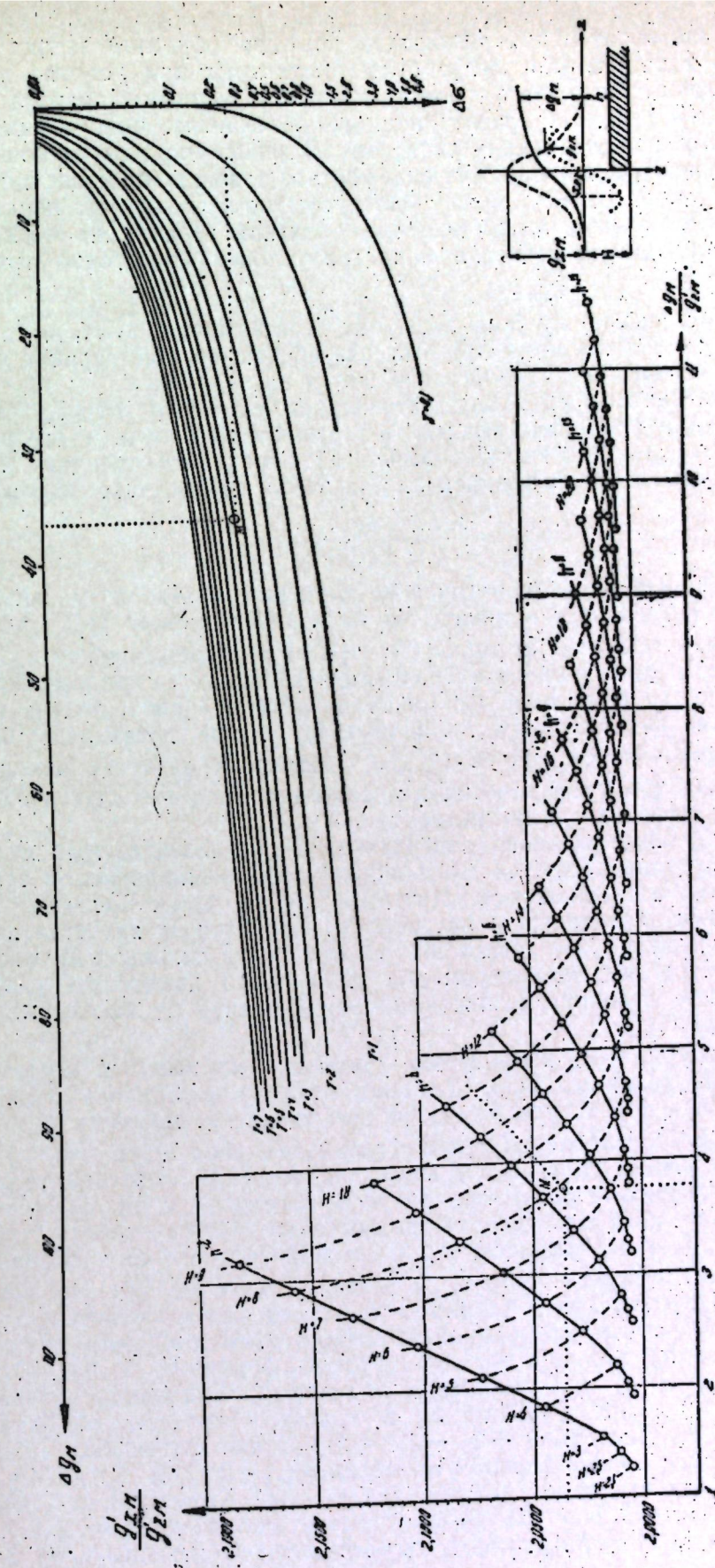


Рис. 2. Номограмма I для возмущающих масс, имеющих форму уступа.

Удовлетворительные результаты решения обратной задачи с помощью номограммы I могут быть достигнуты при условии достаточно точных исходных данных. Особенно точными должны быть вторые производные гравитационного потенциала. Они обычно вычисляются из гравиметрических карт. В зависимости от их точности в значениях градиентов могут содержаться довольно большие ошибки. Поэтому номограмма I может быть успешно использована при решении прямой задачи, а при решении обратной задачи она обеспечивает необходимую точность лишь при условии достаточно точного определения $\bar{g}'_{xм}$ и $\bar{g}'_{zм}$.

Для отыскания глубины залегания и плотности ($\bar{h}$, $\bar{H}$, $\bar{\Delta\sigma}$) по заданным значениям аномалий был разработан второй вариант номограммы, сущность которой заключается в следующем.

По заданным элементам залегания вертикального уступа, используя формулу (1), можно вычислить теоретические значения аномалий, затем по формуле конечных разностей определить величину среднего горизонтального градиента. Для этого справедливо выражение

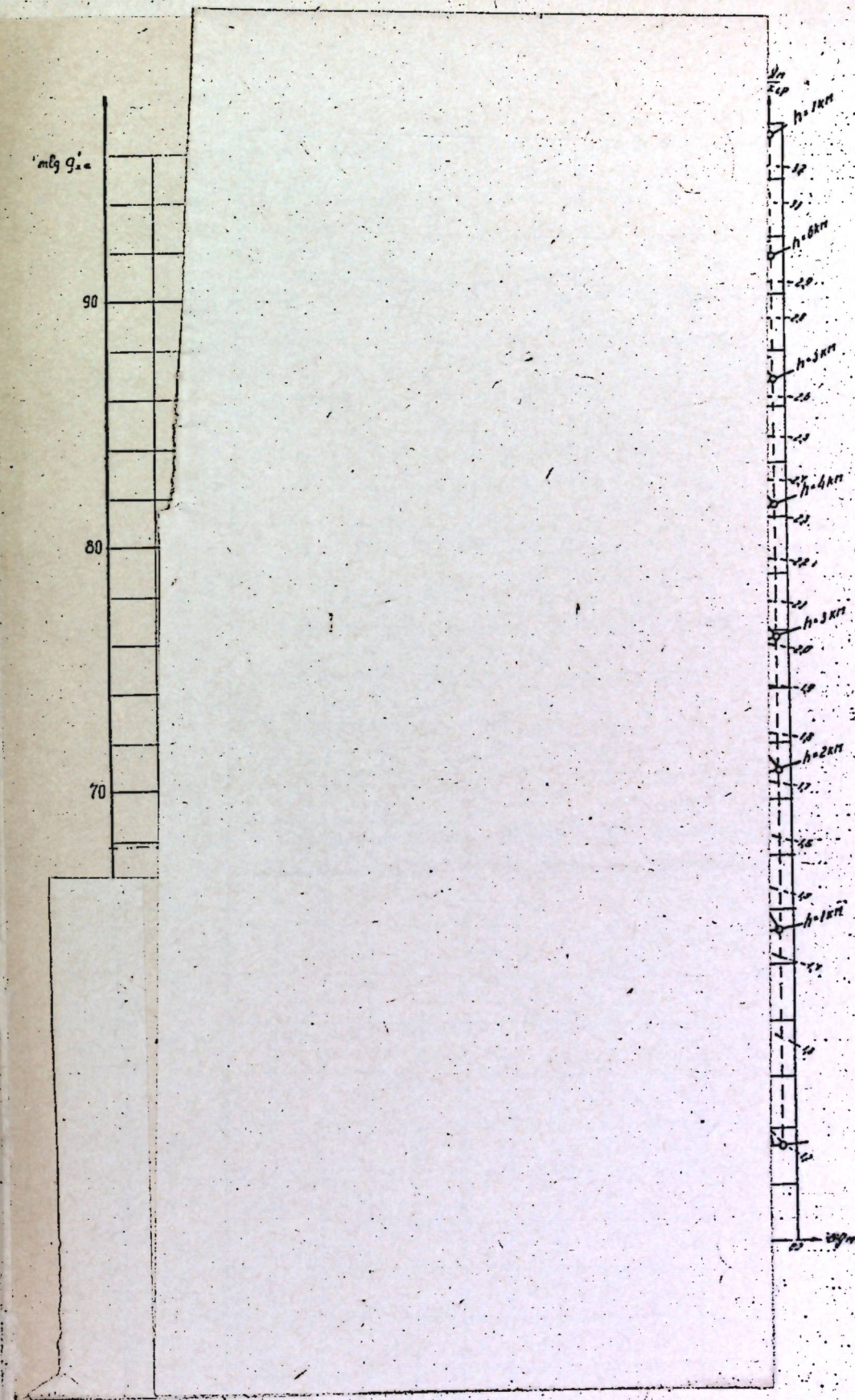
$$g'_{x\text{cp}} = \frac{\Delta g(x) - \Delta g(-x)}{2x}, \quad (12)$$

где $\Delta g(x)$, $\Delta g(-x)$ — теоретические значения аномалий на расстоянии $\pm x$ от начала координат. На практике величину $(g'_x)_{\text{cp}}$ можно определить также по формуле (2). При этом содержащаяся в $\Delta g(x)$ и $\Delta g(-x)$ полная ошибка интерполяции уменьшится пропорционально x . Так что в отличие от максимального значения, получаемого из гравиметрических карт, величина $(g'_x)_{\text{cp}}$ при достаточно большом x вычисляется точнее $(g'_x)_{\text{м}}$. Поэтому в качестве исходных данных для номографирования целесообразно использовать средние значения горизонтальных градиентов.

Максимальные значения вертикального градиента из гравиметрических карт определяются графическим дифференцированием также с большими погрешностями. Поэтому другим более выгодным (по сравнению с вертикальным градиентом) параметром является величина абсциссы x_{ez} , не зависящая от плотности аномальной массы. Наконец, третьим параметром для построения номограмм удобно использовать величину разности аномалий между ее максимумом и минимумом ($\Delta g_{\text{м}}$).

Однако при этом необходимо учитывать нормальный (нулевой) уровень аномального поля. За счет наличия различного порядка аномалий нулевой их уровень, а следовательно, и величина $\Delta g_{\text{м}}$ будут разные. Последние из гравиметрических карт точно не могут быть определены. Имея это в виду, для решения обратной задачи во втором варианте построены две номограммы (II и III). Номограмма II по исходным для расчета данным позволяет определять теоретические значения абсциссы x_{ez} и расчетную величину аномалий с учетом ее нулевого уровня. Обозначим ее через Δg . Из номограммы III отыскиваются элементы залегания вертикального уступа ($\bar{h}$, $\bar{H}$, $\bar{\Delta\sigma}$). В основу построения этих номограмм положены данные, полученные при решении прямой задачи по формулам (1), (2), (4), (6).

По формуле (1) для различных элементов залегания уступа вычислялись значения аномалий Δg в точках, отстоящих от начала координат на расстоянии $+1, -1, +5, -5$ км. Затем были получены разности ординат кривой аномалий $\Delta g_{+1} - \Delta g_{-1}$ и $\Delta g_{+5} - \Delta g_{-5}$. Кроме упомянутых выше данных, для тех же элементов залегания модели уступа по формуле (6) были рассчитаны значения экстремума абсциссы x_{ez} . В номограмме II, представленной на рис. 3, по оси



Удовлетвор
мощью номогр
точно точных
вторые произв
числяются из
в значениях гра
Поэтому номо
нии прямой за
вает необходим
определения g_x

Для отыска
данным значен
граммы, сущно

По заданны
зую формулу (1
затем по форм
него горизонта

где $\Delta g(x)$, $\Delta g(-$
нии $\pm x$ от нач
определить так
и $\Delta g(-x)$ полн
но x . Так что
из гравиметрич
шом x вычисля
данных для ном
значения гориз

Максимальн
ческих карт оп
с большими по
сравнению с ве
чина абсциссы
Наконец, трет
использовать ве
минимумом (Δg_m)

Однако при
уровень аномал
аномалий нулев
дут разные. По
быть определе
во втором вари
ма II по исходн
тические значе
с учетом ее ну
граммы III отыс
($h, H, \Delta g$). В ос
полученные при

По формуле
числялись значе
координат на ра
чены разности
Кроме упомянут
модели уступа

абсциссы x_{ex} . В номограмме II, представленной на рис. 6, по

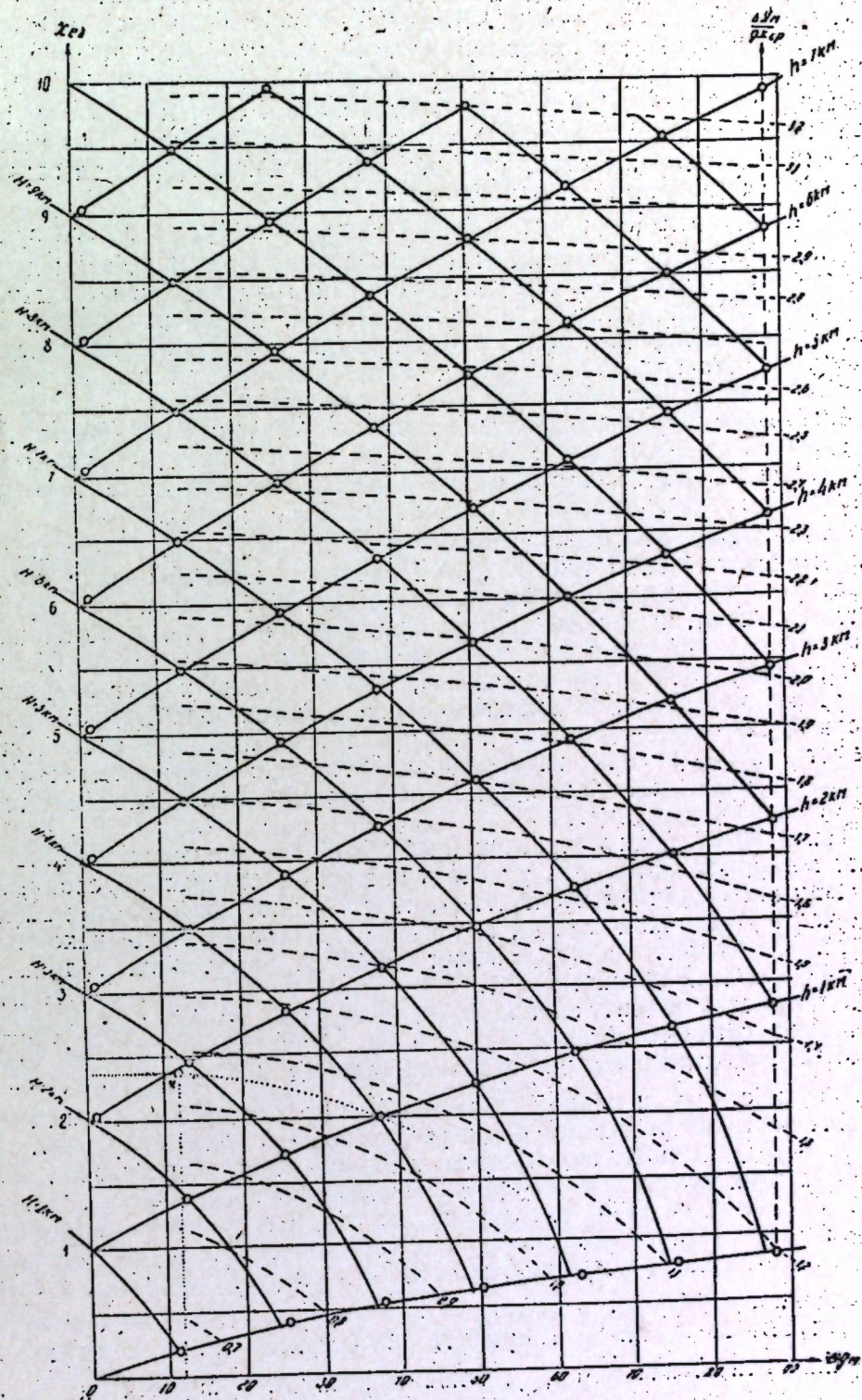


Рис. 4. Номограмма III для определения h, H и Δg .

абсциссы отложены значения $m \lg \Delta g_m$, а по оси координат — $m \lg (g'_x)$, (модуль $m = 50 \text{ см}$). В поле номограммы нанесены семейства кривых x_{ez} , $\Delta g_{+1} - \Delta g_{-1}$, $\Delta g_{+5} - \Delta g_{-5}$. Значения разности ординат аномальной кривой являются входными в номограмму II величинами при определении полной аномалии Δg_m и абсциссы x_{ez} , в которой вертикальный градиент (g'_z) принимает экстремальное значение. Последние используются для определения элементов залегания уступа из номограммы III (рис. 4). Входными в ней при решении обратной задачи являются значения x_{ez} и отношение $\Delta g_m : g'_{x \text{ ср}}$.

В номограмме III по оси абсциссы отложена Δg_m , а по оси ординат x_{ez} . В поле номограммы нанесены соответствующие этим двум величинам глубины h , H . Отыскание их значений при решении обратной задачи достигается, как и раньше, путем исключения из трех номографируемых неизвестных величин избыточной плотности.

x_{ez} не зависит от плотности притягивающего тела. Поэтому любой отрезок оси ординат, соответствующий исходной данной, ограничивает в этом направлении искомые величины h , H (последние будут на линии отрезка x_{ez}). С целью исключения плотности по оси абсциссы для каждой заданной h и H вычислено значение отношения $\Delta g_m : g'_{x \text{ ср}}$ и построено по ним семейство кривых.

Рассмотрим отыскание элементов залегания тела. На участке карты аномалий силы тяжести, распределение которой близко соответствует уступному, строим осредненный график изменения Δg по пяти профилям, пересекающим изоаномалы вкост их простираения и расположенным один от другого в 1 км. Определяя на осредненном графике ординаты в точках (x) , $(-x)$, отстоящих друг от друга на расстоянии 6 км, отыскиваем такой участок, на котором разность $\Delta g(x) - \Delta g(-x)$ имеет наибольшее значение. Для рассматриваемого случая в точке на середине этого участка горизонтальный градиент, очевидно, также будет наибольшим. Размещаем в этой точке начало координат.

Такой прием доинтерпретационной обработки данных аномального поля позволяет исключить ту часть аномалий, которая обусловлена случайными ошибками наблюдений, неоднородностью строения верхней части осадочной толщи, а также более объективно находить начало координат. Из осредненного графика определяем ординату кривой в точках абсциссы $+1$, -1 , $+3$, -3 , $+5$, -5 . Затем находим разность ординат аномалий $\Delta g_{+1} - \Delta g_{-1}$; $\Delta g_{+3} - \Delta g_{-3}$; $\Delta g_{+5} - \Delta g_{-5}$. Величину среднего горизонтального градиента вычисляем по формуле (12), подставляя в нее значения ординат $\Delta g_{+3} - \Delta g_{-3}$, а величину абсциссы x_{ez} и полной аномалии Δg находим из номограммы II.

Для этого по разностям ординат аномальной кривой $\Delta g_{+1} - \Delta g_{-1}$ и $\Delta g_{+5} - \Delta g_{-5}$ в поле номограммы находим точку пересечения семейства этих кривых, в которой отсчитываем значение x_{ez} , полученное интерполяцией расстояния между ближайшими кривыми искомого семейства. Перпендикуляр, опущенный на ось абсцисс из найденной точки пересечения, позволяет отсчитать $m \lg \Delta g_m$, а следовательно, найти Δg .

Откладывая x_{ez} по оси ординат номограммы III, а в ее поле величину отношения $\Delta g : g'_{x \text{ ср}}$, находим точку (М) пересечения перпендикуляра, опущенного с оси ординат на кривую семейства $\Delta g : g'_{x \text{ ср}}$. В точке М путем интерпретации расстояний между кривыми семейства h_n , h_{n+1} и H_n , H_{n+1} отсчитываем глубины h и H . На пересечении перпендикуляра, опущенного из точки М на ось

абсцисс, отсчитываем Δg_m . Затем определяем избыточную плотность возмущающего тела из следующего выражения

$$\Delta \sigma = \frac{\Delta g \cdot 0.3}{\Delta g_m} \quad (13)$$

Из приведенных выше данных видно, что параметры, количественно характеризующие возмущающее тело при построении номограмм I, II, III, были приняты в определенных, весьма ограниченных пределах. В связи с этим важно выяснить вопрос о возможности применения этих номограмм для случаев, когда заданные размеры и положения интерпретируемых тел характеризуются значениями, выходящими за пределы принятых при построении. Анализ вычислительных формул (1), (2), (4), (6), (7) показывает, что изменение глубины залегания верхней и нижней кромок эквивалентно изменению аномального значения Δg_m , x_{ez} и не влияет на градиенты g'_{xm} , g'_{zm} . Другими словами, при изменении h и H в n раз аномальные значения Δg_m и x_{ez} также изменяются в n раз, а вторые производные гравитационного потенциала $g'_{x \text{ ср}}$ и g'_{zm} сохраняют первоначальные значения. Отсюда нетрудно видеть, что номограмма для решения прямой задачи может быть использована и в тех случаях, когда глубины залегания интерпретируемых тел, а также элементы поля имеют такие значения, которые отличаются от данных, принятых при построении номограммы III.

Применение номограмм поясним на примерах.

Пример 1. Дана глубина залегания и плотность тела. Требуется определить аномальные значения Δg_m , g'_{xm} и g'_{zm} . Пусть $h = 4,3 \text{ км}$; $H = 7,8 \text{ км}$; $\Delta \sigma = 0,25 \text{ г/см}^3$. В поле номограммы I в верхней половине чертежа отыскиваем местоположение точки, лежащей на кривой $T = 7,8 - 4,3 = 3,5 \text{ км}$ и на пересечении перпендикуляра, опущенного со шкалы $\Delta \sigma = 0,25 \text{ г/см}^3$. Из этой точки опускаем перпендикуляр на ось абсцисс, на которой находим $\Delta g_m = 36,6 \text{ мгл}$.

Из семейства кривых изоглубин (на нижней половине чертежа) $h_n = 4,0 \text{ км}$; $h_{n+1} = 5,0 \text{ км}$ и $H_n = 7,0 \text{ км}$, $H_{n+1} = 8,0 \text{ км}$, применяя интерпретацию, определяем местоположение точки, характеризующейся $h = 4,3 \text{ км}$ и $H = 7,8 \text{ км}$. Опускаем из этой точки на ось абсцисс и ординат перпендикуляры. На пересечении перпендикуляра с осью x отсчитываем значение $x_1 = 3,755$, а на пересечении с осью y находим $y_1 = 2,035$. Эти данные позволяют нам, наконец, отыскать вертикальный и горизонтальный градиенты. Действительно, пользуясь соотношениями (9), (10), находим: $g'_{zm} = 9,75E$, а $g'_{xm} = 19,83E$.

Пример 2. Дана теоретическая кривая Δg над вертикальным уступом. Требуется найти глубину залегания верхней и нижней кромок тела, а также избыточную плотность.

На интерпретационной кривой отыскиваем наибольшую разность $\Delta g_{+3} - \Delta g_{-3}$ и на ней начало координат. В рассматриваемом случае эта разность равна $8,2 \text{ мгл}$.

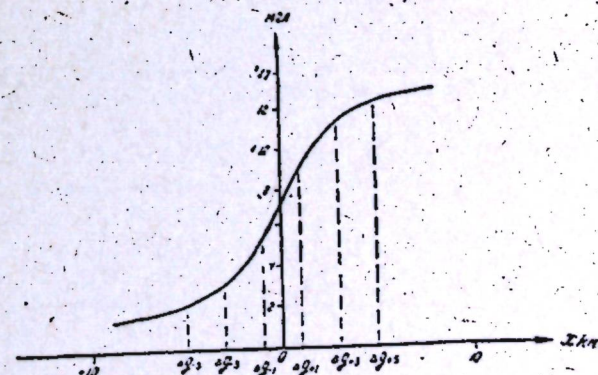


Рис. 5. Кривая Δg над вертикальным уступом.

Подставляя полученную разность в выражение (12), находим $g'_{x_{cp}} = 13,67E$. С кривой аномалий определяем разность ординат $\Delta g_{+1} - \Delta g_{-1} = 3,6$ мгл, $\Delta g_{+5} - \Delta g_{-5} = 10,2$ мгл. По этим значениям из номограммы II находим $x_{ez} = 2,38$ км, $m \lg \Delta g = 57,9$ см, отсюда $\Delta g = 14,39$ мгл. Наконец в номограмме III по значениям $x_{ez} = 2,38$ км отыскиваем точку пересечения перпендикуляра, опущенного с оси ординат и кривой семейства $\Delta g: g'_{x_{cp}}$ со значением 1,053. Пользуясь правилами, приведенными выше, определяем $h = 1,98$ км, $H = 2,86$ км. Перпендикуляр с этой точки на ось абсцисс указывает на шкале значение $\Delta g = 11,3$ мгл. Имея в виду $\Delta g = 14,39$ мгл, определяем среднюю избыточную плотность уступа $\Delta \sigma = (14,39 - 0,3) : 11,3 = 0,38$ г/см³.

Оцениваем точность номограммы при решении прямой и обратной задачи. Вычисляя точные значения по заданным h , H и Δg (пример 1) по формуле (2), (4) и (6), находим: $\Delta g_m = 36,67$ мгл; $g'_{zm} = 9,78E$ и $g'_{xm} = 19,86E$. Очевидно, разность величин, полученных по номограммам и аналитически, характеризует возможную погрешность в решении задачи, обусловленной номограммой. Для данного примера она, как видно, довольно высокая (0,5%). Аналогичная оценка погрешности при решении обратной задачи показывает (пример 2), что глубина верхней грани уступа определена с точностью до 0,02 км, а нижней грани 0,14 км, то есть < 5% от общей глубины. Плотность же из номограммы определяется с точностью не ниже 0,03 г/см³. Использование номограммы при решении прямой задачи позволяет достаточно точно и быстро определять экстремальные значения составляющих аномалий силы тяжести. Точность же результатов решения обратной задачи зависит главным образом от степени точности определения исходных для расчета данных Δg и $g'_{x_{cp}}$ из гравиметрических карт. Наилучшие результаты количественной интерпретации, очевидно, могут быть обеспечены по данным детальных и высокоточных гравиметрических съемок.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андреев Б. А., Закашанский М. С., Самсонов Н. Н., Фотиади Э. Э. Курс гравитационной разведки, М.—Л. госгеоиздат, 1941.
2. Веселов К. Е. Применение второй вертикальной производной потенциала силы тяжести при геологическом истолковании гравиметровой съемки. Прикладная геофизика, вып. 11. Гостоптехиздат, 1954.
3. Маловичко А. К. Основной курс гравиразведки, ч. 1. Пермь, изд-во Перм. гос. ун-та, 1960.
4. Салихов А. Г. О практической применимости некоторых формул для определения глубины залегания возмущающих гравитационное поле масс. Изв. КФАН СССР, сер. геол., № 7, 1959.
5. Сорокин Л. В. Гравиметрия и гравиметрическая разведка. Гостоптехиздат, 1951.
6. Тяпкии К. Ф. К вопросу графического вычисления u_{zz} по результатам измерений u_z . Прикладная геофизика, вып. 16. Гостоптехиздат, 1957.

Л. А. Жаркова

РЕШЕНИЕ ПРЯМОЙ И ОБРАТНОЙ ЗАДАЧИ ГРАВИМЕТРИИ ДЛЯ ТЕЛ БЛИЗКИХ ПО ФОРМЕ МОРФОЛОГИЧЕСКИМ ЭЛЕМЕНТАМ ОСАДОЧНОЙ ТОЛЩИ И ФУНДАМЕНТА

В настоящее время в ряде районов Советского Союза с целью изучения геологического строения и, в частности, в связи с поисками структурных образований осадочной толщи и фундамента проводятся гравиметрические работы миллигальной и менее миллигальной съемки. На некоторых площадях Татарии уже в 1960 г. начаты высокоточные работы. В дальнейшем предусматривается значительное расширение детальных и высокоточных съемок. Наряду с этим ставится задача повышения эффективности гравиразведки в деле поисков полезных ископаемых, в том числе прямых поисков нефтеносных структур. Решение этой задачи зависит от практических возможностей способов количественной интерпретации гравиметрических данных. Необходимо разработать способы, позволяющие достаточно точно и быстро находить элементы залегания и гравитационное действие структур в осадочной толще и нижележащих слоях земной коры.

Перед тематической партией Казанской геофизической экспедиции треста "Татнефтегеофизика", работающей совместно с Геологическим институтом КФАН СССР, была поставлена задача: обобщение материалов гравитационно-магнитных съемок территории Татарии. В процессе разработки этой темы под руководством А. Г. Салихова были получены формулы первой и второй производной потенциала силы тяжести для тел близких по форме структурным элементам осадочной толщи и разработаны номограммы для решения прямой и обратной задачи гравиметрии.

Известно, что применяемые на практике способы в большинстве случаев являются весьма приближенными. Одним из условий повышения точности результатов следует считать соответствие форм интерпретируемого и теоретического тела. Поэтому многие исследователи-геофизики ставили перед собой задачу получения вычислительных формул первых и высших производных потенциала силы тяжести для различных форм возмущающих тел.

Такие формулы получены для шара, эллипсоида вращения, вертикального и наклонного уступа, прямоугольной призмы, бесконечной равнобокой трапеции, прямоугольного параллелепипеда и других тел. Последние лишь в грубом приближении соответствуют структурным формам осадочной толщи и фундамента. Поэтому при решении как прямой, так и обратной задачи гравиметрии результаты оказываются далеко не точными. Исследования показали, что

по этой причине расхождения результатов решения прямой задачи в некоторых случаях могут достигать 30%. Положительные структуры по своей форме близко соответствуют конечной трехгранной призме, усеченной плоскостью параллельно грани, лежащей на горизонтальной оси. Вычислительные формулы вертикальной составляющей силы тяжести и производных для нее до сих пор еще не были получены.

Выводы интересующих нас формул по объему занимают около 30 машинописных страниц и изложены они в научном отчете (Салихов А. Г., Жаркова Л. А., 1960). Здесь же ввиду ограниченности объема представляемой статьи мы приводим только исходные и конечные формулы. Располагая начало координат над центром рас-

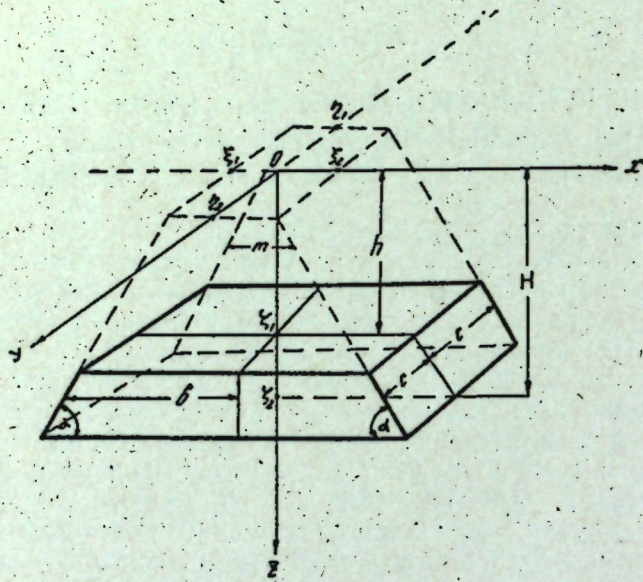


Рис. 1.

считаемого тела в точке O и направляя ось X и Y в плоскости параллельной основанию, а ось Z вертикально вниз (рис. 1), вычисляем вертикальную составляющую притяжения Δg по известной [2] формуле:

$$\Delta g = k\Delta\sigma \int_{\xi_1}^{\xi_2} \int_{\eta_1}^{\eta_2} \int_{\zeta_1}^{\zeta_2} \frac{\zeta d\xi d\eta d\zeta}{[(\xi-x)^2 + \eta^2 + \zeta^2]^{3/2}} \quad (1)$$

Производная Δg по горизонтальной оси определена по формуле:

$$g'_x = 3k\Delta\sigma \int_{\xi_1}^{\xi_2} \int_{\eta_1}^{\eta_2} \int_{\zeta_1}^{\zeta_2} \frac{\zeta(\xi-x) d\xi d\eta d\zeta}{[(\xi-x)^2 + \eta^2 + \zeta^2]^{5/2}} \quad (2)$$

Положим в формулах (1 и 2) пределы интегрирования по ξ от $(-m - \zeta \operatorname{ctg} \alpha)$ до $(m + \zeta \operatorname{ctg} \alpha)$, по η от $-c$ до c , по ζ от h до H . После интегрирования и подстановки соответствующих пределов первая производная потенциала силы тяжести примет вид:

$$\Delta g = 2k\Delta\sigma \left\{ \zeta \left[\operatorname{arctg} \frac{(m + \zeta \operatorname{ctg} \alpha - x)c}{\zeta \sqrt{(m + \zeta \operatorname{ctg} \alpha - x)^2 + c^2 + \zeta^2}} + \operatorname{arctg} \frac{(m + \zeta \operatorname{ctg} \alpha + x)c}{\zeta \sqrt{(m + \zeta \operatorname{ctg} \alpha + x)^2 + c^2 + \zeta^2}} \right] + \frac{(m-x)}{\operatorname{cosec}^2 \alpha} \left[\frac{1}{2} \ln \times \right. \right.$$

$$\begin{aligned} & \times \frac{\sqrt{\zeta^2 \operatorname{cosec}^2 \alpha + 2\zeta(m-x) \operatorname{ctg} \alpha + (m-x)^2 + c^2} - c}{\sqrt{\zeta^2 \operatorname{cosec}^2 \alpha + 2\zeta(m-x) \operatorname{ctg} \alpha + (m-x)^2 + c^2} + c} \\ & - \frac{\operatorname{ctg} \alpha \operatorname{arctg} \frac{c[\zeta \operatorname{cosec}^2 \alpha + (m-x) \operatorname{ctg} \alpha]}{(m-x) \sqrt{\zeta^2 \operatorname{cosec}^2 \alpha + 2\zeta(m-x) \operatorname{ctg} \alpha + (m-x)^2 + c^2}}}{(m-x) \sqrt{\zeta^2 \operatorname{cosec}^2 \alpha + 2\zeta(m-x) \operatorname{ctg} \alpha + (m-x)^2 + c^2}} \Big] + \\ & + \frac{(m+x)}{\operatorname{cosec}^2 \alpha} \left[\frac{1}{2} \ln \frac{\sqrt{\zeta^2 \operatorname{cosec}^2 \alpha + 2\zeta(m+x) \operatorname{ctg} \alpha + (m+x)^2 + c^2} - c}{\sqrt{\zeta^2 \operatorname{cosec}^2 \alpha + 2\zeta(m+x) \operatorname{ctg} \alpha + (m+x)^2 + c^2} + c} \right. \\ & - \operatorname{ctg} \alpha \operatorname{arctg} \frac{c[\zeta \operatorname{cosec}^2 \alpha + (m+x) \operatorname{ctg} \alpha]}{(m+x) \sqrt{\zeta^2 \operatorname{cosec}^2 \alpha + 2\zeta(m+x) \operatorname{ctg} \alpha + (m+x)^2 + c^2}} \\ & - c \ln \frac{[\zeta \operatorname{ctg} \alpha + (m+x)] + \sqrt{\zeta^2 \operatorname{cosec}^2 \alpha + 2\zeta(m-x) \operatorname{ctg} \alpha + (m-x)^2 + c^2}}{[\zeta \operatorname{ctg} \alpha + (m+x)] + \sqrt{\zeta^2 \operatorname{cosec}^2 \alpha + 2\zeta(m+x) \operatorname{ctg} \alpha + (m+x)^2 + c^2}} + \\ & + c \cos \alpha \ln [\operatorname{cosec} \alpha \sqrt{\zeta^2 \operatorname{cosec}^2 \alpha + 2\zeta \operatorname{ctg} \alpha (m-x) + (m-x)^2 + c^2} + \\ & + \zeta \operatorname{cosec}^2 \alpha + \operatorname{ctg} \alpha (m-x)] + c \cos \alpha \ln [\operatorname{cosec} \alpha \times \\ & \times \sqrt{\zeta^2 \operatorname{cosec}^2 \alpha + 2\zeta \operatorname{ctg} \alpha (m+x) + (m-x)^2 + c^2} + \\ & \left. + \zeta \operatorname{cosec}^2 \alpha + \operatorname{ctg} \alpha (m+x)] \right] \Bigg|_h^H. \quad (3) \end{aligned}$$

Формулу для вычисления максимального значения силы тяжести рассматриваемого тела получаем из выражения (3). Для этого подставляем пределы интегрирования и абсциссу $x=0$, поскольку Δg принимает максимальное значение в начале координат. После интегрирования и подстановки соответствующих пределов выражение производной силы тяжести по горизонтальной оси примет вид:

$$\begin{aligned} g'_x = k\Delta\sigma \sin^2 \alpha \Bigg\{ & \ln \frac{[\sqrt{\zeta^2 \operatorname{cosec}^2 \alpha + 2\zeta(m+x) \operatorname{ctg} \alpha + (m+x)^2 + c^2} - c]}{[\sqrt{\zeta^2 \operatorname{cosec}^2 \alpha + 2\zeta(m+x) \operatorname{ctg} \alpha + (m+x)^2 + c^2} + c]} \times \\ & \times \frac{[\sqrt{\zeta^2 \operatorname{cosec}^2 \alpha + 2\zeta(m-x) \operatorname{ctg} \alpha + (m-x)^2 + c^2} + c]}{[\sqrt{\zeta^2 \operatorname{cosec}^2 \alpha + 2\zeta(m-x) \operatorname{ctg} \alpha + (m-x)^2 + c^2} - c]} - 2 \operatorname{ctg} \alpha \cdot \\ & \left[\operatorname{arctg} \frac{c[\zeta \operatorname{cosec}^2 \alpha + (m+x) \operatorname{ctg} \alpha]}{(m+x) \sqrt{\zeta^2 \operatorname{cosec}^2 \alpha + 2\zeta(m+x) \operatorname{ctg} \alpha + (m+x)^2 + c^2}} \right. \\ & \left. - \operatorname{arctg} \frac{c[\zeta \operatorname{cosec}^2 \alpha + (m-x) \operatorname{ctg} \alpha]}{(m-x) \sqrt{\zeta^2 \operatorname{cosec}^2 \alpha + 2\zeta(m-x) \operatorname{ctg} \alpha + (m-x)^2 + c^2}} \right] \Bigg|_h^H. \quad (4) \end{aligned}$$

После подстановки соответствующих пределов отыскиваем значение x_0 , при котором g'_x принимает максимальное значение. С этой целью дифференцируем выражение (4) и приравниваем его к нулю. Полученное уравнение решено методом Ньютона по формуле

$$x_1 = x_0 - \frac{f'(x_0)}{f(x_0)}. \quad (5)$$

В уравнении (5) обозначено:

$$\begin{aligned} f(x_0) = & \frac{2H \operatorname{ctg} \alpha + (m+x)}{\sqrt{A+c^2} A} + \frac{2H \operatorname{ctg} \alpha + (m-x)}{\sqrt{B+c^2} B} - \frac{2h \operatorname{ctg} \alpha + (m+x)}{\sqrt{E+c^2} E} \\ & - \frac{2h \operatorname{ctg} \alpha + (m-x)}{\sqrt{D+c^2} D} + \frac{\operatorname{ctg} \alpha [H \operatorname{cosec}^2 \alpha + \operatorname{ctg} \alpha (m+x)]}{[(m+x)^2 + c^2 \operatorname{cosec}^2 \alpha] \sqrt{A+C}} + \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
& + \frac{\operatorname{ctg} \alpha [H \operatorname{cosec}^2 \alpha + \operatorname{ctg} \alpha (m-x)]}{[(m-x)^2 + c^2 \operatorname{cosec}^2 \alpha] \sqrt{B+C^2}} - \frac{\operatorname{ctg} \alpha [h \operatorname{cosec}^2 \alpha + \operatorname{ctg} \alpha (m+x)]}{[(m+x)^2 + c^2 \operatorname{cosec}^2 \alpha] \sqrt{E+C^2}} - \\
& - \frac{\operatorname{ctg} \alpha [h \operatorname{cosec}^2 \alpha + \operatorname{ctg} \alpha (m-x)]}{[(m-x)^2 + c^2 \operatorname{cosec}^2 \alpha] \sqrt{D+C^2}}; \\
f'(x) = & \frac{1}{A \sqrt{A+C^2}} - \frac{(3A+2C^2) [2H \operatorname{ctg} \alpha + (m+x)] [H \operatorname{ctg} \alpha + (m+x)]}{A^2 [A+C^2]^{3/2}} - \\
& - \frac{1}{B \sqrt{B+C^2}} + \frac{(3B+2C^2) [2H \operatorname{ctg} \alpha + (m-x)] [H \operatorname{ctg} \alpha + (m-x)]}{B^2 [B+C^2]^{3/2}} - \\
& - \frac{1}{E \sqrt{E+C^2}} + \frac{(3E+2C^2) [2h \operatorname{ctg} \alpha + (m+x)] [h \operatorname{ctg} \alpha + (m+x)]}{E^2 [E+C^2]^{3/2}} + \\
& + \frac{1}{D \sqrt{D+C^2}} - \frac{(3D+2C^2) [2h \operatorname{ctg} \alpha + (m-x)] [h \operatorname{ctg} \alpha + (m-x)]}{D^2 [D+C^2]^{3/2}} + \\
& + \frac{\operatorname{ctg} \alpha [c^2 \operatorname{ctg} \alpha - H(m+x)]}{[(m+x)^2 + c^2 \operatorname{cosec}^2 \alpha] (A+C^2)^{3/2}} - \\
& - \frac{2 \operatorname{ctg} \alpha (m+x) [H \operatorname{cosec}^2 \alpha + \operatorname{ctg} \alpha (m+x)]}{[(m+x)^2 + c^2 \operatorname{cosec}^2 \alpha]^2 \sqrt{A+C^2}} - \frac{\operatorname{ctg} \alpha [c^2 \operatorname{ctg} \alpha - H(m-x)]}{[(m-x)^2 + c^2 \operatorname{cosec}^2 \alpha] (B+C^2)^{3/2}} + \\
& + \frac{2 \operatorname{ctg} \alpha (m-x) [H \operatorname{cosec}^2 \alpha + \operatorname{ctg} \alpha (m-x)]}{[(m-x)^2 + c^2 \operatorname{cosec}^2 \alpha]^2 \sqrt{B+C^2}} - \frac{\operatorname{ctg} \alpha [c^2 \operatorname{ctg} \alpha - h(m+x)]}{[(m+x)^2 + c^2 \operatorname{cosec}^2 \alpha] (E+C^2)^{3/2}} + \\
& + \frac{2 \operatorname{ctg} \alpha (m+x) [h \operatorname{cosec}^2 \alpha + \operatorname{ctg} \alpha (m+x)]}{[(m+x)^2 + c^2 \operatorname{cosec}^2 \alpha]^2 \sqrt{E+C^2}} + \frac{\operatorname{ctg} \alpha [c^2 \operatorname{ctg} \alpha - h(m-x)]}{[(m-x)^2 + c^2 \operatorname{cosec}^2 \alpha] (D+C^2)^{3/2}} - \\
& - \frac{2 \operatorname{ctg} \alpha (m-x) [h \operatorname{cosec}^2 \alpha + \operatorname{ctg} \alpha (m-x)]}{[(m-x)^2 + c^2 \operatorname{cosec}^2 \alpha]^2 \sqrt{D+C^2}};
\end{aligned}$$

кроме того:

$$A = [H^2 \operatorname{cosec}^2 \alpha + 2H \operatorname{ctg} \alpha (m+x) + (m+x)^2];$$

$$B = [H^2 \operatorname{cosec}^2 \alpha + 2H \operatorname{ctg} \alpha (m-x) + (m-x)^2];$$

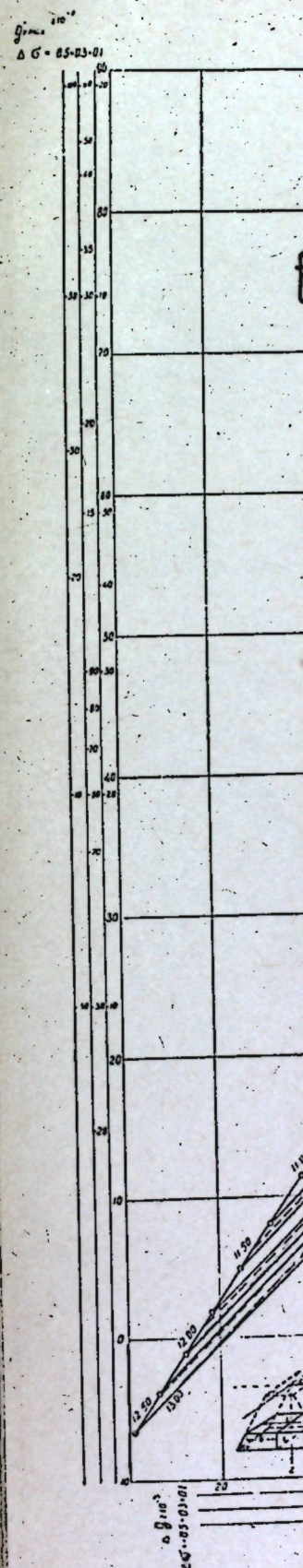
$$E = [h^2 \operatorname{cosec}^2 \alpha + 2h \operatorname{ctg} \alpha (m+x) + (m+x)^2];$$

$$D = [h^2 \operatorname{cosec}^2 \alpha + 2h \operatorname{ctg} \alpha (m-x) + (m-x)^2].$$

При этом $x_0 = b$.

Подставляя соответствующие значения $f(x_0)$ и $f'(x_0)$ в формулу Ньютона, находим h .

Полученные уравнения позволяют решать прямую задачу. Обратная же задача аналитически не решается, поскольку трансцендентные уравнения невозможно рассматривать совместно. Поэтому для отыскания элементов залегания структур (h , H и b) был разработан [1] графический способ, позволяющий совместное решение всех трех уравнений. Для этого по заранее заданным различным значениям глубины залегания верхнего и нижнего основания усеченной трехгранной призмы (длина $2c = 20$ км, горизонтальная мощность $2b = 20$ км и угол наклона грани $\alpha = 60^\circ$) вычислялись экстремальные значения аномалий силы тяжести и горизонтальной производной, а также абсциссы экстремума последней. При этом глубина верхнего основания задавалась через интервал 4 км от 2 до 18 км, нижнего основания — от 3 до 25 км. Полученные результаты определенным образом нанесены на плоскость чертежа (рис. 2). По оси абсцисс и ординат в логарифмическом масштабе отложены значения $\Delta g_{\max}$ и $g'_{x \max}$. В поле номограммы нанесены соответствующие им вычисленные глубины h и H в виде точек. Одинаковые значения изоглубин соединены между собой линиями,



сено семейство
ентов поля по
и быстро. Для
ответствующую
абсцисс и орди-
данных. Третий
абсцисс экстре-

т в поле номо-
нных с оси аб-
ляцию, интере-
мой и обратной
При отыскании
овленных струк-
грамма, только

ны залегания возму-
ной призмы. При-
дка. Гостотехиздат,

К. М. Тен

О МЕТОДИКЕ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ДАННЫХ СТАНОВЛЕНИЯ МАГНИТНОГО ПОЛЯ В УСЛОВИЯХ СЕВЕРО-ЗАПАДА ТАТАРИИ

В настоящей статье произведен анализ материалов электроразведочных исследований, проведенных под руководством автора в полевой период 1961 г. Исследованная площадь относится к северному куполу Татарского свода по фундаменту. С востока, северо-запада и запада купол граничит с Сарайлинским и Казанско-Кировским прогибами. В рассматриваемом нами регионе промышленная нефть в девонских образованиях установлена на площадях Елабужско-Граханского вала, где на Бондюжском и Елабужском месторождениях из пашийских отложений получены высокодебитные фонтаны нефти (рис. 1). В пределах исследованной площади нефтепроявления были встречены в тонких песчаных прослоях, относимых к кыновским слоям.

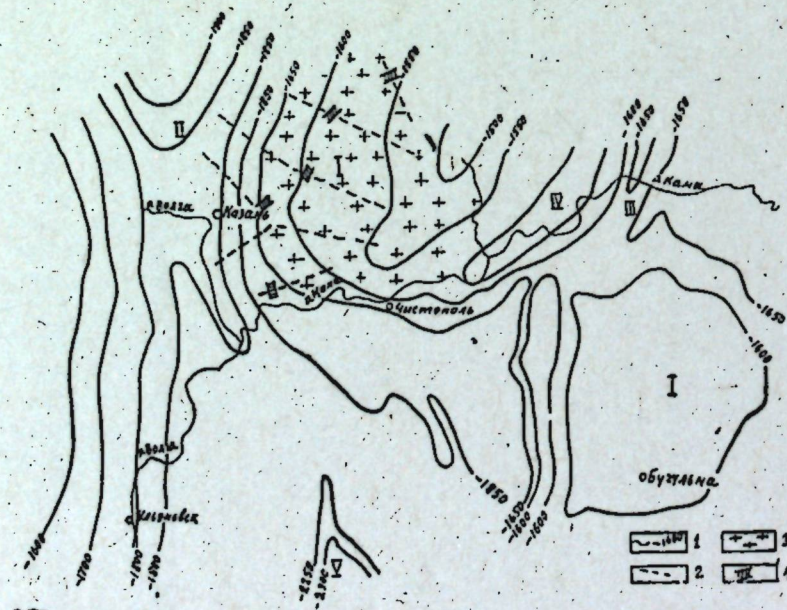


Рис. 1.

1 — изогипсы рельефа фундамента; 2 — электроразведочные маршруты; 3 — область отсутствия пашийских и живецких отложений терригенного девона; 4 — прогибы в рельефе фундамента по данным электроразведки: I — Татарский свод; II — Казанско-Кировский прогиб; III — Сарайлинский прогиб; IV — Елабужско-Граханский вал; V — Мелекесская депрессия.

По мнению отдельных геологов (С. П. Егоров), на северном куполе Татарского свода живецкие и пашийские терригенные отложения имели развитие. Однако в дальнейшем они были размыты.

Существует другая, более распространенная точка зрения, согласно которой в живецкое и пашийское время северный купол Татарского свода представлял островную сушу, где не происходило осадконакопления. Однако существующие точки зрения полностью не опровергают возможности осложнения купола отдельными более мелкими поднятиями тектонического и эрозионного характера, разделенными прогибами, возможно выполненными терригенными осадками девона.

Подтверждение данного предположения имеет большое значение в оценке перспективности региона на нефть. С этой целью в 1961 г. были проведены электроразведочные исследования методом становления магнитного поля.

Площадь была пересечена серией маршрутов протяженностью от 30 до 110 км (всего отработано 435 пог. км), и выполнено 481 ЗСМ (зондирование становление магнитное). Интерпретация полученных материалов заключалась в определении величин S (суммарная продольная проводимость), $\rho_{\tau \min}$ (значение сопротивления в минимуме кривой ЗСМ), ρ_l (среднее продольное сопротивление осадочной толщи) и вычислении глубин залегания кристаллического фундамента.

Кроме того, по предложению В. И. Фоминой и Е. И. Терехина (ВНИИГеофизика) были проанализированы изменения значения $\rho_{\tau \min}$ при относительно неизменных значениях S , по которым определялись направления наклона кристаллического фундамента.

В. И. Фомина и Е. И. Терехин установили, что величина $\rho_{\tau \min}$ по сравнению с S более чувствительна к углам наклона рельефа фундамента. При изменении величины S до $\pm 5\%$, $\rho_{\tau \min}$ изменяется в пределах $\pm 50\%$. Отсюда следует, что закономерное изменение величины $\rho_{\tau \min}$, определяющее наклон фундамента при относительно неизменных значениях S , является справедливым в условиях выдержанности мощностей низкоомных проводящих (терригенных) образований.

Рассмотрим некоторые случаи изменения $\rho_{\tau \min}$ в зависимости от взаимоотношений терригенных (низкоомных) и карбонатных (высокоомных) отложений в связи с различными положениями поверхности кристаллического фундамента на известных участках в пределах исследованной площади по данным бурения (рис. 2 и 5).

На рис. 5, а изображено условие взаимоотношения терригенных и карбонатных образований в связи со сводовым залеганием поверхности фундамента, благоприятного для закономерного изменения $\rho_{\tau \min}$ с целью определения наклона фундамента. Величина $\rho_{\tau \min}$ будет больше в том случае, когда приемный контур расположен в сторону падения фундамента и, наоборот, меньше, когда он лежит в приподнятой части фундамента. Увеличение $\rho_{\tau \min}$ на кривых ЗСМ, выполненных при расположении приемного контура в сторону падения фундамента, объясняется возрастанием мощности карбонатных образований. Величина S в приведенном случае (рис. 5, а) сохраняет относительно постоянное значение за счет выдержанности мощности проводящего пласта ρ_2 .

На рис. 2 и 5, б рассматривается случай увеличения мощности проводящего пласта ρ_2 и одновременно погружения фундамента при выдержанности мощности высокоомного пласта ρ_1 для указанного условия величина $\rho_{\tau \min}$ будет изменяться обратно пропорционально величине S . Поэтому правильное определение величины $\rho_{\tau \min}$ в при-

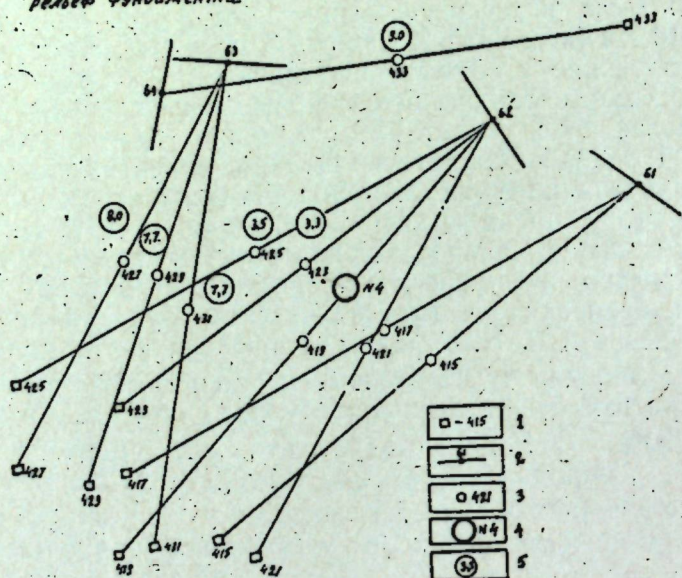
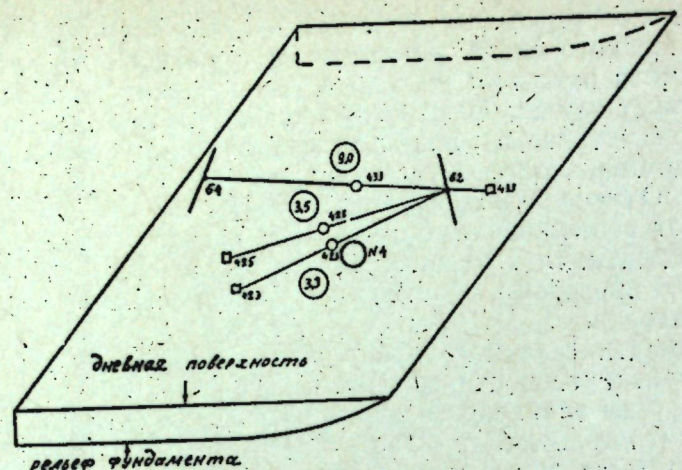


Рис. 2.

1 — приемные контуры; 2 — линии АВ; 3 — точки ЗСМ; 4 — глубокая скважина;
5 — значение $\rho_{\tau \min}$.

веденных геоэлектрических условиях имеет немаловажное значение, так как она используется для построения различных зависимостей

$$\left[\frac{\rho_{\tau \min}}{\rho_l} f(s) \right], \left[\frac{\rho_{\tau \min}}{\rho_l} f(\rho_{\tau \min}) \right],$$

необходимых для вычисления глубин кристаллического фундамента. На рис. 2 приведен пример определения $\rho_{\tau \min}$ по ЗСМ, выполненным на скважине № 4 (Казакларская площадь, вариант рис. 5, б) с разных линий АВ и приемных контуров в условиях наклонного залегания кристаллического фундамента.

С питающей линии АВ 63 произведены ЗСМ на пунктах № 427, 429 и 431. Значения $\rho_{\tau \min}$ на этих ЗСМ практически равны (8,0; 7,7; 7,7 ом·м), что обусловлено расположением линии АВ и приемных контуров на одном уровне по кристаллическому фундаменту. С питающей линии АВ 64 произведено ЗСМ на пункте № 433, на котором

значение $\rho_{\tau \min}$ равно 9 ом·м, что связано с расположением приемного контура в приподнятой части кристаллического фундамента относительно питающей линии АВ, лежащей в направлении его падения. Изменение значений $\rho_{\tau \min}$ на других пунктах ЗСМ, выполненных при различных расположениях АВ и приемных контуров, аналогичное.

Как видно из рис. 2, наиболее приближенными к условиям взаимозаменности установок АВ и приемного контура являются линии АВ 62 (ЗСМ на пунктах № 425 и 423) и 64 (ЗСМ на пункте № 433). Определим среднее значение $\rho_{\tau \min}$ между пунктами ЗСМ № 425 и № 423 из соотношения:

$$\rho_{\tau \text{ ср}}^{\min'} = \frac{3,5 + 3,3}{2} = 3,4 \text{ ом·м.}$$

Далее вычислим среднее значение $\rho_{\tau \text{ ср}}^{\min''}$ между ЗСМ на пунктах № 433 и средним значением $\rho_{\tau \text{ ср}}^{\min'}$, вычисленным между пунктами ЗСМ № 425 и № 423, оно будет равно 6,2 ом·м

$$\left(\rho_{\tau \text{ ср}}^{\min''} = \frac{9,0 + 3,4}{2} = 6,2 \text{ ом·м} \right).$$

Полученное значение $\rho_{\tau \text{ ср}}^{\min''}$ является наиболее вероятным.

Уточнение величины $\rho_{\tau \min}$ равной 6,2 ом·м, возможно при дополнительных измерениях ЗСМ с взаимно замененными установками АВ и приемных контуров вкост питающей линии АВ 62 и 64. Таким образом, при выполнении ЗСМ с целью определения величин S и $\rho_{\tau \min}$ необходимо производить круговые наблюдения ЗСМ при взаимно замененных установках линии АВ и приемных контуров.

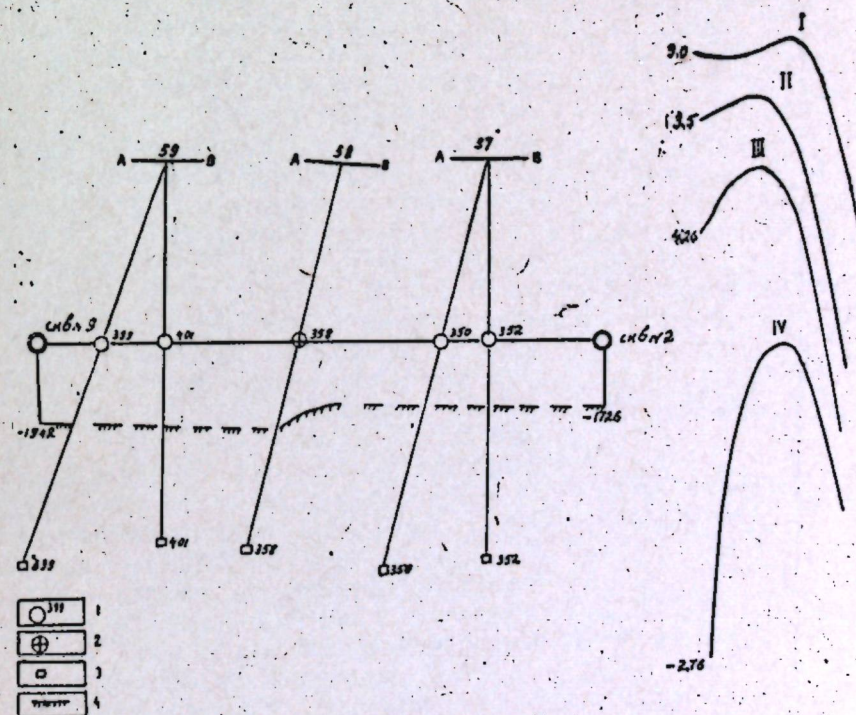


Рис. 3.

1 — точка ЗСМ и ее номер; 2 — точка ЗСМ с отрицательным значением $\rho_{\tau \min}$; 3 — приемный контур;
4 — рельеф фундамента.

На рис. 5, в изображен случай различных взаимоотношений мощностей низкоомных (ρ_2) и высокоомных (ρ_1 ; ρ_3) пластов осадочной толщи при условии горизонтального залегания фундамента.

В рассматриваемом случае изменение величины $\rho_{\tau \min}$ не характеризует положения залегания фундамента. При указанных взаимоотношениях низкоомных (терригенных) и высокоомных (карбонатных) пластов в условиях горизонтального залегания фундамента с целью расшифровки глубинного геологического строения региона необходимо использовать другие факторы, как, например, типы кривых ЗСМ, которые являются не менее важным элементом интерпретации.

В основном кривые ЗСМ подразделяются на три типа (рис. 3). Кроме основных трех типов кривых ЗСМ, нами выделена группа искаженных кривых ЗСМ, характеризующихся отрицательными значениями $\rho_{\tau \min}$ (рис. 3). Они имеют относительно широкое распространение на площади исследования.

Сопоставление данных глубокого разведочного бурения с полученными материалами позволяет исследованную площадь подразделить на отдельные районы, характеризующиеся особенностями геологического строения осадочной толщи. Первый тип кривых ЗСМ соответствует району относительно пониженных отметок кристаллического фундамента (Казанско-Кировский прогиб) с мощностью осадочной толщи 1900—2000 и более метров. При этом мощ-

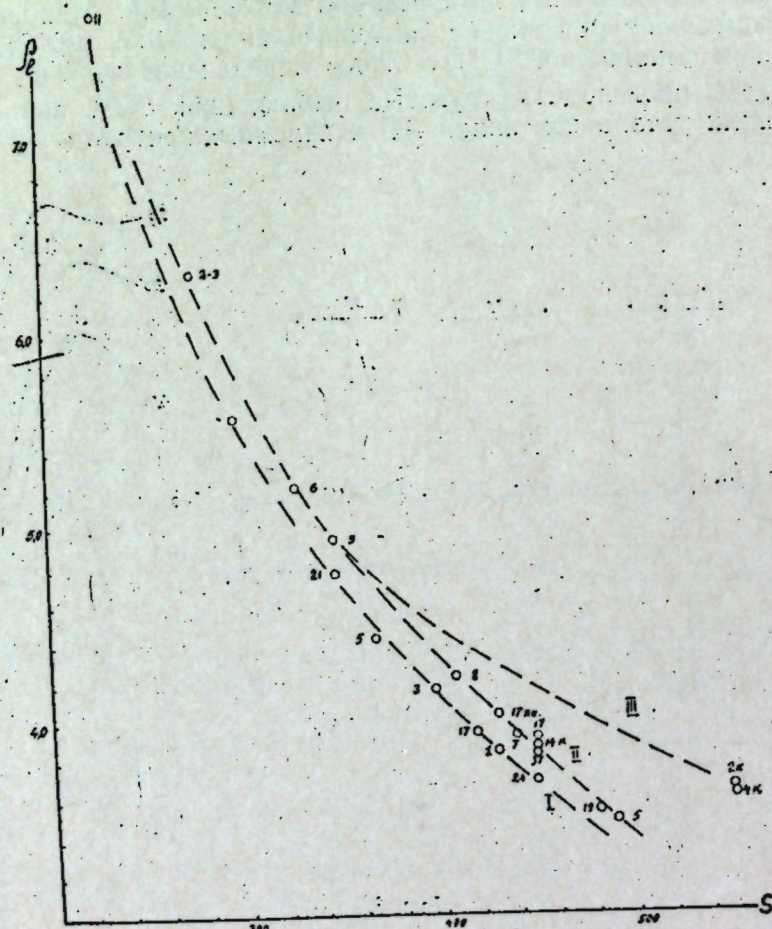


Рис. 4.

ность всей осадочной толщи увеличивается за счет нарастания мощности нижнетерригенных образований. На кривых ЗСМ этого типа $\rho_{\tau \min}$ отмечается по оси абсцисс в интервале времени 0,2—0,4 сек.

Второй тип кривых ЗСМ соответствует району восточного склона северного купола, где в разрезе осадочной толщи наблюдается появление значительной мощности (70—300 м) среднетерригенных образований при относительно горизонтальном залегании кристаллического фундамента.

На кривых ЗСМ $\rho_{\tau \min}$ отмечается по оси абсцисс в интервале времени 0,15—0,2 сек.

Третий тип ЗСМ соответствует району минимальной мощности нижнетерригенной и среднетерригенной толщ (центральная часть северного купола).

На кривых ЗСМ отсутствует $\rho_{\tau \min}$. Сопоставление имеющихся геологических данных (карта изомощностей верхнетерригенной толщи и карта рельефа фундамента) с характером распространения искаженной группы кривых ЗСМ по площади позволяет предполагать, что кривые с отрицательными значениями $\rho_{\tau \min}$ связаны с резким погружением кристаллического фундамента и наличием нижнетерригенных образований.

На рис. 3 приводится схема наблюдения ЗСМ на известном участке относительно резкого погружения кристаллического фундамента (район Казанско-Кировского прогиба).

Как видно из рис. 3, кривые ЗСМ с отрицательными значениями $\rho_{\tau \min}$ отмечаются в тех случаях, когда линия АВ и приемный контур располагаются на различных уровнях от поверхности кристаллического фундамента. Этот факт положен в основу выделения прогибов в рельефе фундамента при резких изменениях S . Вычисление глубин залегания кристаллического фундамента производилось с помощью графиков зависимостей ρ_1 от S (рис. 4).

Приведенные графики (I, II, III) отображают зависимости ρ_1 от S в связи с изменением соотношения литологических разностей осадочной толщи. Отсюда использование того или другого графика обуславливается типами кривых ЗСМ, зависящих от геологических особенностей отдельных районов. Достоверность вычисленных глубин по этим графикам была проверена путем расчета мощности нижнетерригенной толщи, которая, по нашему предположению, заполняет прогибы в фундаменте. Для этого были использованы данные электрического каротажа (БКЗ).

Среднее удельное сопротивление этой толщи колеблется от 0,6 до 2 ом·м. Величины S , снятые с кривых ЗСМ, выполненных на скважинах, в разрезе которых почти отсутствуют нижнетерригенные образования, в среднем равны 300 м. Вычислив это значение в не-

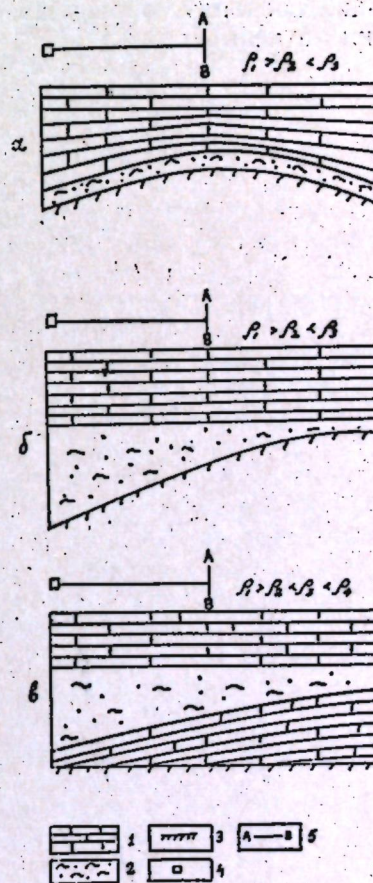


Рис. 5.

1 — карбонатные породы; 2 — терригенные образования; 3 — кристаллический фундамент; 4 — приемный контур; 5 — линия АВ.

известных точках на местности, где наблюдается ЗСМ, мы определим величину $S_{избыточную}$, предположительно вызванную за счет появления осадков терригенного девона. Далее, производя умножение величины $S_{избыточной}$ на среднее продольное сопротивление нижнетерригенной толщи, мы определим примерно ее мощность. Такие расчеты подтверждают выявленные амплитуды колебания рельефа фундамента, достигающие 100—150 м.

На рис. 1 видно, что погружения в рельефе фундамента отмечаются почти на всех выполненных маршрутах.

Значительное расстояние (20—40 км) между маршрутами, принятое при рекогносцировочных исследованиях, не позволяет уверенно проследить простирающие прогибы. Тем не менее, выявление в первом приближении участков погружения фундамента, возможно, представляющих собой структуры второго порядка (ширина прогибов 5—8—10 км), вносит относительно новые представления о глубинном геологическом строении северо-запада Татарии. Дальнейшие исследования в рассматриваемом нами регионе должны содержать детализационные работы с привлечением других геофизических методов разведки. Положительные результаты комплексных исследований позволят обосновать заложение глубоких разведочных скважин на нефть.

А. Г. Салихов, Л. А. Жаркова

К МЕТОДИКЕ РАСЧЕТА ГРАВИТАЦИОННОГО ЭФФЕКТА НЕОДНОРОДНОСТИ СТРОЕНИЯ ВЕРХНИХ СЛОЕВ ОСАДОЧНОЙ ТОЛЩИ

Одним из факторов, влияющих на результаты качественной и количественной интерпретации гравитационных аномалий, следует считать предварительную, доинтерпретационную, обработку карт аномалий с целью исключения экранирующего влияния неоднородности геологического строения промежуточного слоя. Учет гравитационного влияния последнего особенно важен при интерпретации материалов детальных и высокоточных гравиметрических съемок в нефтяных районах Второго Баку. В частности, в центральной части Волго-Уральской области основные нефтяные месторождения приурочены к девонским отложениям, залегающим на значительных глубинах от дневной поверхности, а структурный план продуктивной толщи (пашийские и кыновские слои) обычно близко соответствует плану поверхности кристаллического фундамента. В этих условиях исключение из наблюдаемого поля влияния неоднородности верхних слоев усилит контрастность гравитационного эффекта структуры фундамента, а стало быть, улучшит качество интерпретируемых аномалий. При наличии удобного способа вычисления гравитационного эффекта неоднородности строения верхних слоев без особо больших затрат сил и средств можно осуществить предварительную обработку карт, используя для этой цели данные крелиусного бурения, материалы электроразведки методом ВЭЗ и сейсморазведки.

Авторы занимались изучением этого вопроса и попытались разработать простой способ исключения экранирующего влияния верхних слоев осадочной толщи.

Рассматриваемый вопрос в настоящее время широко обсуждается в литературе [1]. В связи с этим авторы сочли целесообразным опубликовать полученные результаты исследования.

В центральной части Волго-Уральской области промежуточный слой представлен неоднородной толщей четвертичных, третичных, казанских, уфимских и сакмаро-артинских образований, заметно различающихся по плотности. Изучение плотностной характеристики, проведенное в лабораторных условиях под руководством авторов данной работы в Казанской геофизической экспедиции Татарского геофизического треста и в ГИ КФАН СССР, показало, что средняя

плотность пород промежуточного слоя на отдельных площадях Татарии составляет приблизительно от 2,24 до 2,32 г/см³. Между тем на отдельных участках среди казанских и уфимских отложений в виде довольно глубоких долин распространены менее плотные неогеновые глины и четвертичные суглинки. Мощность последних, и особенно неогеновых образований, на отдельных площадях Восточной Татарии превышает 100 м. Средняя плотность пород неогенового возраста (σ_n) детально изучалась на Усть-Зайской площади. По материалам лабораторных определений здесь значение плотности последних получено равное 2,06 г/см³, а вмещающих пород пермского возраста — 2,30 г/см³. Так что разность плотностей пород в 0,24 г/см³, при близком залегании этих слоев к плоскости наблюдения, должна обусловить заметный гравитационный эффект. Поскольку менее плотные четвертичные и третичные отложения обычно не соответствуют структурному плану нижележащих образований, создаваемый ими отрицательный эффект будет экранировать влияние интересующих нас структур, залегающих ниже. Аналогичное экранирующее влияние в ряде случаев оказывает граница раздела верхнего галогенно-карбонатного комплекса. Средняя плотность мощной толщи пород, отнесенных к верхнему галогенно-карбонатному комплексу, для ряда площадей Татарии характеризуется значением 2,56—2,58 г/см³. Причем граница его раздела проходит в основном по размытой поверхности сакмаро-артинских отложений так, что рассматриваемая граница в одних случаях залегает ниже уровня моря (вне промежуточного слоя), в других она находится выше уровня моря, а иногда даже выходит на дневную поверхность (в промежуточном слое). В зависимости от положения рассматриваемой границы и характера ее поверхности на данном участке, будет создаваться заметный эффект, вуалирующий влияние границ разделов плотности пород, связанных с нижележащими структурно-морфологическими элементами.

В процессе выполнения тематических работ Казанской геофизической экспедицией проводились расчеты по оценке гравитационного влияния, обусловленного неоднородностью строения пород промежуточного слоя. Для этого, кроме изучения плотности пород, необходимо было определить мощность и контуры их распространения. Мощность менее плотных четвертичных и неогеновых образований определялась по электрокаротажным диаграммам, а контуры их расположения — по материалам сейсморазведочных и электроразведочных работ. В восточной части Татарии установлено, что зоны малых скоростей прямых волн в 1600—1800 м/сек характеризуют породы с минимальной плотностью. Аналогичные результаты дают материалы электроразведки методом ВЭЗ. При этом интересующие нас четвертичные и третичные образования выделяются по значениям малых сопротивлений. Контуры распространения пород малой плотности, выявляемые по сейсморазведке и электроразведке, подтверждаются материалами бурения.

Кроме того, сейсморазведочными работами по методу отраженных волн выделяется так называемая жесткая граница, соответствующая поверхности раздела плотности верхнего галогенно-карбонатного комплекса.

Использование упомянутых выше материалов позволило вычислить приближенное значение гравитационного эффекта рассматриваемых образований. Для этого были использованы таблицы Л. Д. Немцова. Расчеты показали, что на Усть-Зайской площади, где мощность пород малой плотности не превышает 80 м, создается отрицательное влияние, достигающее —1,4 мгл. Для сравнения с последним в табл. 1 представлены данные гравитационного

эффекта по границам раздела верхнекарбонатной толщи и фундамента, вычисленные на основе тех же таблиц.

Таблица 1

Название площади	Гравитационный эффект, мгл	
	верхний галогенно-карбонатный комплекс	кровля кристаллического фундамента
Елабужская . .	0,97	0,51
Ульяновская . .	0,46	0,49
Бондюжская . .	0,22	0,28
Нурлатская . .	0,31	0,11

Из приведенных выше данных видно, что большое влияние на аномальное поле оказывает неоднородность строения промежуточного слоя.

Влияние же верхнего галогенно-карбонатного комплекса для различных типов структур разное. Согласно табл. 1, оно в двух случаях превышает эффект структуры кристаллического фундамента, то есть составляет 65—70% их суммарной величины, а в двух других случаях влияние этих границ разделов приблизительно равно.

Следовательно, в зависимости от планового соотношения структурно-морфологических элементов границ разделов различных средних амплитуды рельефа и величины разности средневзвешенной плотности пород на этих границах, нужно ожидать разного соотношения эффекта верхнего галогенно-карбонатного комплекса и структуры кристаллического фундамента.

Таблицы прямых гравитационных эффектов и методика учета влияния структур на аномальное поле, предложенная Л. Д. Немцовым, обеспечивают достаточную точность результатов вычислений. В общем, по-видимому, этот способ получит широкое практическое применение. Однако вычислительные операции по этим таблицам довольно громоздки и поэтому требуют значительной затраты времени.

Для частного случая — учета неоднородности строения промежуточного слоя и влияния границ разделов плотности пород на аномальное поле, имеющих не очень резко расчлененный рельеф и расположенных на отметках не более —300—400 м, мы предлагаем другой, более простой способ, не требующий больших вычислительных работ.

При вычислении аномальных значений силы тяжести на пунктах наблюдений пользуются, как известно, формулой приведения Буге [3], имеющей следующий вид:

$$g_0' - g = \frac{2h}{R} g_0 \left(1 - \frac{3}{4} \frac{\sigma}{\sigma_m} \right), \quad (1)$$

где g_0' — поправка в свободном воздухе,
 g — поправка за промежуточный слой,
 g_0 — значение силы тяжести на уровне моря,
 h — высота точки наблюдения,
 R — радиус земли,
 σ — плотность промежуточного слоя,
 σ_m — средняя плотность земли.

Подставляя численные значения членов правой части формулы (1), на широте 45° было получено [4]

$$g_0 - g = (0,3086 - 0,0419\sigma) h. \quad (2)$$

Практическая применимость формулы (2) для вычисления аномального эффекта промежуточного слоя, в предположении однородного строения прилегающей части земной коры, не требует доказательств.

Формула (2) может быть использована для вычисления гравитационного влияния некоторой толщи, состоящей из двух различных по плотности слоев, если при расчетах учесть средневзвешенную плотность этой толщи. Имея в виду, что гравитационное влияние геологических образований, входящих в состав промежуточного слоя и имеющих однородное строение с постоянной плотностью пород, уже учтено при составлении карт аномалий, здесь необходимо рассматривать лишь ту часть слоя, в пределах которой проходит граница раздела плотности пород. Эта толща ограничивается двумя горизонтальными плоскостями, проведенными через наивысшую и наинизшую точки рельефа границы раздела двух сред в пределах данной разведочной площади.

Средневзвешенная плотность пород, входящих в рассматриваемую толщу, определяется из простого выражения

$$\sigma_{\text{ср}} = \frac{h_1\sigma_1 + h_2\sigma_2}{h_1 + h_2}, \quad (3)$$

где h_1, σ_1 — соответственно мощность и плотность слоя, ограниченного верхней горизонтальной плоскостью и границей раздела плотности пород,

h_2, σ_2 — мощность и плотность слоя, ограниченного нижней горизонтальной плоскостью и границей раздела плотности пород.

Определив по формуле (3) значение средневзвешенной плотности на точках и подставив $\sigma_{\text{ср}}$ вместо σ в формулу (2), можно определить суммарное влияние двух разнородных слоев рассматриваемой толщи. Кроме того, гравитационное влияние последней можно вычислить, подставив в формулу (2) значение σ_2 (более плотного слоя). Очевидно, разность аномального эффекта, полученная при $\sigma_{\text{ср}}$ и σ_2 , будет характеризовать влияние неоднородности строения двухслойной толщи. Если такие вычисления выполнить по площади, то можно составить карту гравитационного эффекта, обусловленного неоднородностью строения верхних слоев, а полученные данные использовать для доинтерпретационной обработки гравиметрических карт.

Рассмотрим схему вычислений интересующих нас величин, обусловленных двухслойной толщей. Пусть σ_1, h_1 характеризуют плотность и мощность верхнетерригенного комплекса на участке контакта кровли верхнего галогенно-карбонатного комплекса, а σ_2, h_2 — верхнего галогенно-карбонатного комплекса на контакте подошвы верхнетерригенных отложений. Допустим, $\sigma_1 = 2,32 \text{ г/см}^3$, $\sigma_2 = 2,57 \text{ г/см}^3$, а h_1 и h_2 изменяются от 0 до 140 м. Требуется вычислить на точках 1, 2, ... 6 влияние неоднородности толщи — аномальный эффект верхнего галогенно-карбонатного комплекса.

Согласно изложенному выше, по формуле (3) определяем $\sigma_{\text{ср}}$ на точках профиля. Для тех же точек находим мощность терригенного и карбонатного комплексов в толще, характеризующей участок их контакта. Затем, подставляя эти данные в формулу (2), получаем гравитационный эффект для значений плотности $\sigma_{\text{ср}}$ и σ_2 . Находим разностный эффект, соответствующий влиянию верхнего галогенно-

карбонатного комплекса. Полученные таким путем результаты представлены в табл. 2.

Таблица 2

№ точек	Мощность комплексов		Средневзвешенная плотность $\sigma_{\text{ср}}$ толщи	Гравитационное влияние		
	верхне- терригенного	верхнего галоген- но-кар- бонат- ного		толщи		неоднород- ности толщи
				при $\sigma_{\text{ср}}$	при σ_2	
1	0	140	2,570	28,13	29,60	1,47
2	25	115	2,525	28,39	"	1,21
3	29	111	2,518	28,43	"	1,17
4	45	95	2,490	28,60	"	1,00
5	60	80	2,463	28,76	"	0,84
6	140	0	2,320	29,60	"	0,00

Вычислительские работы, связанные с определением по данному способу, гравитационного влияния неоднородности строения верхних слоев осадочной толщи, имеют небольшой объем. Последний может быть сокращен еще и доведен до минимума, если для исследуемого участка имеется структурная карта, характеризующая морфологические элементы границы раздела плотностей. В этом случае расчеты сводятся к определению аномального значения лишь на одной точке каждой стратонизогипсы карты. Полученный эффект, так же как и стратонизогипсы структурной карты, будет характеризовать распределение аномалий по площади. Описанный выше способ был применен для вычисления гравитационного эффекта по границе раздела плотностей пород верхнего галогенно-карбонатного комплекса на площадях миллигальных и более детальных гравиметрических съемок территории Татарии.

С целью оценки точности и практической применимости способа, аналогично описанному выше и по точной формуле (4) вычислялось гравитационное влияние модели границы раздела двух сред. Форма и размеры последней, их положение относительно уровня моря, а также избыточная плотность модельной массы принимались при расчетах с учетом возможных случаев залегания верхнетерригенного и галогенно-карбонатного комплексов в центральной части Волго-Уральской области. Анализ материалов бурения позволяет считать, что граница раздела верхнего галогенно-карбонатного комплекса здесь имеет небольшие углы наклона, не превышающие, за редкими исключениями, 3—5°.

О пространственном положении этой границы раздела плотностей упоминалось выше. Амплитуда ее поверхности на отдельных участках обычно не превышает 100—200 м, а горизонтальная мощность не более 15—18 км. Исходя из этих данных была выбрана близкая к структурным формам модель равнобокой бесконечной трапеции.

Если начало прямоугольных координат расположить над серединой равнобокой трапеции, направив ось x параллельно основанию, ось y — вдоль ее грани, а ось z — вертикально вниз, то вычисление вертикальной составляющей однородной равнобокой трапеции во всех точках на оси x производится по известной [2] формуле, которую можно написать в следующем виде:

$$\Delta g = 2k\Delta\sigma \left[\zeta \arctg \frac{\zeta \operatorname{ctg} \alpha + c - x}{\zeta} + \zeta \arctg \frac{\zeta \operatorname{ctg} \alpha + c + x}{\zeta} + \right]$$

$$\begin{aligned}
& + \frac{1}{2} (c-x) \sin^2 \alpha \ln \{ [\zeta + (c-x) \sin \alpha \cdot \cos \alpha]^2 + (c-x)^2 \sin^4 \alpha \} - \\
& - (c-x) \sin \alpha \cdot \cos \alpha \operatorname{arctg} \frac{\zeta + (c-x) \sin \alpha \cdot \cos \alpha}{(c-x) \sin^2 \alpha} + \\
& + \frac{1}{2} (c+x) \sin^2 \alpha \ln \{ [\zeta + (c+x) \sin \alpha \cdot \cos \alpha]^2 + (c+x)^2 \sin^4 \alpha \} - \\
& - (c+x) \sin \alpha \cdot \cos \alpha \operatorname{arctg} \frac{\zeta + (c+x) \sin \alpha \cdot \cos \alpha}{(c+x) \sin^2 \alpha} \Big|_h^H, \quad (4)
\end{aligned}$$

где k — гравитационная постоянная,
 $\Delta \sigma$ — избыточная плотность,
 x — координаты точки, для которой вычисляется Δg ,
 h — глубина верхней грани,
 H — глубина нижней грани,
 α — угол между наклонной и горизонтальной гранями,
 ζ — координата возмущающей массы,
 $c = b - h \operatorname{ctg} \alpha$ и $a = (H - h) \operatorname{ctg} \alpha$.

Учитывая геологические условия залегания рассматриваемой границы раздела, параметры равнобокой трапеции при вычислениях принимались в двух вариантах. Вертикальная и горизонтальная мощность, избыточная плотность модели (при $\sigma_1 = 2,0 \text{ г/см}^3$, $\sigma_2 = 2,3 \text{ г/см}^3$) приняты соответственно равными $h_1 = 0$, $H_1 = 200 \text{ м}$, $2b = 18 \text{ км}$, $\Delta \sigma = 0,3 \text{ г/см}^3$.

В первом варианте полагали, что верхняя грань трапеции, соответствующая верхней горизонтальной плоскости, ограничивающая толщу, находится на плоскости наблюдения, нижняя грань, совпадающая с нижней горизонтальной плоскостью, ограничивающая толщу, размещена на глубине 200 м. Наклонная грань трапеции, соответствующая границе раздела двух сред, размещалась под углом 175° , то есть угол наклона между верхней горизонтальной плоскостью и наклонной гранью равен 5° . Во втором варианте та же модель рассматривалась ниже плоскости наблюдения ($h_1 = 0,1$; $H_1 = 0,3 \text{ км}$).

Результаты вычисления аномальных значений Δg по формуле (4) и описанному выше способу представлены в таблице 3.

Таблица 3

№ точек (абсцисса, км)	Аномальные значения модели			Отклонения			
	по формуле (4)		по предлагаемому способу Δg_n	для I варианта		для II варианта	
	Δg_1 для первого варианта	Δg_2 для второго варианта		$(\Delta g_n - \Delta g_1)$	y^2	$(\Delta g_n - \Delta g_2)$	y^2
0	2,50	2,47	2,52	0,02	0,0004	0,05	0,0025
1	2,50	2,47	2,52	0,02	0,0004	0,05	0,0025
2	2,50	2,47	2,52	0,02	0,0004	0,05	0,0025
3	2,49	2,46	2,52	0,03	0,0009	0,06	0,0036
4	2,49	2,45	2,52	0,03	0,0009	0,07	0,0049
5	2,48	2,44	2,52	0,04	0,0016	0,08	0,0064
6	2,43	2,39	2,52	0,09	0,0081	0,13	0,0169
7	2,25	2,07	2,21	-0,04	0,0016	0,14	0,0196
8	1,17	1,16	1,10	-0,07	0,0049	-0,06	0,0036
9	0,07	0,13	0,00	-0,07	0,0049	-0,13	0,0169
10	0,03	0,06	0,00	-0,03	0,0009	-0,06	0,0036
11	0,03	0,03	0,00	-0,03	0,0009	-0,03	0,0009
12	0,02	0,03	0,00	-0,02	0,0004	-0,03	0,0009
13	0,01	0,02	0,00	-0,01	0,0001	-0,02	0,0004

Сопоставление результатов вычисления и последующая их обработка показали, что среднеквадратичная погрешность отклонения вычисленных значений аномалий, при принятых условиях геологического строения, по обоим способам, как видно из табл. 3, характеризуется величиной $\pm 0,05-0,077 \text{ мгл}$. Поэтому можно заключить, что предлагаемый способ вычисления аномалий, обусловленных неоднородностью строения верхних слоев осадочной толщи, дает удовлетворительные результаты.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андреев Б. А. Разработка и внедрение методов обработки и интерпретации результатов гравиразведки. Геофизическая разведка. Обмен опытом, вып. 2, Гостоптехиздат, 1960.
2. Андреев Б. А. Курс гравитационной разведки. Гостеолиздат, 1941.
3. Буланже Ю. Д., Михайлов А. А., Парийский Н. Н. Формулы и таблицы для обработки гравиметрических наблюдений. Геодезиздат, 1949.
4. Сорокин Л. В. Гравиметрия и гравиметрическая разведка. Гостоптехиздат, 1953.

А. Г. Салихов

К ВОПРОСУ ИНТЕРПРЕТАЦИИ АНОМАЛИЙ ДВУХМИЛЛИГАЛЬНЫХ И ДЕТАЛЬНЫХ ГРАВИМЕТРИЧЕСКИХ СЪЕМОК

С целью тектонического районирования и поисков глубинных структур в центральных районах Волго-Камского края проводились, как известно, систематические геофизические исследования. В результате выполненных работ был получен фактический материал, характеризующий в частности распределение аномалий гравитационного и магнитного полей ряда республик и областей.

Учитывая объем фактического материала, полученного в результате значительных затрат сил и средств большого коллектива геофизиков, автор занимался изысканием путей использования этих данных для изучения тектонического строения рассматриваемой территории.

Практическое использование карт двухмиллигального сечения ограничивается неоднозначностью решения обратной задачи гравиразведки. В связи с этим, прежде всего, необходимо было хотя бы ориентировочно установить природу исследуемых аномалий.

Известно, что основные возмущающие факторы, обуславливающие аномалии силы тяжести, впервые были сформулированы А. Д. Архангельским и в дальнейшем уточнены Э. Э. Фотиади. Согласно последним принято считать, что суммарное гравитационное поле создается в результате воздействия ряда геологических факторов. К их числу относятся:

- 1) неоднородность глубинного строения земной коры и подкорового слоя;
- 2) неоднородность структуры кристаллического фундамента вследствие смены в нем пород различного петрографического состава;
- 3) изменение рельефа поверхности фундамента;
- 4) изменение фациально-литологических комплексов, слагающих осадочный покров [2, 9].

Каждый из перечисленных факторов, очевидно, создает аномалии различной интенсивности и размеров. Неоднородность строения больших глубин (подкорового слоя) должна обусловить аномалии значительных размеров, контуры которых могут быть сравнимы с площадями океанов и целых континентов [9]. Геологическая неоднородность строения несколько меньших глубин обуславливает так называемые зональные аномалии, размеры которых нередко достигают сотни километров в длину и ширину [5]. Неоднородность внутреннего строения кристаллического фундамента создает регио-

нальные и локальные аномалии, прослеживающиеся на десятки километров. В платформенных областях такие аномалии обычно размещаются в виде мозаики (по В. А. Магницкому) [6] либо изомерных и линейных аномалий (по Э. Э. Фотиади) [9]. Изменения же рельефа поверхности кристаллического фундамента и фациально-литологических комплексов, слагающих осадочный покров, обычно обуславливают аномалии высшего порядка.

При геологической интерпретации материалов гравиметрических съемок важно определить, какие из перечисленных факторов преобладают в создании различных типов аномалий на данной территории. Решение этого важного вопроса очевидно надо искать в изучении закономерностей распределения плотности пород по площади и разрезу толщ земной коры, ее структурно-морфологических элементов, комплексного рассмотрения результатов интерпретации с данными других геофизических методов.

На основе материалов общей площадной съемки природа региональных аномалий изучалась В. В. Вебером и В. В. Федькинским с точки зрения историко-геологического значения, а Б. А. Андреевым — с целью установления зависимости между средней интенсивностью этих аномалий и мощностью земной коры [1]. Им установлено, что осредненные региональные аномалии обусловлены рельефом глубинных границ раздела земной коры. Э. Э. Фотиади, Е. Н. Люстих, В. А. Магницкий, А. К. Моловичко показали, что основное влияние на наблюдаемые аномалии Русской платформы оказывает неоднородность строения кристаллического фундамента. На примере многочисленных расчетов автором для этого типа аномалий центральной части Волго-Уральской области были получены глубины залегания возмущающих масс, которые позволили уточнить выводы указанных выше исследователей [8, 9]. Можно считать доказанным, что типичные для центральной части Волго-Уральской области региональные и локальные аномалии обусловлены главным образом рельефом поверхности магматических масс или, согласно Э. Э. Фотиади, "фронтом" воздействия основной магмы [9], залегающей на различных глубинах ниже поверхности кристаллического фундамента.

По материалам региональных съемок В. А. Магницким [6] было указано на отсутствие связи аномалий Русской платформы с рельефом поверхности кристаллического фундамента и строением осадочных образований. Вместе с тем недавно была широко распространена точка зрения, согласно которой максимумы силы тяжести объясняются приподнятым положением кристаллического фундамента и поэтому считались характерными для положительных структур осадочной толщи [3]. Ввиду этого на рассматриваемой территории использование гравиметрических данных до недавнего времени шло по линии выявления участков максимумов, которые и рекомендовались для разбуривания с целью поисков структур в осадочной толще. Поэтому большинство участков, характеризующихся гравиметрическими максимумами, в частности на территории Татарской республики, оказались разведанными глубоким бурением.

На основе полученных материалов выяснилось, что численные значения аномалий гравитационного поля по двухмиллигальной съемке не дают представлений о положении кристаллического фундамента и не отражают структурного плана осадочной толщи палеозоя. Одинаковые отметки фундамента наблюдаются как в зоне максимумов аномалий силы тяжести, так и в зоне ее минимумов. Нередки случаи, когда на участке максимумов силы тяжести поверхность кристаллического фундамента залегает глубже, чем на участке минимумов.

С целью выяснения природы гравитационных аномалий изучалось распределение плотности пород осадочной толщи и верхних частей фундамента. На материале глубокого бурения исследовалось положение отдельных границ разделов. Выявлялся характер распределения гравитационных и магнитных аномалий на детально разбуренных площадях территорий Татарской республики.

Результаты лабораторных определений плотности пород частично были опубликованы [4, 7, 8]. Согласно полученным данным, изменение плотности пород в разрезе осадочной толщи в пределах территории Татарии обуславливает около 5—10% наблюдаемых аномалий. Влияние поверхности границы раздела плотностей осадочных и метаморфических пород фундамента на гравитационное поле в большинстве случаев настолько мало, что обусловленные им изменения аномалий на картах двухмиллигальных съемок в большинстве случаев не отражаются. Суммарное влияние локальных структур на гравитационное поле не превышает погрешности двухмиллигальных съемок (0,2—0,5 мГл), и лишь для структур II порядка типа Елабужского поднятия оно достигает 1,0—1,4 мГл. Плотность пород кристаллического фундамента в настоящее время изучена еще слабо. По сейсмическим данным породы верхних слоев фундамента и океанической части земной коры оцениваются в 3,0—3,1 г/см³ [6]. Наибольшим значением плотности при этом характеризуются магматические породы (диабазы, габбро-диабазы, базальты), рельеф которых тесно связан с рельефом поверхности фундамента. О зависимости между этими поверхностями, практическом использовании этой зависимости для вычисления глубины залегания фундамента, а также о последующей проверке расчетных данных бурением уже сообщалась [8].

В Татарии с 1957 г. трестом „Татнефтегеофизика“ проводились детальные гравиметрические работы, по результатам которых для отдельных площадей составлены карты с сечением изоаномал через 1,0—0,5 и частично 0,25 мГл. В связи с геологической интерпретацией выявленных аномалий, одновременно с полевой съемкой, более детально изучалось распределение плотности пород осадочной толщи в пределах отдельных площадей, характеризующихся структурными поднятиями слоев палеозоя и поверхности фундамента. По образцам керн глубоких скважин, расположенных на Елабужской, Бондюжской, Первомайской, Нурлатской, Черемшанской, Акташской, Ново-Елховской и Поповской площадях, определялась плотность (и магнитная восприимчивость) пород. Не касаясь здесь деталей этого вопроса, укажем, что наибольшее количество образцов пород изучалось по Елабуго-Бондюжской, Нурлатской и Ново-Ибрайкинской разведочным площадям. Для последних по 3200 образцам были приблизительно охарактеризованы средние значения плотности пород отдельных комплексов и значение избыточной плотности на границах раздела.

В разрезе осадочной толщи по плотностной характеристике выделены следующие комплексы пород:

- I) верхний терригенный,
- II) верхний галогенно-карбонатный,
- III) средний терригенный,
- IV) нижний карбонатный,
- V) нижний терригенный,
- VI) кристаллический фундамент (среднее значение плотности принято равным 2,70 г/см³).

Ориентировочные значения разности плотности пород на отдельных площадях характеризуются данными табл. 1.

Таблица 1

Название площади	Разность плотности пород на границах раздела между комплексами				
	I—II	II—III	III—IV	IV—V	V—VI
Елабуго-Бондюжская	+0,25	—0,11	+0,10	—0,07	+0,21
Нурлатская	+0,25	—0,08	+0,10	—0,14	+0,24

Данные табл. 1 были использованы для вычисления гравитационного эффекта, создаваемого структурно-морфологическими элементами границ раздела плотностей (границ комплекса слоев) по моделям слоистой среды. Суммарный гравитационный эффект границ разделов осадочной толщи и поверхности фундамента на исследованных площадях составляет лишь небольшую часть наблюдаемого поля. Например, наибольшее его значение, вычисленное для Елабужского поднятия, составляет приблизительно 0,1 интенсивности наблюдаемого поля над этой крупной структурой II порядка. Сравнение карт структурных поднятий с распределением наблюдаемых аномалий показало, что, в частности, локальные поднятия поверхности кристаллического фундамента характеризуются на детальных картах минимумами, максимумами, либо, наконец (в большинстве случаев), повышенными значениями горизонтальных градиентов силы тяжести.

Соответствие положительных структурных форм фундамента и осадочной толщи участкам положительных аномалий (например, Елабужское, Казакларское и Ново-Елховское поднятия) нужно объяснить главным образом приближением к поверхности фундамента более плотных образований — „фронта“ воздействия основной магмы и в связи с этим локальным блоковым перемещением земной коры на этих участках. Такая интерпретация подтверждается наличием на рассматриваемых площадях зон разломов в фундаменте, которые четко выявляются по повышенным значениям горизонтальных градиентов силы тяжести, аномалиям магнитного поля и, наконец, данными глубокого бурения (на Елабужской площади).

С целью решения вопроса о характере влияния кристаллического фундамента на гравитационное поле на отдельных участках детальных съемок изучался также петрографический состав слагающих его образований.

Сотрудником Казанской геофизической экспедиции Ф. А. Кензиным установлено, что на Акташско-Ново-Елховском участке породы фундамента представлены гранито-гнейсовым комплексом метаморфических образований. Последние по зонам меридионального и северо-восточного простираения прорваны внедрившимися основными породами (габбро-диабазы, пироксены) и вторичными гранодиоритами. Характерно отметить, что трассируемые зоны разломов по выходам основных пород на поверхность фундамента расчленяют исследуемую площадь на ряд мелких блоков, разграничивая контуры слагающих их образований. Сопоставление карты аномалий полумиллигальной съемки с картой петрографического состава пород фундамента показало, что максимумам аномалий соответствуют более плотные разности пород, а относительным минимумам — менее плотные образования. Зоны же разломов, трассируемые по выходам основных пород небольшой горизонтальной мощности (менее 1,0 км), на картах полумиллигальной съемки характеризуются аномалиями высших порядков. Последние проявляются резкими изгибами изоаномал с тенденцией образования положительного поля высших производных.

Имеются основания прийти к выводу о том, что наряду с главными разломами, выделяемыми по повышенным значениям горизонтальных градиентов, на детальных картах отражаются более мелкие тектонические нарушения, которые можно отнести к разломам II порядка. Последние на двухмиллигальных и миллигальных картах не проявляются.

Кроме того, необходимо заметить, что локальные аномалии обусловлены главным образом петрографической неоднородностью пород фундамента. Изменение структурно-морфологических элементов его поверхности не оказывает на наблюдаемые аномалии заметного влияния.

Кроме качественной оценки результатов детальных съемок на Акташско-Ново-Елховском участке проводилась количественная интерпретация. Здесь по трем профилям была рассчитана глубина залегания верхней, нижней кромки возмущающей массы, ее избыточная плотность, а также отметки поверхности фундамента. Полученные результаты сопоставлялись с данными бурения и значениями лабораторных определений плотности пород фундамента. Расчетные кривые были сняты из карты миллигальной съемки (на участке расположенных профилей полумиллигальная съемка еще не проводилась) по профилям, пересекающим изоаномалы вкрест простирания. С целью обеспечения точности расчета исходных данных для каждой вычисляемой точки параметры возмущающего тела определялись по пяти параллельно расположенным профильным линиям, отстоящим друг от друга на расстоянии 1,0 км. Затем строились осредненные кривые распределения аномалий. Номографический способ (см. Салихов А. Г., Жаркова Л. А., Кузнецов Г. Е.), с помощью которого интерпретируется аномалия, позволяет использовать лишь центральную часть профиля. При этом учитывается изменение ординаты по конечным разностям. Расчетные профили представлены на рис. 1, 2, 3, а результаты интерпретации — в табл. 2.

Таблица 2

Результаты количественной интерпретации

№ профиля	Вычисленные данные				Фактические данные		Расхождения	
	глубина (км)		избыточная плотность $\Delta\sigma$	отметка фундамента h_p	отметка фундамента h_ϕ	разность плотностей σ_ϕ	$h_p - h_\phi$	$\Delta\sigma_\phi$
	до верхней кромки (h)	до нижней кромки (h)						
70	1,90	4,95	0,099	-1588	-1633	0,1	-45	—
71	1,85	4,55	0,101	-1586	-1635	0,1	-49	—
72	2,0	5,11	0,049	-1592	-1600	0,05	-8	—

Расчеты по количественной интерпретации были выполнены мл. научным сотрудником ГИ КФАН СССР Г. Е. Кузнецовым, а определение плотности пород фундамента — Э. Ф. Тимошиновым. Им в районе расположения профилей 70, 71 на участке положительной аномалии „Ст. Кувак“ по ряду образцов получена средняя плотность пород метаморфической толщи, равная $2,72 \text{ г/см}^3$, а в районе относительного минимума „Багряж“ и „Северного максимума“ — равная соответственно $2,62$ и $2,67 \text{ г/см}^3$. Из приведенных данных видно неожиданно точное соответствие расчетных значений плотности пород с фактическими данными. Данных по трем расчетным профилям недостаточно для уверенных заключений. На основании их можно

прийти лишь к предположительному выводу о том, что на некоторой глубине от поверхности фундамента граница „фронта“ воздействия основной магмы, по-видимому, имеет амплитуду, изменение которой создает эффект, пропорциональный изменению плотности метаморфической толщи фундамента.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андреев Б. А. Разработка и внедрение методов обработки и интерпретации результатов гравипроизведки. Геофизическая разведка. Обмен производственным опытом, вып. 2. Гостехиздат, 1960.
2. Архангельский А. Д., Михайлов А. А., Федьинский В. В., Люстрых Е. Н. Геологическое значение аномалий силы тяжести СССР. Изв. АН СССР, № 4, 1937.
3. Иванчук П. К. и Каленов Е. Н. Методика и результаты геофизических работ. Геологическое строение и нефтеносность Татарской АССР. Гостехиздат, 1948.
4. Кринарн А. И., Салихов А. Г. Плотность и магнитная восприимчивость пород палеозоя восточной части Татарии и их влияние на гравитационные и магнитные аномалии. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 8, 1956.
5. Люстрых Е. Н. Количественная интерпретация некоторых гравитационных аномалий Русской платформы. Прикладная геофизика, вып. 6. Гостехиздат, 1950.
6. Магницкий В. А. Основы физики земли. Геодезиздат, 1953.
7. Салихов А. Г. Некоторые данные о плотностях и магнитной восприимчивости пород юго-востока Татарской республики. Изв. КФАН СССР, № 3, сер. геол., 1955.
8. Салихов А. Г. Основные итоги гравитационно-магнитных исследований в связи с перспективами поисков нефтеносных структур в Татарии и прилегающих областях. Изв. КФАН СССР, сер. геол. наук, вып. 9, 1960.
9. Фотиади Э. Э. Геологическое строение Русской платформы по данным региональных геофизических исследований и опорного бурения. Гостехиздат, 1958.

И. М. Уразаев

К МЕТОДИКЕ РАСЧЕТА ЭЛЕКТРОДВИЖУЩЕЙ СИЛЫ, ВОЗНИКАЮЩЕЙ НА КОНТАКТЕ СУЛЬФИДНЫХ РУДНЫХ ТЕЛ С ВМЕЩАЮЩИМИ ПОРОДАМИ НА ПРИМЕРЕ РУДНИКА КАПОТ В КАНАНЕА (МЕКСИКА)

ВВЕДЕНИЕ

Аномалии физических полей возникают в результате наличия дифференциации физических свойств горных пород и руд. Поэтому для понимания возможностей и ограничений применимости геофизических методов, а также для более однозначной качественной и количественной интерпретации их результатов важное значение имеет изучение физических свойств горных пород. Необходимо заметить, что эти свойства по характеру их проявлений, по нашему мнению, можно разделить на активные и пассивные.

Активные свойства горных пород — это те свойства, которые, без какого-либо постороннего вмешательства, самостоятельно способствуют созданию физических полей. К активным свойствам горных пород относятся: плотность (σ), остаточное намагничение (I_r) и электрохимическая активность (E).

Пассивные свойства горных пород характеризуются тем, что они не проявляются без наличия возмущающего физического поля. К этой группе свойств горных пород относятся: удельное электрическое сопротивление (ρ), магнитная восприимчивость (χ) и скорость распространения упругих волн (v_p).

Из группы активных свойств горных пород лабораторными методами достаточно точно определяются плотность и остаточное намагничение. Результаты лабораторных определений этих параметров могут быть использованы при интерпретации аномалий гравиметрии и магнитометрии. Результаты же лабораторных исследований электрохимической активности не могут быть использованы для расшифровки аномалий естественного электрического поля, возникающих над рудными телами, так как величина аномалий зависит главным образом от химического состава вод, омывающих сульфидную минерализацию.

Используя результаты химических анализов водных проб по рудному полю, можно рассчитать среднее значение электродвижущей силы, возникающей на границе сульфидных рудных тел с вмещающими породами.

В данной статье делается попытка доказать возможность таких расчетов, исходя из наших представлений о природе естественных электрических полей, возникающих над сульфидными месторождениями [2]. Для расчета заимствованы результаты химических анализов вод, отобранных на руднике Капот в Кананеа (Мексика) [3].

1. Исходные данные и методика расчета

В нашей статье „О природе естественных электрических полей, возникающих над сульфидными месторождениями“ [2] доказано, что в суммарном потенциале естественных электрических полей для компонентов рудной минерализации решающая роль принадлежит потенциалам окислительно-восстановительных и концентрационных цепей. Диффузионно-адсорбционный потенциал в данном случае имеет подчиненное значение, а контактный или электродный потенциал практически не участвует в естественных электрических потенциалах.

1. Электродвижущую силу окислительно-восстановительных цепей можно подсчитать по формуле [2]:

$$E_0 = -0,0001983 \cdot T \cdot \lg \frac{C_{1\text{Fe}+++} \cdot C_{4\text{Fe}++}}{C_{2\text{Fe}++} \cdot C_{3\text{Fe}+++}},$$

где T — абсолютная температура,

$\frac{C_{1\text{Fe}+++}}{C_{2\text{Fe}++}}$ — отношение концентраций катионов окисного и закисного железа, омывающих верхнюю часть рудного тела,

$\frac{C_{3\text{Fe}+++}}{C_{4\text{Fe}++}}$ — отношение концентраций катионов трехвалентного и двухвалентного железа в нижней части рудного тела.

2. Электродвижущая сила концентрационных цепей может быть рассчитана по формуле [2]:

$$E_k = 0,0001983 \cdot T \cdot \lg \frac{C_n}{C_v},$$

где C_n — концентрация ионов металла в растворе, омывающем нижние части рудного тела,

C_v — концентрация ионов металла в растворе, омывающем верхние части рудного тела,

T — абсолютная температура.

3. Диффузионный потенциал можно рассчитать по формуле [2]:

$$E_d = 0,0001983 \cdot T \left(\frac{I_k - I_a}{I_k + I_a} \right) \cdot \lg \frac{C_1}{C_2},$$

где I_k — подвижность катионов, отнесенная к их валентности,

I_a — подвижность анионов, отнесенная к их валентности,

C_1 — концентрация ионов раствора в верхних горизонтах месторождения,

C_2 — концентрация ионов раствора в нижних горизонтах месторождения.

Из перечня этих формул видно, что для расчета электродвижущей силы, возникающей на границе сульфидного рудного тела с вмещающими породами, нужно знать химический состав воды, омывающей это тело. Отбор пробы воды для химического анализа необходимо производить из скважин, шурфов, штолен и родников и результаты химических анализов осреднить по всем имеющимся пробам для данного горизонта.

По осредненным значениям строятся кривые изменения концентраций ионов Zn^{++} , Fe^{++} , Fe^{+++} , Cu^{++} и SO_4^{--} , в зависимости от изменения глубины. Исходя из геологического строения, гидрогеологического режима месторождения и минералогического состава рудных тел, производится тщательный анализ поведения concentra-

Результаты химических анализов проб рудничных вод Капот в Кананеа (Мексика)¹

в миллионных долях

№ проб	Горизонт	SO ₄	Cl	SiO ₂	K	Na	Ca	Mg	Al	Mn	Cu	Zn	Fe ²⁺	Fe ³⁺	Кислотность	Примечание
13	95 м	5064	не определялся	76	не определялся	не определялся	436	61	не определялся	236	1659	не определялся	305	—	970	Халькозин обильнее
14	120 м	1419	18	28	170**	319	36	16	37	не определялся	73	76	—	—	нет	
15	275 м	4457	22	56	198**	753	86	22	153	60	252	524	—	—	нет	Халькозин менее обильнее, чем на гориз. 95 м. Уровень грунтовых вод
16	Воды, поднятые насосом из шахты	3898	не определялся	40	97**	239	82	14	150	122	190	799	—	—	нет	Под уровнем грунтовых вод
17	Воды обогатительной фабрики	1335	—	20	14**	277	54	9	45	28	52	149	24	—	нет	

¹ Данные приводятся по работе В. Эммонса [3] (аналитик Г. Хаули).
 ** Вычитано как K₂O + Na₂O.

ции растворов в зависимости от изменения глубины их проникновения. Затем производится расчет электродвижущей силы по отдельным участкам рудных тел. Разделение рудного тела на расчетные участки осуществляется по принципу прямолинейного характера изменения кривой концентрации. Необходимо отметить, что интенсивность аномалий не будет зависеть от размера рудного тела, она будет пропорциональна соотношению концентраций катионов в верхней и нижней частях сульфидного тела и обратно пропорциональна глубине его залегания.

II. Пример расчета электродвижущей силы на границе сульфидного тела с вмещающими породами

В опубликованной литературе наиболее полные данные для расчета ЭДС на границе сульфидного рудного тела с вмещающими породами помещены в работе В. Эммонса [3]. Здесь интересны химические анализы проб № 13, 14, 15, 16 и 17, отобранных в руднике Капот в Кананеа (Мексика), результаты которых приведены в табл. 1.

Месторождение приурочено к площади развития кварцитов и других пород, прорванных диорит-порфиром. Рудные тела вкрапленные, состоящие из пирита, халькопирита, цинковой обманки и вторичного халькозина. На глубине 90 м проходил уровень грунтовых вод до вскрытия месторождения, поэтому здесь халькозин более обильнее, чем на глубине 270 м, где уровень грунтовых вод установился после вскрытия месторождения.

На рис. 1 графически изображены кривые изменения концентраций ионов Cu²⁺, Fe²⁺ и Zn²⁺ в зависимости от глубины их проникновения. Из графика видно, что в верхних горизонтах концентрация ионов Cu²⁺ возрастает с увеличением глубины. Максимальное содержание этих ионов наблюдается на глубине 95 м, то есть там, где халькозин преобладает над всеми другими минералами. По мере продвижения растворов в более глубокие горизонты понижается концентрация ионов Cu²⁺ за счет уменьшения халькозина в рудном теле. И, наконец, на глубине 275 м, на уровне грунтовых вод, в растворе резко понижается содержание этого иона. Последнее, видимо, объясняется выпадением меди в осадок в виде халькозина в существующей зоне вторичного обогащения. Для ионов Zn²⁺ и Fe²⁺ также характерно непрерывное увеличение концентрации по мере продвижения растворов на более глубокие горизонты. Но на интервале 95—120 м содержание этих ионов в растворе понижается вследствие уменьшения в рудном теле халькопирита, сфалерита и пирита, вынесенных из данной зоны до вскрытия место-

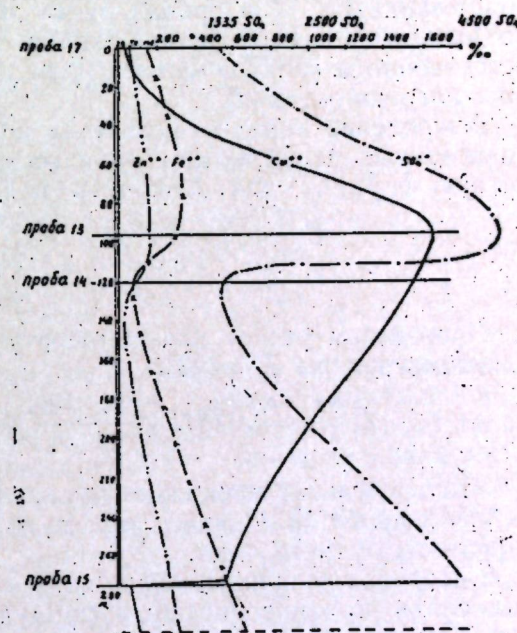


Рис. 1. Кривые изменения концентраций ионов Zn²⁺, Fe²⁺, Cu²⁺, SO₄²⁻ в зависимости от изменения глубины взятия пробы воды в руднике Капот в Кананеа.

рождения (древняя зона вторичного обогащения). В существующей зоне вторичного обогащения количество ионов Zn^{++} и Fe^{++} значительно увеличивается вследствие тех же обменных реакций, в результате которых образуются легко растворимые сульфаты цинка и железа.

Рассмотрение табл. 1 позволяет установить наличие трехвалентного железа в воде, употребленной на обогатительной фабрике, т. е. в воде, соприкасающейся с воздухом и рудой (проба 17). Эта проба может характеризовать поверхностные условия. В остальных пробах, взятых с нижних горизонтов, трехвалентное железо отсутствует.

Следовательно, поведение растворов в зоне окисления способствует возникновению потенциалов концентрационных и окислительно-восстановительных цепей.

1. Для оценки величины *потенциала окислительно-восстановительных цепей* приняты результаты химического анализа пробы № 17, приравненные пробам, взятым с верхних горизонтов. При этом учитывается, что на обогатительной фабрике руда в соприкосновении с водой и воздухом находится незначительное время и поэтому содержание Fe^{+++} в пробах будет заниженным по сравнению с природными условиями. Но для оценки порядка величины потенциалов естественного электрического поля такое допущение не внесет больших погрешностей [2].

Вычисление порядка величины *потенциала окислительно-восстановительных цепей* можно произвести по пробам № 17 и 13. В расчетную формулу для этих проб войдут следующие концентрации:

$$\begin{aligned} C_{1Fe^{+++}} &= 24^0/_{00}; & C_{2Fe^{++}} &= 149^0/_{00}; \\ C_{3Fe^{+++}} &= 1^0/_{00}; & C_{4Fe^{++}} &= 305^0/_{00}. \end{aligned}$$

Произведем расчет для температуры $25^\circ C$, то есть для абсолютной температуры $T = 293^\circ$.

$$E_0 = +0,05909 \lg \frac{24 \cdot 305}{149 \cdot 1} \approx -0,18 = -100 \text{ мв.}$$

Этот результат несколько занижен ввиду того, что содержание Fe^{+++} в пробе № 17 ниже, чем в воде, которая омывает верхние горизонты рудного тела.

2. Порядок величины *потенциала концентрационных цепей* можно вычислить по вышеописанным формулам, подставляя в них значения концентраций C_n и C_b из табл. 1 для Cu , Fe и Zn .

1) Для меди

а) в интервале от 0 до 95 м (пробы № 17 и 13)

$$C_b = 28^0/_{00}; \quad C_n = 1659^0/_{00};$$

$$E_{k1} = 0,05909 \lg \frac{1659}{28} = +105 \text{ мв.}$$

б) в интервале от 95 до 275 м потенциал не подсчитывается, так как этот естественный элемент находится на большой глубине от дневной поверхности и практически не будет участвовать в потенциале, измеряемом на дневной поверхности. В дальнейшем без пояснения при вычислении потенциалов концентрационных цепей будем ограничиваться глубиной 95 м.

2) Для железа (пробы № 17 и 13)

$$C_n = 305^0/_{00}; \quad C_b = 149^0/_{00};$$

$$E_{k2} = 0,05909 \lg \frac{305}{149} = +0,018 \text{ в.} = +18 \text{ мв.}$$

3) Для цинка (пробы № 17 и 14)

$$C_n = 73^0/_{00}; \quad C_b = 52^0/_{00};$$

$$E_{k3} = 0,05909 \lg \frac{73}{52} = +0,009 \text{ в.} = +9 \text{ мв.}$$

Общий потенциал концентрационных цепей будет:

$$E_{k_{общ}} = 105 + 18 + 9 \approx +130 \text{ мв.}$$

Для оценки величины *диффузионного потенциала* произведем подсчет для рудника Капот в Кананеа (Мексика). При этом за концентрацию H_2SO_4 в верхних горизонтах месторождения ориентировочно можно принять концентрацию в пробе № 9, отобранной в устье шахты № 2 Дактаун (Тенесси) (табл. 2).

Таблица 2

№ пробы	Место взятия пробы	Кислотность H_2SO_4 в миллионных долях
9	Устье шахты № 2 Дактаун (Тенесси)	108,2
13	Горизонт 95 м Капот, Кананеа (Мексика)	970

Подставляя в исходную формулу значения подвижностей

l_k, l_a [1], концентраций C_1 и C_2 , получим:

а) Для $H^+ - l_k = 315$; для $SO_4^{--} - l_k = 68,0$;

$$E_{d1} = 0,059 \cdot 0,645 \lg \frac{100}{970} = +0,037 \text{ в.} = +37 \text{ мв.}$$

б) Для вычисления диффузионного потенциала, обусловленного различием концентрации раствора $CuSO_4$, необходимо знать его концентрацию как в верхней, так и в нижней частях рудного тела. В табл. 1 приведена концентрация иона Cu^{++} . Но зная количество Cu^{++} и имея в виду, что в $CuSO_4$ двадцать девять весовых долей меди соединены с сорока восемью весовыми долями SO_4^{--} , можно определить то количество ионов SO_4^{--} , которое связывается с имеющимися в пробе ионами Cu^{++} . Ввиду того, что наибольший удельный вес в измеряемом естественном потенциале будут иметь потенциалы, обусловленные процессами, происходящими в верхних горизонтах рудного тела, для оценки диффузионного потенциала были приняты пробы № 17 и 13.

В пробе № 17 $28^0/_{00} Cu^{++}$ связываются с $47^0/_{00} SO_4^{--}$. Следовательно, ионы $CuSO_4$ составят $75^0/_{00}$.

В пробе № 13 $1659^0/_{00} Cu^{++}$ связываются с $2796^0/_{00} SO_4^{--}$. Следовательно, ионы $CuSO_4$ составят $4405^0/_{00}$.

$$E_{d2} = 0,009 \lg \frac{75}{4405} = -16 \text{ мв.}$$

так как подвижность катиона $Cu^{++} - l_k = 46$ [1].

в) Аналогичным расчетом находим, что в пробе № 17 ионы $ZnSO_4$ составят $130^0/_{00}$, а в пробе № 13— $190^0/_{00}$.

В этом случае

$$E_{d3} = 0,009 \lg \frac{130}{190} = -1 \text{ мв.}$$

так как подвижность катиона $Zn^{++} - l_k = 46$ [1].

Суммарный диффузионный потенциал, обусловленный серной кислотой, $ZnSO_4$ и $CuSO_4$, для этого месторождения будет:

$$E_d = 37 - 16 - 1 = +20 \text{ мв.}$$

Заключение

Оценочный расчет электродвижущей силы естественного электрического элемента, представленного в виде сульфидного рудного тела, показывает, что потенциал окислительно-восстановительных цепей обуславливает отрицательные аномалии, в то время как потенциал концентрационных цепей создает положительные аномалии. Поэтому рудные тела, состоящие преимущественно из сульфидов железа, всегда создают отрицательные аномалии, так как для этих минералов потенциал окислительно-восстановительных цепей преобладает над потенциалом концентрационных цепей. Если же в минеральном составе рудного тела будет большее содержание сфалерита по сравнению с сульфидами железа, то интенсивность аномалии значительно уменьшается. Последнее объясняется способностью сфалерита к созданию большого положительного потенциала концентрационных цепей, который компенсирует отрицательные аномалии, созданные пиритом или халькопиритом.

Над чистыми сфалерито-галенитовыми рудными телами можно наблюдать исключительно положительные аномалии, так как здесь могут иметь место только потенциалы концентрационных цепей и фильтрационный потенциал.

Высказанное положение иллюстрируется суммированием всех видов потенциала, который дает ЭДС естественных электрических токов, развивающуюся на отрезке рудного тела в 95 м:

$$E_{п.с.} = -100 \text{ мв} + 130 \text{ мв} + 20 \text{ мв} = 50 \text{ мв.}$$

Такая величина потенциала естественных электрических токов получается на многих рудных месторождениях. На сульфидных месторождениях Средней Азии выявляются аномалии интенсивностью от +50 до -150 мв.

Вычислив таким образом ЭДС естественного электрического элемента и зная сопротивления вмещающей породы, можно рассчитать палетки, которые могут быть использованы для определения глубины и размеров сульфидных рудных тел.

ЛИТЕРАТУРА

1. Изгарышев Н. А. Курс теории электрохимии. М.—Л., Госхимиздат, 1951.
2. Уразаев И. М. О природе естественных электрических полей, возникающих над сульфидными месторождениями. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 9, 1956.
3. Эммонс В. Вторичное обогащение рудных месторождений. М.—Л., ОНТИ, 1935.

И. М. Уразаев

МЕТОДИКА УЧЕТА ПОПРАВКИ ЗА УДАЛЕННУЮ ЗОНУ ПРИ ПЕРЕСЧЕТЕ z_a В H_a

В практике магниторазведки в подавляющем большинстве случаев производят измерения z_a и ΔT . Но по результатам интерпретации вертикальной составляющей геомагнитного поля не всегда представляется возможность судить об элементах залегания возмущающих масс. Более полную количественную интерпретацию магнитных аномалий можно осуществить при наличии карт аномалий z_a и H_a . В связи с этим некоторыми авторами [2, 4] были предложены методы вычисления аномалий горизонтальной составляющей z_a . Однако использование этих методов не всегда дает необходимую точность пересчета z_a в H_a , так как в них используется лишь наблюдаемый отрезок аномалий и не предусмотрен прием учета влияния удаленных зон. Между тем аномальные значения z_a над уступными массами, возмущающими геомагнитное поле, принимают минимальные значения на очень больших расстояниях от начала координат. В результате этого на практике не всегда удается проследить аномалию по профилю до полного ее исчезновения, так как в конечных частях кривая z_a искажается за счет влияния соседних возмущающих тел.

По опубликованным [1, 3] формулам нами произведены вычисления z_a и H_a по точкам профиля, ориентированного вкост уступа, параметры которого $h_1 = 2 \text{ км}$; $h_2 = 2,5 \text{ км}$, $I_z = 200 \text{ CGSM}$. По этим же точкам профиля, пользуясь теоретически вычисленной кривой z_a , нами произведен графический расчет значений H_a по палетке А. А. Логачева [2]. При этом интервал по оси абсцисс исходных значений z_a принят 10 км. Сопоставление величин H_a , рассчитанных по теоретическим формулам и графическим путем, показывает, что метод А. А. Логачева дает относительную ошибку определения H_a от 11 до 62% (для точек профиля, удаленных от начала координат на расстояние от 0 до 4 км). На расстояниях, превышающих 4 км по оси абсцисс, относительные ошибки достигают сотни и тысячи процентов. Эти данные показывают, что практическое использование палетки А. А. Логачева невозможно без учета поправки за влияние удаленных зон.

В данной статье дается вывод формулы поправки за удаленную зону для уступных масс, возмущающих геомагнитное поле, и рассматривается вопрос практического использования этой поправки при пересчете z_a в H_a .

Для вычисления горизонтальной составляющей аномального магнитного поля по заданному значению ее вертикальной составляющей А. А. Логачевым [2] предложена следующая формула:

$$H(P) = \frac{1}{\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{z_a}{x-x'} dx, \quad (1)$$

где через x обозначена абсцисса элемента dx , через x' — абсцисса точки P , в которой вычисляется $H(P)$.

Из формулы (1) видно, что для получения точного значения $H(P)$ необходимо наличие кривой z_a от $+\infty$ до $-\infty$. Выше упоминалось, что в практике магниторазведки значения z_a на больших расстояниях от центра аномалий обычно бывают искаженными в результате влияния соседних магнитоактивных тел. Поэтому при пересчете z_a в H_a можно использовать кривую вертикальной составляющей геомагнитного поля на меньших расстояниях.

Для вывода формулы поправки за удаленную зону обозначим абсциссу через a , которым ограничивается наблюдаемая часть кривой z_a . Разделим интеграл (1) на три части по пределам интегрирования:

$$H(P) = \frac{1}{\pi} \left(\int_{-\infty}^{-a} \frac{z_a}{x-x'} dx + \int_{-a}^{+a} \frac{z_a}{x-x'} dx + \int_{+a}^{+\infty} \frac{z_a}{x-x'} dx \right). \quad (2)$$

В методике вычисления H_a по заданному значению z_a , разработанной А. А. Логачевым [2], фактически используется только второй интеграл. Крайние два интеграла остаются неучтенными, и за счет этого вкрадывается погрешность в определение H_a . Величина ее будет тем больше, чем медленнее аномальные значения z_a будут стремиться к нулевой линии (нормальному фону). Такое распределение характерно для уступных масс, возмущающих геомагнитное поле.

Для вертикального уступа аномальные значения вертикальной составляющей могут быть вычислены (3) по формуле:

$$z = 2I_z \arctg \frac{x l}{x^2 + h_1^2 + h_2^2} = 2I_z \left(\arctg \frac{h_2}{x} - \arctg \frac{h_1}{x} \right), \quad (3)$$

где h_1 — глубина верхней кромки уступа,
 h_2 — глубина нижней кромки уступа,
 l — величина уступа,
 x — текущая координата.

Отбрасывая средний интеграл в уравнении (2) и имея в виду уравнение (3), можно написать формулу вычисления поправки за удаленную зону для уступа:

$$\Delta H(P) = \frac{2I_z}{\pi} \left(\int_{-\infty}^{-a} \frac{\arctg \frac{h_2}{x}}{x-x'} dx + \int_a^{+\infty} \frac{\arctg \frac{h_2}{x}}{x-x'} dx - \int_{-\infty}^{-a} \frac{\arctg \frac{h_1}{x}}{x-x'} dx - \int_a^{+\infty} \frac{\arctg \frac{h_1}{x}}{x-x'} dx \right). \quad (4)$$

Обозначим через $A_1 = \int_{-\infty}^{-a} \frac{\arctg \frac{h_2}{x}}{x-x'} dx$; через $A_2 = \int_a^{+\infty} \frac{\arctg \frac{h_2}{x}}{x-x'} dx$;

через $A_3 = \int_{-\infty}^{-a} \frac{\arctg \frac{h_1}{x}}{x-x'} dx$ и через $A_4 = \int_a^{+\infty} \frac{\arctg \frac{h_1}{x}}{x-x'} dx$. Тогда уравнение (4) переписывается в следующем виде:

$$\Delta H(P) = \frac{2I_z}{\pi} (A_1 + A_2 - A_3 - A_4). \quad (5)$$

Для решения интеграла A_1 введем новую переменную $y = \frac{h_2}{x}$. В этом случае $dx = -\frac{h_2}{y^2} dy$. Решение интеграла $A_1 = -h_2 \int_0^{\frac{h_2}{a}} \frac{\arctg y}{y(h_2 - x'y)} dy$ произведем разделением переменных. Для этого приравняем $\frac{\arctg y}{y} dy = dv$, а $\frac{1}{h_2 - x'y} = u$. Тогда

$$v = y \approx \frac{y^3}{9} + \frac{y^5}{25}, \quad (6)$$

$$du = \frac{x'}{(h_2 - x'y)^2} dy. \quad (7)$$

Нужно заметить, что величина y изменяется от 0 до $\frac{h_2}{a}$. Можно выбрать величину a так, что она всегда будет больше глубины залегания нижней кромки уступа h_2 . Следовательно, все значения абсолютной величины $|y|$ будут оставаться меньше единицы. В этом случае второй и последующие члены ряда (6) являются малыми более высокого порядка. Поэтому вполне достаточно ограничиться первым членом ряда (6). (Ниже будет показано, что такое допущение искажит результат интегрирования на величину не более чем ошибка полевой съемки геомагнитного поля.) Тогда интеграл A_1 примет следующий вид:

$$A_1 = -\frac{h_2 y}{h_2 - x'y} \Big|_0^{\frac{h_2}{a}} + h_2 x' \int_0^{\frac{h_2}{a}} \frac{y dy}{(x'y - h_2)^2} = -\frac{h_2 y}{h_2 - x'y} \Big|_0^{\frac{h_2}{a}} + h_2 x' \left[-\frac{h_2}{x'^2 (x'y - h_2)} + \frac{1}{x'^2} \ln (x'y - h_2) \right] \Big|_0^{\frac{h_2}{a}}$$

Подставляя пределы интегрирования, получим:

$$A_1 = \frac{h_2}{a + x'} + \frac{h_2}{x'} \left(\ln \frac{x' + a}{a} - \frac{x'}{x' + a} \right).$$

Аналогично решая интегралы A_2 , A_3 и A_4 для $\Delta H(P)$, найдем следующее выражение:

$$\Delta H(P) = \frac{2I_z}{\pi} (h_2 - h_1) \left[\frac{2a'}{a^2 - x'^2} + \frac{1}{x'} \left(\ln \frac{a + x'}{a - x'} - \frac{2ax'}{a^2 - x'^2} \right) \right]. \quad (8)$$

Из равенства (8) видно, что поправка за удаленную зону $\Delta H(P)$ зависит от глубин залегания h_1 и h_2 , вектора интенсивности намагничивания (I_z), расстояния до конечной точки кривой $z_a(a)$ и абсциссы, где производится расчет H_a по заданным значениям z_a .

Формула (8) в таком виде не может быть использована в практике пересчета вертикальной составляющей геомагнитного поля в горизонтальную, так как величины h_1 , h_2 и I_z являются параметрами, подлежащими определению в процессе интерпретации. Величина I_z может быть исключена путем деления $\Delta H(p)$ на $H_a - \Delta H(p)$, где

$$H_a = I_z \ln \frac{x^2 + h_2^2}{x^2 + h_1^2} \text{ есть горизонтальная составляющая аномалии геомагнитного поля, возникающей над уступом. Это отношение обозначим через } \Delta \text{ и назовем относительной поправкой за удаленную зону.}$$

$$\Delta = \frac{\Delta H(p)}{H_a - \Delta H(p)} = f(h_1, h_2, x'). \quad (9)$$

В уравнении (9) величина a есть расстояние от начала координат до конечной точки практической кривой z_a . Она нам известна. Аргумент x' есть абсцисса точки, где производится пересчет z_a в H_a .

Следовательно, величина ее также известна. Путем расчета Δ по уравнению (9) при заданных значениях x' и a и изменяющихся h_1 и h_2 установлено (табл. 1), что относительная поправка за удаленную зону изменяется не более чем на 5% ($\pm 2,5\%$), если величина $x_{1,2} = \sqrt{h_1 h_2}$ остается постоянной.

Таблица 1

a	x'	h_1	h_2	$\sqrt{h_1 h_2}$	Δ в %	h_1	h_2	$\sqrt{h_1 h_2}$	Δ в %
1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.
18	0	7	15	10,25	59,05	1,5	2,7	2	7,70
		8	13	10,2	57,30	1	4	2	8,20
		9	12	10,39	58,60	0,5	8	2	10,50
	15	7	15	10,25	-178,6	—	—	—	—
		8	13	10,2	-178,6	—	—	—	—
		9	12	10,39	-179,7	—	—	—	—
10	0	4,2	6	5,02	47,4	1,5	2,7	2	14,80
		3,6	7	5,02	48,5	1	4	2	15,97
		3,1	8	4,98	49,0	0,75	5,3	2	17,4
	3	4,2	6	5,02	82,1	1,5	2,7	2	74,5
		3,6	7	5,02	85,0	1	4	2	77,4
		3,1	8	4,98	87,0	0,75	5,3	2	77,7

Из табл. 1 видно, что величина Δ в пределах практической точности зависит от $x_{1,2}$. Другие сочетания глубин h_1 и h_2 мало влияют на изменение поправки за удаленную зону. Исходя из этого, уравнение (9) можно переписать в следующем виде:

$$\Delta \approx f(x_{1,2}, a, x'). \quad (10)$$

Функциональная зависимость, выраженная уравнением (10), дает возможность построить диаграммы. На рис. 1 изображена диаграмма для значения $a = 15$. Здесь по оси абсцисс отложена величина $x_{1,2}$, а по оси ординат — относительная поправка за удаленную зону (Δ).

Кривые в поле диаграммы построены для значений $x' = 0, 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 13$ и 14 . Из этой диаграммы видно, что функция, описываемая уравнением (10), имеет две точки разрыва. В этих точках функция меняет знак. Причем местоположение их изменяется в зависимости от величины x' при заданном значении a . Нужно отметить, что в области „особых“ точек не выдерживается условие зависимости Δ только от $x_{1,2}$. Здесь Δ изменяется в широких пределах при вариациях h_1 и h_2 , но при постоянном значении $x_{1,2}$. Ввиду этого практическое использование значений функции Δ , находящихся в области „особых“ точек, не рекомендуется. Для устранения этого недостатка необходимо составить такие же диаграммы для различных значений a . В зависимости от величины a изме-

няется месторасположение области „особых“ точек. Тогда для каждого значения x' , где производится пересчет z_a в H_a , можно подобрать диаграмму с таким значением a , для которой в интервале заданного значения $x_{1,2}$ отсутствует область „особой“ точки. Практическое вычисление поправки за удаленную зону сводится к следующему.

По методике А. А. Логачева [2] вычисляем H_a по заданному распределению z_a для каждой точки x' . Полученное значение будет меньше полной величины H_a на ΔH_a , т. е.

$$H_a' = H_a - \Delta H_a.$$

По диаграммам определяем величину $\Delta = \frac{\Delta H_a}{H_a - \Delta H_a}$ следующим образом. С наблюдаемой кривой z_a находим значение абсциссы $x_{1,2}$ ее максимума. Из теории интерпретации материалов магниторазведки [1] известно, что для уступных масс абсцисса $x_{1,2} = \sqrt{h_1 h_2}$. По оси абсцисс диаграммы (рис. 1) откладываем отрезок, равный значению $x_{1,2}$, из конца которого восстанавливаем перпендикуляр. В поле диаграммы отыскиваем точки пересечения его с кривыми x' .

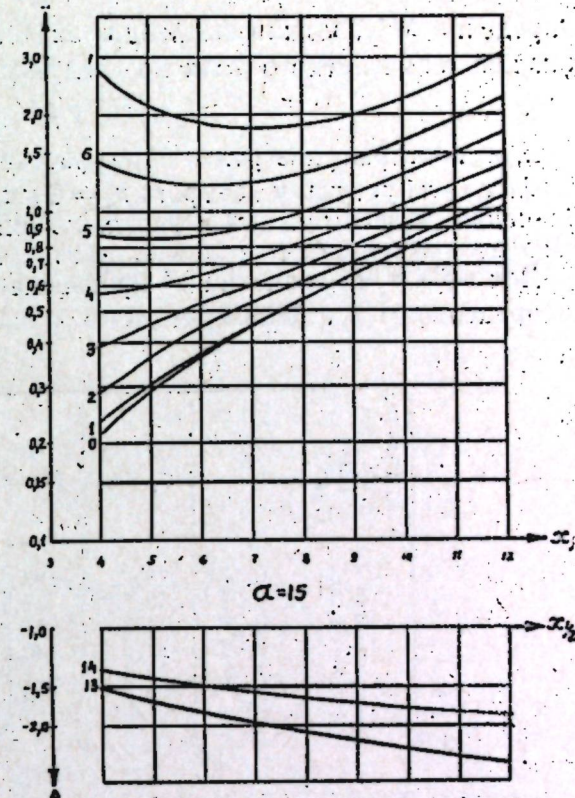


Рис. 1. Диаграмма поправок к вычисленной величине H_a за ограниченность кривой z_a при пересчете вертикальной в горизонтальную составляющую геомагнитного поля.

Перпендикуляры, опущенные на ось ординат, позволят отсчитать величину Δ для каждого значения x' . Зная Δ , легко определить величину ΔH_a по формуле:

$$\Delta H_a = \Delta - (H_a - \Delta H_a) = \Delta \cdot H_a'.$$

Определив ΔH_a , можно вычислить значение горизонтальной составляющей геомагнитного поля по следующему равенству:

$$H_a = H_a' + \Delta H_a.$$

Для проверки диаграмм нами рассчитаны значения H_a и z_a по профилю для уступа, у которого $h_1 = 2 \text{ км}$, $h_2 = 2,5 \text{ км}$ и $I_1 = 200 \text{ сгсм}$. Значения горизонтальной и вертикальной составляющих геомагнитного поля получены для $x' = 0, 1, 2, \dots, 10$.

Для всех этих значений x' произведен графический расчет H_a по распределению z_a . Данные сведены в табл. 2.

Таблица 2

x'	По налетке А. А. Логачева (гамм)	Δ	$\Delta H(P)$ (гамм)	H_a' (гамм)	H_a теоретическое (гамм)	σ относительная (%)
0	78,6	0,175	13,75	92,3	89,0	3,6
1	63,2	0,22	13,9	77,1	74,0	4,2
2	37,0	0,38	14,0	51,0	49,5	3,0
3	17,7	0,68	12,2	30,0	31,5	4,8
4	8,3	1,62	13,4	21,7	21,0	3,3
6	-2,6	-5,2	13,5	10,9	10,0	9,0
8	-11,0	-1,62	17,8	6,8	7,5	9,3

Из табл. 2 видно, что ошибки в пересчете H_a по заданным значениям z_a не превышают 5% для первых пяти строк. В последних двух строках получены ошибки, приближающиеся к 10%. Здесь значения H_a находятся в пределах полевой точности. Эта часть кривой H_a при интерпретации практически не используется.

В заключение можно сказать, что описанный метод может быть использован для расчета диаграмм поправок за удаленную зону и для других форм тел.

ЛИТЕРАТУРА

1. Колюбакин В. В., Лапина М. И. Обзор решения прямой и обратной задач магнитной разведки. М., изд-во АН СССР, 1960.
2. Логачев А. А. Вычисление горизонтальной составляющей аномального магнитного поля по заданному распределению вертикальной составляющей. "Разведка и охрана недр", № 1, 1955.
3. Логачев А. А. Курс магниторазведки. М., Госгеолыздат, 1951.
4. Пудовкин И. М. Применение проблемы Неймана к решению некоторых вопросов прикладной магнитометрии. Тр. НИИЗИ, вып. 5, 1950.

Д. Б. Юсупов

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ КОЛИЧЕСТВЕННОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ АНОМАЛИЙ ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ

Среди существующих методов количественной интерпретации аномалий силы тяжести пристального внимания, на наш взгляд, заслуживает метод интегральных преобразований [1].

Рассматриваемый метод позволяет определить глубину залегания и избыточную плотность по аномалиям типа гравитационной ступени. Интегральное преобразование осуществляется [1] по следующей формуле:

$$s(\alpha) = I(\alpha) \alpha^2 = \alpha^2 \int_0^b \Delta g(x) p(\alpha \cdot x) dx, \quad (1)$$

где $\Delta g(x)$ — аномалия силы тяжести,

$p(\alpha x)$ — ядро интегрального преобразования.

Нужно заметить, что преобразование по формуле (1) для практических целей целесообразно лишь при условии правильного выбора интервала значений α . Проверка рекомендованного [1] интервала 1,6—1,8 α_{extr} осуществлена М. А. Айзенбергом. При этом выяснено, что такой интервал во многих случаях не обеспечивает удовлетворительных результатов расчетов. Кроме того, при сопоставлении данных теоретических моделей с результатами интерпретации ею обусловленной кривой Δg нами получены большие расхождения.

В данной статье описывается теоретическое обоснование выбора интервала значений α , обеспечивающее более однозначное определение приведенных глубин.

Для случая вертикального уступа формулу (1) можно записать в следующем виде

$$s(\alpha) = 2\pi f \Delta \sigma (I^{-\alpha z_1} - I^{-\alpha z_2}), \quad (2)$$

где f — гравитационная постоянная,

$\Delta \sigma$ — избыточная плотность,

z_1 — глубина до верхней кромки возмущающей массы,

z_2 — глубина до нижней кромки возмущающей массы.

Для расчетов можно использовать [1] приближенное равенство

$$s(\alpha) \approx 2\pi f \Delta \sigma I^{-\alpha x_1}. \quad (3)$$

Уравнение (3) становится более точным при увеличении параметра α . Но при возрастании значения α величина $s(\alpha)$ убывает по экспоненциальному закону. Практически уменьшение значения функции $s(\alpha)$ ведет к увеличению относительной ошибки ее определения. Поэтому использование больших частот α сопряжено с дополнительными погрешностями. Применение больших значений α ограничивается также положениями теории информации, в частности теоремой отсчетов В. А. Котельникова, согласно которой нельзя обеспечить

построение составляющих функций, частоты которых превышают величину $\alpha_1 = \frac{\pi}{H}$. Этот предел для некоторых практических примеров прикладной геофизики [3], а следовательно, и при интегральных преобразованиях уменьшается в полтора-два раза. Высокочастотные составляющие уравнения (3) не могут быть использованы еще и потому, что физические свойства горных пород в зоне контакта изменяются не очень резко.

Нужно иметь в виду, что величины $s(\alpha)$ для значений α , близких к нулю, не несут никакой информации о параметрах тел, возмущающих гравитационное поле. Так, для $\alpha=0$ формула (2) перепишется в следующем виде:

$$s(\alpha) = 2\pi f \Delta \sigma.$$

Как видно из этой формулы, нулевая составляющая интегрального преобразования $s(\alpha)$ остается постоянной для любых значений z .

Другие составляющие $s(\alpha)$, у которых α отличаются от 0, в большей мере отражают распределение масс, обуславливающих изменение значений Δg . Наконец, высокочастотные составляющие интегрального преобразования несут максимум информации о параметрах возмущающего тела, но их определение сопряжено с большими относительными ошибками.

Из вышеизложенного следует, что наиболее удовлетворительные результаты для интегрального преобразования можно получить при использовании интервала значений α , расположенных между нулем и некоторым значением α_1 . Верхняя граница этого интервала (α_1)

отыскивается из рассмотрения кривых приведенных глубин, вычисляемых [1] по формуле

$$\bar{z}_1 = z_1 \left(1 - \frac{l-1}{l^{m-1}}\right), \quad (4)$$

где

$$l = \frac{z_2}{z_1}; \quad m = \frac{\alpha}{\alpha_{\text{extr}}}.$$

Для определения α_{extr} исследуем уравнение (2) на экстремум. В окончательном виде формулу для α_{extr} можно записать

$$\alpha_{\text{extr}} = \frac{\ln z_2 - \ln z_1}{z_2 - z_1}. \quad (5)$$

Обозначим через „K“ выражение, заключенное в скобках правой части уравнения (4),

$$k(l, m) = 1 - \frac{l-1}{l^{m-1}}. \quad (6)$$

Рис. 2

Это выражение характеризует коэффициент приведения при интегральных преобразованиях.

Нами проведен числовой анализ функции (6). Результаты расчета значений функции $k(l, m)$ для заданных величин l и m сведены в табл. 1 (абсолютные значения).

Таблица 1

$l \backslash m$	1,1	1,6	2,4	2,6	2,8	3,0	3,2	3,4	5,0	10	15
0,3	2,48	2,96	2,64	3,81	3,97	4,12	4,27	4,42	5,44	8,07	10,2
0,4	1,58	1,89	2,35	2,45	2,54	2,63	2,71	2,80	3,38	4,95	6,17
0,5	1,05	1,26	1,52	1,60	1,67	1,73	1,80	1,87	2,24	3,14	3,87
0,6	0,70	0,88	1,02	1,06	1,10	1,14	1,18	1,22	1,45	2,02	2,43
0,7	0,45	0,54	0,65	0,68	0,70	0,72	0,75	0,77	0,92	1,24	1,47
0,8	0,26	0,30	0,38	0,40	0,41	0,42	0,43	0,44	0,53	0,69	0,81
0,9	0,12	0,14	0,17	0,17	0,18	0,18	0,19	0,19	0,23	0,29	0,34
1,1	0,09	0,11	0,13	0,14	0,14	0,15	0,15	0,16	0,16	0,22	0,25
1,2	0,17	0,21	0,24	0,25	0,26	0,27	0,28	0,28	0,32	0,39	0,43
1,3	0,24	0,29	0,34	0,35	0,36	0,37	0,38	0,39	0,44	0,53	0,57
1,4	0,30	0,38	0,42	0,43	0,44	0,45	0,46	0,47	0,53	0,62	0,68
1,5	0,35	0,41	0,49	0,50	0,51	0,52	0,53	0,54	0,61	0,70	0,75
1,6	0,39	0,46	0,54	0,56	0,57	0,58	0,59	0,61	0,67	0,76	0,81
1,7	0,43	0,51	0,60	0,61	0,62	0,63	0,65	0,66	0,72	0,82	0,86
1,8	0,46	0,55	0,64	0,65	0,67	0,68	0,69	0,70	0,77	0,85	0,89

По данным таблицы построены кривые $k(l)$ и $k(m)$ (см. рис. 1, 2 и 3). Из рис. 1 видно, что величина $k(l)$ линейно возрастает в диапазоне значений l от 1,1 до 15. Из рис. 2 и 3 видно, что функция $k(m)$ изменяется по логарифмическому закону. Диаграммы, представленные на рис. 1 и 3, позволяют найти оптимальные значения l и m

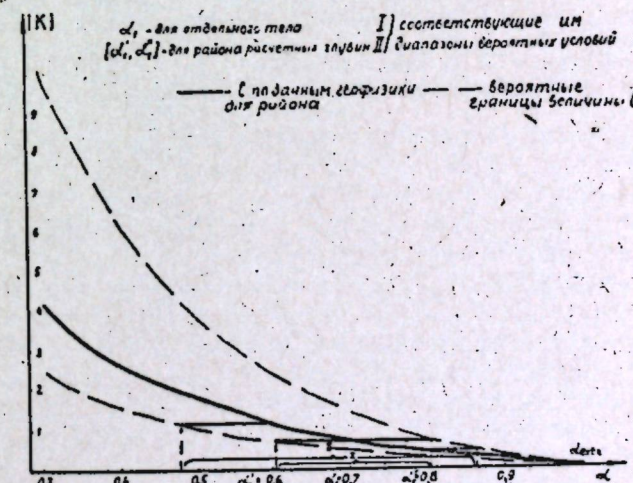


Рис. 3

методом подбора при известных значениях глубин залегания возмущающих масс. Определяя коэффициент приведения на геологически изученных площадях из статистических данных, его значение можно использовать для определения приведенных глубин в слабо изученных районах.

На рис. 4 представлен график зависимости $z_1(m)$ для четных и нечетных ядер интегрального преобразования. Рассматриваемые кривые получены с учетом глубин залегания по геофизическим данным [2] и бурению. При этом численные значения $l = \frac{z_2}{z_1}$ приняты

с учетом границ интервала изменения глубин z_1 и z_2 . Конфигурации кривых четных и нечетных ядер близки между собой. Однако при $m > 1$ наблюдается большое расхождение между ними. Следовательно

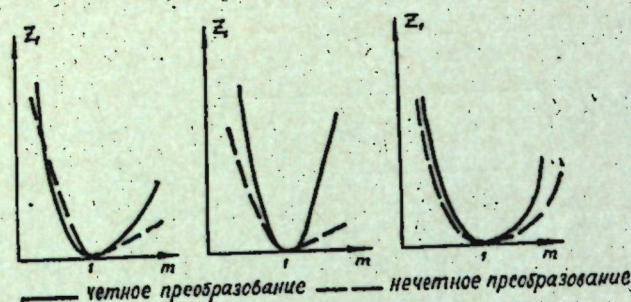


Рис. 4.

но, при расчетах коэффициента приведения значение m не должно превышать единицы. В процессе количественной интерпретации гравитационных аномалий численное значение α необходимо выбирать в интервале $0-1$ α_{extr} путем подбора кривой по диаграмме, изображенной на рис. 3, исходя из конкретных геологических условий.

ЛИТЕРАТУРА

1. Клушин И. Г. Метод интегральных преобразований при геологической интерпретации гравитационных аномалий. Прикладная геофизика, вып. 18, Гостоптехиздат, 1958.
2. Салихов А. Г. О практической применимости некоторых формул для определения глубины залегания возмущающих гравитационное поле масс. Изв. КФАН СССР, сер. геол. наук, вып. 7, 1959.
3. Воскобойник Н. И. О скорости электрического каротажа при комплексных измерениях с временным разделением. Прикладная геофизика, вып. 23, Гостоптехиздат, 1959.

А. Г. Салихов, И. М. Уразев, Б. М. Юсупов

ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СЕВЕРО-ЗАПАДНЫХ РАЙОНОВ ТАТАРСКОЙ АССР В СВЯЗИ С ПЛАНИРОВАНИЕМ ПОИСКОВО-РАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ НА НЕФТЬ И ГАЗ

Рассматриваемая территория ограничена с юга р. Камой, с востока р. Вяткой, с юго-запада р. Волгой, с севера и северо-запада административной границей республики. В литературе [7] она именуется Предкамьем.

Распределение гравитационно-магнитных аномалий Предкамья с целью его тектонического районирования изучалось партиями Казанской геофизической экспедиции совместно с лабораторией геологии нефти Геологического института КФАН СССР. По результатам полевых работ 1953—1956 гг. составлены карты аномалий силы тяжести с сечением через 2 мГЛ и вертикальной составляющей геомагнитного поля с сечением через 100 гамм.

Электроразведочной съемкой исследован участок, ограниченный с востока р. Вяткой, с юга р. Камой, с запада линией между с. Байтеряково и пос. Кукмор. Западная часть Предкамья изучена шестью профилями, расположенными на довольно большом расстоянии друг от друга. Вся территория Предкамья, за исключением ее северо-западной части (севернее широты Казани, западнее меридиана Б. Атия), охвачена аэромагнитной съемкой.

Результаты геологической интерпретации материалов геофизических съемок в восточной части Татарии показывают, что путем разделения суммарных гравитационных аномалий на составляющие в ряде случаев возможно указать местоположения локальных поднятий поверхности фундамента и слоев осадочной толщи палеозоя. Для этого прежде всего необходимо иметь карты гравиметрических аномалий, составленные на основе детальных съемок. На рассматриваемой территории подобных карт детальных съемок не имеется. Материалы полевых наблюдений небольшого участка восточной части Предкамья в настоящее время находятся еще в обработке. Сейсморазведочные работы здесь не проводились. Так что для обоснования постановки поисково-разведочных работ мы пользовались материалами площадных гравиметрических, магнитометрических съемок масштаба 1:200 000, данными электроразведочных работ, структурными картами, материалами бурения и детальной магнитометрической съемки юго-западного участка.

Карты и профили электропроводимости пород Предкамья по результатам работ электроразведочных партий 10/61, 11/61 треста

„Татнефтегеофизика“ нам были любезно предоставлены руководителями этих работ К. М. Теном и А. А. Цапко. Упомянутые материалы прошли лишь предварительную обработку. Поэтому приведенное ниже геологическое обоснование разведочных работ в дальнейшем, по мере накопления данных детальных гравиметрических, аэромагнитных съемок и результатов окончательной обработки материалов электроразведочных работ, может быть уточнено.

Согласно существующим представлениям, в формировании структур различных порядков ведущая роль принадлежит тектоническим разломам фундамента.

Многими геологами и геофизиками в настоящее время установлена связь формирования структур, особенно валоподобных, с разломами, рассекающими кристаллический фундамент на ряд блоков или глыб. В частности, в Закамской части территории доказана [5, 6] приуроченность большинства известных положительных структур II и III порядка девонских слоев к зонам разломов кристаллического фундамента. Учитывая это, авторы настоящей работы произвели некоторый анализ распределения аномалий силы тяжести и вертикальной составляющей геомагнитного поля Предкамья, чтобы выявить факты, указывающие на тектонические разломы.

При обосновании возможности трассирования разломов кристаллического фундамента по гравитационно-магнитным аномалиям были учтены основные положения о связи этих аномалий с геологическими образованиями, установленными в результате лабораторных исследований и обобщения обширного фактического материала для территории Татарской республики, а также других областей центральной части Волго-Уральской нефтегазоносной провинции [1, 2, 3, 4, 5, 6, 7]. Исследованиями установлено:

1) осадочная толща палеозоя и метаморфические образования докембрия являются практически не магнитными, так как интенсивность аномалий геомагнитного поля, обуславливаемая этими образованиями, обычно не превышает погрешности наблюдений современной аппаратурой. Исключение представляют в некоторых случаях лишь толщи доживетских отложений, содержащие иногда сильно магнитные породы;

2) магнитоактивными являются главным образом магматические породы основного ряда: габбро-нориты, габбро-диабазы, базальты, реже метаморфические породы: биотито-гранатовые гнейсы, железистые и магнетитовые кварциты и некоторые другие;

3) дифференциация пород осадочных образований палеозоя и метаморфической толщи фундамента по плотности и ее изменению вдоль различных границ раздела обуславливают небольшую часть гравитационных аномалий, не превышающую 5—15% интенсивности наблюденного поля; основная же часть наблюденных аномалий силы тяжести объясняется распределением в фундаменте пород основного ряда, обладающих повышенной плотностью и, вероятно, резко расчлененным рельефом их поверхности.

По данным профильных глубинных сейсмических зондирований в восточных районах Русской платформы и, в частности, на юго-восточном куполе Татарского поднятия фундамента в строении земной коры выделено несколько граничных поверхностей. Отчетливо проявляющаяся первая поверхность в толще фундамента отождествляется Э. Э. Фотиади с так называемым „фронтом“ воздействия масс основной магмы, то есть „с фронтом внедрения основных внутрикоровых масс в верхние горизонты гранитного слоя“ [7].

Ориентировочная количественная интерпретация аномальных полей территории Татарии показала, что обуславливающая их поверхность залегает на глубинах, не превышающих 10—20 км.

Согласно приведенным данным, можно сделать вывод о том, что для центральных районов Волго-Уральской нефтегазоносной провинции нижняя граница земной коры, устанавливаемая по поверхности Мохоровичича, может обусловить аномалии гравитационного и магнитного полей небольшой интенсивности.

Исходя из этих положений, произведен анализ гравитационного и магнитного полей северо-западных районов Татарской АССР. В результате этого выявилась возможность выделить три характерных типа аномалий.

Первый тип характеризуется линейно-вытянутыми (протяженностью 10—50 км), узкими (не более 2—10 км) и сильно дифференцированными максимумами вертикальной составляющей геомагнитного поля со значительной интенсивностью (в большинстве случаев более 300—400 гамм). Они обычно сопровождаются повышенными значениями горизонтальных градиентов силы тяжести.

На основании этих признаков можно предполагать, что аномалии первого типа обусловлены интрузиями с повышенной магнитной восприимчивостью, внедренными в разломы фундамента.

Второй тип аномалий характеризуется линейно-вытянутыми (протяженностью 30—120 км), довольно узкими (не более 5—17 км), слабо дифференцированными (с интенсивностью менее 400 гамм), сопряженными максимумами и минимумами вертикальной составляющей геомагнитного поля. Они также в ряде случаев сопровождаются повышенными значениями горизонтальных градиентов аномалий силы тяжести. По этим признакам можно предполагать, что аномалии второго типа обусловлены относительным смещением слабо магнитных пород фундамента по разломам. В связи с малой интенсивностью вертикальной составляющей геомагнитного поля, по-видимому, аномалии второго типа с внедрением интрузий не связаны. Подтверждением изложенного является распределение аномалий второго типа на площади детально изученного бурением Елабужского вала. Трассированные по этим аномалиям разломы с юго-востока и северо-запада ограничивают район расположения Елабужского вала. Причем юго-восточный разлом близко соответствует северному борту Сарайлинского прогиба. На этом участке, как известно, бурением установлено ступенчатое строение поверхности фундамента. Следовательно, наличие Елабужской положительной и Сарайлинской отрицательной структуры обязано перемещению блоков фундамента по разломам.

Третий тип аномалий имеет изометрическую форму, несколько вытянутую в одном или в двух направлениях. Напряженность их обычно более 300—400 гамм, а размеры варьируют от 10 × 10 км до 40 × 40 км. Аномалии этого типа в большей части сопровождаются максимумами ускорения силы тяжести. Изометрические аномалии в Предкамье, как правило, встречаются в местах пересечения или сопряжения аномалий первых двух типов. Поэтому нами сделано предположение, что они обусловлены интрузиями основных пород, размещающихся в местах пересечения или сопряжения разломов фундамента. Это предположение подтверждается данными бурения. В частности в Предкамье, в районе Казакларского максимума, в Восточной Татарии на участках Сулеевского, Б. Варзинского и др. максимумов глубоким бурением выявлены выходы основных пород на поверхность фундамента. Определение их магнитных свойств и количественные расчеты позволяют объяснить третий тип аномалий распределением пород основного ряда в фундаменте.

Разломы кристаллического фундамента Предкамья и глубинное блоковое его строение показаны на рис. 1. Как видно из приведенных данных, разломы с внедрением интрузий отмечены в районе

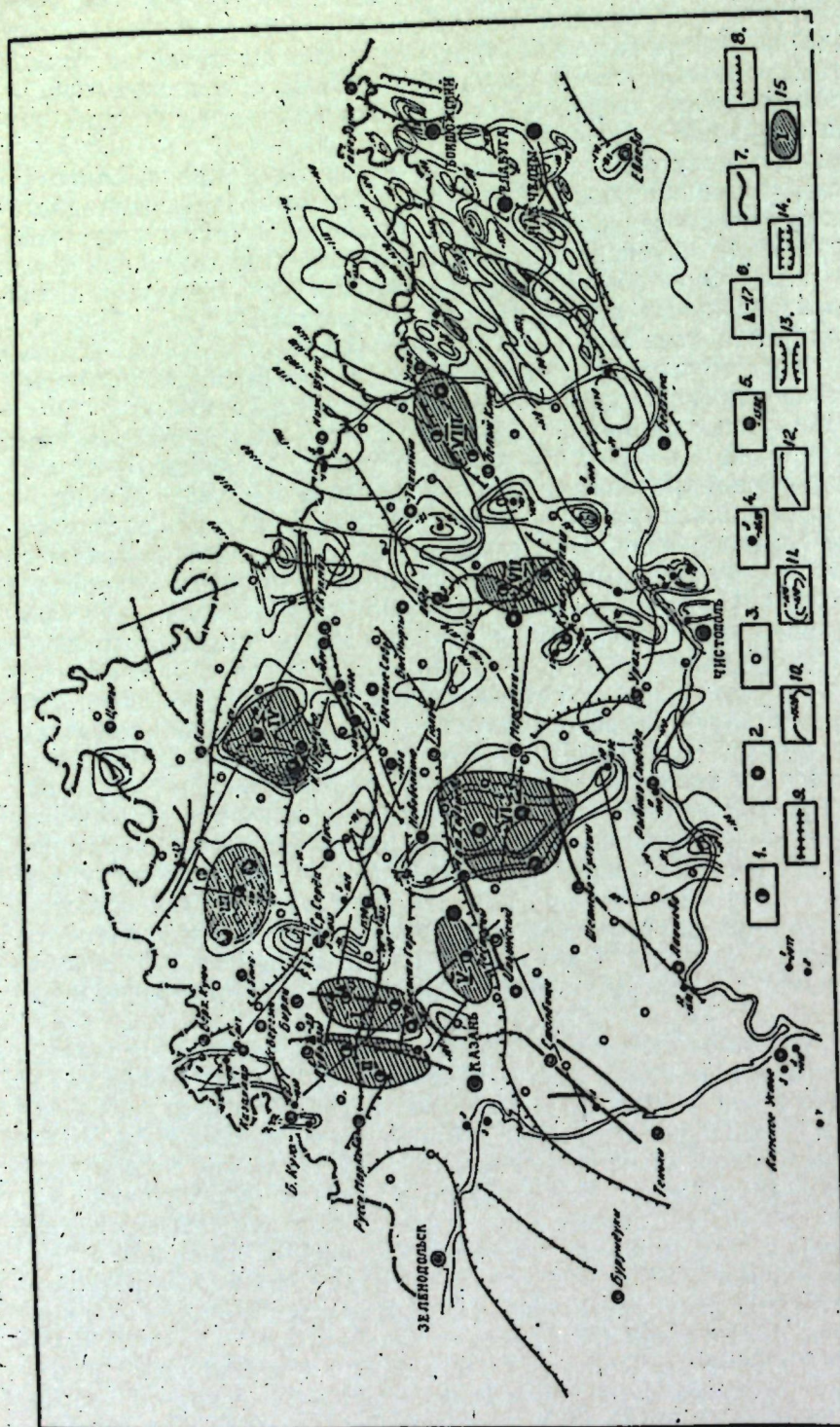


Рис. 1. Структурная карта Предкавказья по материалам бурения и геофизики.

1 — проектные скважины 1-й очереди; 2 — проектные скважины 2-й очереди; 3 — проектные скважины 3-й очереди; 4 — проектные скважины 4-й очереди; 5 — глубины залегания фундамента по Δg ; 6 — глубины залегания интрузий по Δg ; 7 — разломы с внедрением интрузий по Δg ; 8 — разломы без внедрения интрузий по Δg ; 9 — разломы без внедрения интрузий по Δg ; 10 — стратонизогинсы поверхности фундамента; 11 — стратонизогинсы поверхности фундамента; 12 — стратонизогинсы поверхности фундамента; 13 — стратонизогинсы поверхности фундамента; 14 — стратонизогинсы поверхности фундамента; 15 — стратонизогинсы поверхности фундамента.

сс. Столбищи, Тулуши, Н. Кинер, севернее сс. Пестрецы и Богатые Сабы и южнее с. Бирли. Перечисленные участки предполагаемых разломов можно объединить в четыре зоны. В первую зону отнесен разлом, наблюдаемый у с. Тулуши, во вторую — разломы у сс. Столбищи, Пестрецы и Богатые Сабы, в третью зону — участки между сс. Выс. Гора — Бирли и в четвертую — разлом в районе с. Н. Кинер.

Вторая зона пересекает Предкавказье в северо-восточном направлении по азимуту приблизительно в 45° .

На рассматриваемой территории разломы без внедрения интрузий намечены на участках между сс. Урахча — Абди, Абди — Ниж. Шунн, Урахча — Белый Ключ, Белый Ключ — Умяк, Урахча — Меретяки, Меретяки — Ниж. Сунн, Омара — Отарка, Столбищи — Выс. Гора, Тюлячи — Б. Нырты, Казань — с. Дубьязы, с. Выс. Гора — пос. Кукмор, с. М. Ковали — к западу от г. Арска, с. Казаклар — Н. Чурилино, Н. Кинер — пос. Кукмор и на некоторых других площадях.

Разломы без внедрения интрузий ориентированы в различных направлениях. Так, в юго-восточной части Предкавказья они имеют главным образом северо-восточное простирание и совпадают с основным направлением разломов с внедрением интрузий. В северо-западной же части Предкавказья они ориентированы в широтном, северо-западном и меридиональном направлениях.

Принятая нами методика трассирования зон разломов в благоприятных случаях позволяет выделять более поздние разломы среди расколов древнего заложения.

На отдельных участках расколы фундамента, по-видимому, сопровождались сильным раздроблением мощных толщ пород в его верхней части, в результате чего плотность пород кристаллического основания существенно изменилась на локальных участках вдоль разломов. К такому выводу приводит анализ распределения гравиметрических аномалий, в частности на участке Казань — с. Дубьязы. Над этим разломом выявлено локальное изменение силы тяжести с тенденцией образования минимумов аномалий высшего порядка. Вдоль некоторых других участков в результате внедрения интрузий в зоны разломов происходило местное уплотнение пород фундамента, которое на гравиметрических картах создает локальные максимумы. Так на участке разлома с внедрением интрузий в районе пос. Ильинский — с. Тат. Ходяшево наблюдается локальный, небольшой по площади, максимум силы тяжести, ориентированный большой осью вдоль тектонического нарушения.

В тех случаях, когда разломы с внедрением интрузий пересекаются с нарушениями без внедрения магнитоактивных масс, удается выделять более поздние тектонические нарушения среди расколов древнего заложения. На рассматриваемой площади подобное тектоническое нарушение фундамента имеется лишь на участке сс. Выс. Гора — Бирли. Здесь ось аномалии вертикальной составляющей геомагнитного поля имеет меридиональное простирание, а в районе пересечения с широтным разломом ее изолинии слегка изгибаются в направлении последнего. Это, по-видимому, указывает на наличие интрузии в меридиональном разломе и на частичное ее проникновение в широтное нарушение. Следовательно, во время внедрения интрузии широтный разлом не был приоткрыт, но вследствие наличия трещиноватости часть интрузии разместились по ранее заложеному тектоническому нарушению, а основная масса расплава локализовалась во вновь образованном меридиональном разломе, что доказывает существование широтного разлома до появления меридионального разлома.

Из представленных материалов (рис. 1) видно, что направление зон тектонических нарушений с внедрением и без внедрения интрузий в юго-восточной части Предкамья близко совпадает с простиранием Елабуго-Бондюжского вала и сопутствующих разломов.

Имея это в виду и учитывая ориентировку девонских поднятий вдоль зон разломов в восточной части территории Татарии, можно полагать, что в соответствии с простиранием зон разломов структурные поднятия девонских слоев на юго-восточном Предкамье должны быть ориентированными большой осью в северо-восточном направлении, а в северо-западном Предкамье — в меридиональном, северо-западном и в широтном направлениях.

Решение вопроса о наличии структурных поднятий палеозойских отложений и особенно слоев ее нижней части, как известно, тесно связано с выяснением структурно-морфологических элементов фундамента.

Поверхность кристаллического фундамента Предкамья изучена еще слабо. На этой обширной территории всего пробурено лишь 26 глубоких скважин, причем последние расположены неравномерно по площади. Шесть скважин размещены на Янга-Аульско-Казакларской площади, четыре — на Кабык-Куперской, три — на Янчиковской и Красновской, две — на Керминской, Граховской площадях, и по одной скважине пробурено на других участках.

По данным глубокого бурения наиболее приподнятое положение фундамента с отметкой — 1487 м (скв. 5) установлено на Кукморской площади, в районе с. Ниж. Шунь, а наиболее опущенное его положение с отметкой — 1820, — 1840 м (скв. 9,3) выявлено в районе сс. Казаклар, Верхний Услон и Камское Устье.

В соответствии с особенностями изменений вертикальной составляющей геомагнитного поля и ускорения силы тяжести, а также распределения разломов в рассматриваемом районе нами выявлены приподнятые и опущенные блоки фундамента. Схема расположения последних показана на рис. 1. Как видно из этой схемы, в крайней северо-северо-западной части Предкамья расположен Ципьинский блок, ограниченный с юга довольно узким (шириной 15—20 км) Атинским опущенным блоком северо-западного простирания. Последний на западе граничит с Казакларским, а на юге с Арским относительно приподнятым блоками. Положение поверхности кристаллического фундамента над Казакларским и Арским блоками выявлено по данным глубокого бурения и частично по результатам количественных расчетов гравитационно-магнитных аномалий. Имеющиеся материалы показывают, что эти два блока восточнее меридиана с. Казаклар разделены узким субмеридиональным прогибом, входящим в состав Казанского блока в пределах Казанско-Кировской впадины. Амплитуда рельефа поверхности фундамента над Казанским прогибом и Арским поднятием на отдельных участках превышает 250 м. При этом на фоне моноклинального опускания к западу в пределах последнего она имеет местные неровности, достигающие по предварительным данным 50 м.

Несколько севернее широты с. Выс. Гора и южнее с. Тюлячи располагается Новобелкинский опущенный блок северо-восточного простирания, граничащий на юго-западе с Казанским, на северо-востоке с Кукморским, а на юге с Пестречинским блоками. Южнее последнего располагается Рыбно-Слободский блок, разделенный от Пестречинского поднятия Ланшево-Тулушинским разломом. Амплитуда рельефа поверхности кристаллического фундамента в центральных частях этих блоков, по-видимому, изменяется в небольших пределах, на рассматриваемом участке она может достигать приблизительно 300 м. В юго-восточной части Предкамья расположен

Таканьшский приподнятый блок, Кутлубукашская впадина и Мамашский опущенный блок. Они имеют северо-восточное простирание и расположены параллельно детально изученному Елабужскому валу.

Распределение тектонических разломов фундамента, материалы магнитометрических, гравиметрических и электроразведочных работ позволяют с некоторой вероятностью выделить перспективные площади на поиски структурных поднятий предположительно в девонских слоях.

Учитывая наличие терригенной толщи девона, благоприятной для скопления нефти, рассмотрим площади вероятных структурных поднятий девонских слоев на фоне более погруженных участков фундамента. В этом отношении наиболее интересными являются Казанско-Кировская впадина, северный борт Сарайлинского прогиба, склоны сводовых зон поднятий кристаллического фундамента.

В пределах рассматриваемой территории перспективными для поисков положительных структур выделяются несколько площадей:

1. Чебоксинско-Ковалинская площадь в пределах западной части Арского и Новобелкинского блоков фундамента. Выше было показано, что здесь меридиональный разлом образовался позднее широтного и в результате этого происходило внедрение интрузий. В пределах указанных двух блоков меридиональный разлом между сс. Бирли — Выс. Гора — Столбищи близко соответствует флекуре, установленной С. П. Егоровым. Здесь Чебоксинско-Ковалинские структурные поднятия по кровле ассельского яруса расположены над тектоническим нарушением фундамента. Упомянутые поднятия, аналогично некоторым положительным девонским структурам Восточной Татарии, ориентированы большей осью вдоль этого разлома. Отсюда можно прийти к выводу о тесной связи формирования структур как по ассельскому ярусу, так и по нижележащим слоям с подвижками Арского, Новобелкинского и Казанского блоков фундамента и со значительной долей вероятности ожидать наличие локальных поднятий слоев, залегающих ниже ассельского яруса.

2. Дубязско-Каймарская площадь, расположенная южнее пос. Дубязы и севернее Казани, аналогично описанной выше Чебоксинско-Ковалинской площади, характеризуется меридиональной и широтной разломной дислокацией кристаллического фундамента.

Пересечение двух тектонических нарушений должно создавать благоприятные условия образования положительных структурных форм в девонских слоях, залегающих здесь либо непосредственно на поверхность фундамента, либо на бавлинские образования.

Предположение о вероятном наличии здесь положительных структур подтверждается результатами электроразведочных работ. На участке стыка Арского и Казанского блоков наблюдается значительное уменьшение электропроводности пород палеозоя по сравнению с соседними участками.

3. Пашковская площадь расположена на участке погруженного Атинского блока, западнее с. Б. Атия. Здесь зоны разломов фундамента прослежены севернее и южнее выявленной бурением Пашковской структуры по ассельскому ярусу и ограничивают Атинско-Чурилинскую депрессию фундамента. На рассматриваемом участке в пределах Пашковской структуры гравиметрической съемкой выявлен локальный гравитационный максимум небольшой интенсивности, который, по-видимому, связан суммарным влиянием локального поднятия поверхности кристаллического фундамента, каменноугольных и сакмаро-артинских слоев.

4. Шеморданская площадь намечена на восточной части опущенного Атинского блока восточнее Пашковской площади; к северу от с. Н. Чурилино.

Аналогично Пашковской площади, в районе с. Н. Чурилино и южнее наблюдается локальный гравитационный максимум, который может быть обусловлен изменением рельефа поверхности гравитационно-активных границ разделов, то есть теми же геологическими образованиями, что и на Пашковской площади. Кроме того, по материалам электроразведочных работ вдоль маршрута Кинер — Кучук на участке Шеморданского поднятия ассельского яруса установлено уменьшение суммарной электропроводности осадочной толщи.

5. Шегалеево-Черемышевская площадь расположена в 25 км к востоку от Казани на участке относительно опущенного Новобелкинского блока. Перспективность этой площади на поиски вероятных структурных поднятий основывается на данных электроразведочных работ. Согласно последним, в 7 км к северо-западу от с. Пестрецы предполагается локальное поднятие кристаллического фундамента.

6. Ковали-Чучинская площадь находится восточнее с. Пестрецы. Она с севера и юга ограничена зонами разломов северо-восточного простирания. По характеру распределения аномалий гравитационного и магнитного полей представляет собой относительно приподнятый участок возмущающих масс. По данным электроразведки локальное поднятие фундамента соответствует Ковали-Чучинской структуре, установленной по кровле ассельского яруса.

7. Арташско-Усалинская площадь характеризуется зоной сочленения тектонических нарушений фундамента северо-восточного и широтного направлений. На участке пересечений зон разломов располагается Арташская структура. Она ориентирована вдоль зоны северо-восточного тектонического нарушения. Поэтому здесь вполне вероятно наличие структурного поднятия слоев девонских и каменноугольных образований.

8. Олуяз-Вахитовская площадь, выделяемая на нижнем течении р. Шия, характеризуется интенсивными тектоническими передвигами блоков кристаллического фундамента. На площади наблюдается уменьшение электропроводности пород, обусловленное, по-видимому, уменьшением мощности суммарной осадочной толщи за счет локального поднятия поверхности фундамента. Кроме того, по данным М. С. Кавеева и У. З. Галиева по гидрохимическому методу здесь в источниках выявлено увеличение содержания магния по отношению к кальцию, показывающее наличие возможного нефтепроявления в слоях осадочной толщи палеозоя.

ЛИТЕРАТУРА

1. Криптари А. И., Салихов А. Г. Магнитная восприимчивость горных пород палеозоя Татарии и новые данные о природе магнитных аномалий. Изв. КФАН СССР, сер. геол. наук, № 7, 1958.
2. Криптари А. И., Салихов А. Г. Плотность и магнитная восприимчивость пород палеозоя восточной части Татарии и их влияние на гравитационные и магнитные аномалии. Изв. АН СССР, сер. геофиз. наук, № 8, 1956.
3. Салихов А. Г. Некоторые данные о плотностях и магнитной восприимчивости пород юго-востока Татарской республики. Изв. КФАН СССР, сер. геол. наук, 1955.
4. Салихов А. Г., Степанов В. П. О плотности и гравитационном эффекте пород палеозоя территории Татарской республики. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 2, 1960.
5. Салихов А. Г. Геологическая интерпретация гравитационно-магнитных аномалий в условиях Татарской республики. Нефтегазоносность Урало-Волжской области. Тр. совещания по проблеме нефтегазоносности Урало-Поволжья. АН СССР, 1956.
6. Салихов А. Г. Основные итоги гравитационно-магнитных исследований в связи с перспективами поисков нефтеносных структур в Татарии и прилегающих областях. Изв. КФАН СССР, серия геол. наук, вып. 9, 1960.
7. Фотиади Э. Э. Геологическое строение Русской платформы по данным региональных геофизических исследований и опорного бурения. М., Гостоптехиздат, 1968.

Г. Е. Кузнецов

О НЕКОТОРЫХ РЕЗУЛЬТАТАХ ГРАВИТАЦИОННО-МАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ПРИКАМЬЯ ТАТАРСКОЙ АССР

Партиями Казанской геофизической экспедиции треста „Татнефтегеофизика“ на территории Татарской республики проводились гравиметрические и магнитометрические съемки. Полученные в результате этих съемок данные о распределении аномалий в последнее время уточнялись детальными работами. В частности, в 1960 г. детальная гравиметрическая съемка проводилась в районе Елабужско-Бондюжского вала и на прилегающих к нему участках Шереметьевского и Чистопольского районов.

Определение рельефа кристаллического фундамента и глубины его залегания являлось одной из основных задач полевых работ. Решение этой задачи с достаточной точностью имеет, как известно, большое значение при поисках структур в осадочной толще, поскольку, в ряде случаев, структурно-морфологическим элементам кристаллического основания соответствуют формы залегания слоев девона, а иногда и карбона. В частности, на Елабужской площади наблюдается общее структурное соответствие между слоями палеозоя и рельефом кристаллического фундамента. В связи с этим определенный практический интерес представляют материалы гравитационно-магнитных съемок в решении вопроса о направлении поисково-разведочных работ в районе юго-западного продолжения Елабужско-Бондюжского вала.

Изучение распределения гравитационного и магнитного полей в этом районе указывает на возможную связь наблюдаемых аномалий с глубинным разломом кристаллического фундамента.

Гравитационное поле характеризуется северо-восточным простиранием аномалий, вытянутой на десятки километров. На фоне последней выделяются Елабужская и Чистопольская локальные аномалии. Направление гравитационных аномалий совпадает с направлением магнитных, которые по конфигурации определяются как полосовые.

В пределах исследованной территории разности силы тяжести достигают нескольких миллигал и охватывают довольно большую площадь. Объяснить подобное изменение силы тяжести только лишь влиянием рельефа кристаллического фундамента и осадочной толщи невозможно, поскольку максимальное влияние осадочного комплекса палеозоя и рельефа метаморфической толщи фундамента на этой площади не превышает 5—10% от суммарной величины силы тяжести [4].

По нашему мнению, наблюдаемые аномалии вызваны крупным массивом основных магматических пород, внедренным в метаморфическую толщу.

Зоны горизонтальных градиентов аномалии силы тяжести на отдельных участках несколько отличаются друг от друга. Юго-восточная зона по сравнению с северо-западной имеет большие численные значения горизонтальных градиентов. Можно предполагать, что поверхность плотностного контакта пород фундамента на этом участке имеет более крутой склон. В северо-западной же зоне горизонтальных градиентов поверхность контакта, возможно, наклонена сравнительно под небольшим углом.

Рассматриваемая территория характеризуется зональным распределением магнитных и гравитационных аномалий: магнитные аномалии расположены в зонах повышенных горизонтальных градиентов силы тяжести. Подобное соотношение распределения рассматриваемых полей, по мнению многих исследователей, характеризует зону разлома кристаллического фундамента. При этом отдельные его блоки могут быть приподняты друг относительно друга и по границам отдельных блоков фундамента; в наиболее ослабленных участках, очевидно, происходило проникновение магнитоактивного вещества в его толщу [2].

При количественной интерпретации гравитационных аномалий опробовано несколько способов определения глубины залегания верхней кромки возмущающих масс. Наиболее удовлетворительные результаты получены по методу хорд в модификации А. Е. Мудрецов [3].

При интерпретации по методу хорд используются площади, ограниченные кривой аномалии силы тяжести и хордами, стягивающими эту кривую. Преимуществом этого метода по сравнению с другими является то, что при интерпретации используется вся кривая распределения Δg , а не отдельные ее точки.

Исходя из характера распределения гравитационного поля на участке выделенной аномалии, нами задана форма возмущающей массы в виде бесконечно вытянутых по простиранию двух соприкасающихся крутопадающих пластов, расположенных на разных глубинах. Такая форма до некоторой степени может соответствовать морфологическим элементам глубинного строения кристаллического фундамента в данном районе.

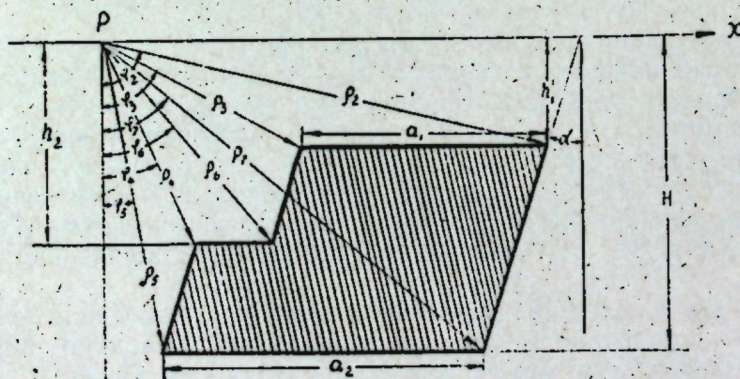


Рис. 1.

На рис. 1 показана схема возмущающей массы гравитационной аномалии.

Е. А. Мудрецову получено следующее упрощенное выражение аномалии силы тяжести в каждой точке оси x тела в форме параллелограмма $ABCD$:

$$\Delta g = 2f\Delta\sigma h_1 \left\{ \zeta(\varphi_1 - \varphi_3) - (\varphi_2 - \varphi_4) + \xi \sin^2 \alpha \ln \frac{\rho_1}{\rho_2} - \right. \\ \left. - (\xi - n) \sin^2 \alpha \ln \frac{\rho_3}{\rho_4} - \xi \sin \alpha \cos \alpha (\varphi_2 - \varphi_1) + \right. \\ \left. + (\xi - n) \sin \alpha \cos \alpha (\varphi_4 - \varphi_3) \right\}, \quad (1)$$

где f — гравитационная постоянная,

$\Delta\sigma$ — избыточная плотность,

$$\zeta = \frac{H}{h_1}; \quad n = \frac{a_1}{h_1}; \quad \xi = \frac{x}{h_1}.$$

Приведенная на рис. 1 форма возмущающей массы отличается от формы параллелограмма, поэтому и выражение для Δg будет несколько отличаться от того, которое дано в упомянутой выше работе [3].

В нашем случае возмущающая масса представляет собой два параллелограмма бесконечного простирания. Направив ось x вкост простирания тела и поместив начало координат в точке O , по аналогии с формулой (1) получаем следующее выражение:

$$\Delta g = 2f\Delta\sigma h_1 \left\{ \eta(\varphi_7 - \varphi_5) - (\varphi_3 - \varphi_2) - \zeta(\varphi_6 - \varphi_4) + \xi \sin^2 \alpha \ln \frac{\rho_7}{\rho_2} + \right. \\ \left. + \sin^2 \alpha \left[(\xi + n\gamma) \ln \frac{\rho_6}{\rho_5} - (\xi - n) \ln \frac{\rho_3}{\rho_4} \right] - \xi \sin \alpha \cos \alpha (\varphi_2 - \varphi_7) + \right. \\ \left. + \sin \alpha \cos \alpha [(\xi - n)(\varphi_4 - \varphi_3) - (\xi + n\gamma)(\varphi_5 - \varphi_6)] \right\}, \quad (2)$$

$$\text{где } \eta = \frac{h_2}{h_1}; \quad \gamma = \frac{a_2}{a_1}.$$

(Обозначения см. на рис. 1.)

Для решения обратной задачи были построены палетки с заранее заданными численными значениями параметров тела. Исходные данные для наших условий приведены в табл. 1.

Таблица 1

n	ζ	η	γ	α
1,5; 2,0; 2,4; 3,0; 3,5	1,6	1,4	1,3	30° 60° 90°

Палетки, построенные в логарифмическом масштабе с модулем 6,25, были применены для определения элементов залегания возмущающих масс Чистопольской и Елабужской аномалий. Некоторые результаты интерпретации приведены в табл. 2.

Таблица 2

Аномалия	Чистопольская									Елабужская				
	1	3	5	7	9	11	13	14	16	17	18	19	20	21
α	90	90	90	90	90	60	60	90	90	90	60	60	60	60
h_1 в км	3,4	3,5	3,6	3,8	4,0	4,0	4,2	4,2	4,1	4,0	3,4	3,6	3,2	3,8

Определение элементов залегания в зонах повышенных значений горизонтального градиента силы тяжести проводилось методом аналитического продолжения аномалий в нижнюю полуплоскость в модификации И. Г. Клушина [1]. В данном методе аналитически продолжается функция, обратная исходной.

При интерпретации гравитационных аномалий значения градиента определялись по формуле, приведенной в упомянутой выше работе. Результаты интерпретации даны в табл. 3.

Таблица 3

Аномалия	Чистопольская									Елабужская	
	2	4	6	8	10	12	14	15	16	17	19
№ профиля											
H в км	3,55	3,55	3,75	4,1	3,87	3,7	4,05	4,1	4,25	4,1	4,25

Пересчет отметок глубин залегания верхней кромки аномальных масс в отметки глубин до поверхности кристаллического фундамента осуществлялся по корреляционной зависимости, полученной А. Г. Салиховым [5].

По результатам количественной интерпретации гравиметрических наблюдений с использованием данных глубокого бурения составлена схематическая карта рельефа кристаллического фундамента исследованного района (рис. 2).



Рис. 2.

1 — скважины; 2 — расчетные точки с отметкой до кристаллического фундамента; 3 — изогипсы рельефа кристаллического фундамента.

Как видно из представленной карты, в районе г. Елабуги изогипсой —1550 м отмечается установленная бурением Елабужская структура по фундаменту. Изогипсой с отметкой —1550 м восточ-

нее г. Чистополя по расчетным данным намечается небольшой подъем на юго-западном продолжении Елабужско-Бондюжского вала.

Из изложенного можно прийти к следующим выводам:

1. Наблюдаемое соотношение гравитационных и магнитных аномалий данного района, по-видимому, характеризует проявление платформенного вулканизма с магматическими внедрениями. С последним могут быть связаны дизъюнктивные нарушения, обусловившие образование структурных форм кристаллического фундамента.

2. Многократные тектонические движения, имевшие место в зонах разломов фундамента, по-видимому, оказали большое влияние на структурные образования осадочного покрова палеозойских отложений. Поэтому в районе Чистопольской аномалии можно ожидать положительные структурные формы в осадочной толще.

ЛИТЕРАТУРА

1. Клушин И. Г. Об оценке глубины залегания кристаллического фундамента по расчетам магнитных и гравитационных аномалий. Прикладная геофизика, вып. 27, Гостоптехиздат, 1960.
2. Миropольский Л. М. О проявлениях магматизма в Камско-Волжском крае. Изв. КФАН СССР, сер. геол., № 6, 1957.
3. Мудрецова Е. А. Определение элементов залегания крутопадающего пласта по кривой аномалии силы тяжести. Разведка и охрана недр, № 5, 1956.
4. Салихов А. Г. Геологическая интерпретация гравитационно-магнитных аномалий в условиях Татарской Республики. Нефтегазоносность Урало-Волжской области. Изв. КФАН СССР, юбилейный сборник, 1957.
5. Салихов А. Г. К вопросу геологической интерпретации гравитационных аномалий в условиях Татарской Республики. Изв. КФАН СССР, сер. геол., № 7, 1957.

Н. С. Евграфов

НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ КОЛИЧЕСТВЕННОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГРАВИТАЦИОННЫХ АНОМАЛИЙ ЗАПАДНОГО СКЛОНА ЮЖНОГО КУПОЛА ТАТАРСКОГО СВОДА

К 1962 г. значительная часть территории Татарии покрылась сетью гравиметрических съемок той или иной степени точности. Так, до 1956 г. здесь проводилась двухмиллиметровая съемка, позднее одно-миллиметровая и более детальные работы. Последние в основном были сосредоточены в восточной части Татарии.

Целью гравиметрических съемок повышенной точности является выявление площадей, перспективных на поиски локальных структур III порядка в осадочной толще палеозоя. Но не менее важной продолжает оставаться задача определения глубины залегания кристаллического фундамента путем количественной интерпретации карт аномалий силы тяжести. Необходимость вычисления глубины залегания кристаллического фундамента особенно ощутима на тех площадях, где геологическое строение еще слабо изучено глубоким бурением. Ниже рассмотрены некоторые результаты интерпретации гравиметрических аномалий западного склона южного купола Татарского свода.

Для определения абсолютных отметок кристаллического фундамента (H), а следовательно, и рельефа его поверхности, необходимо знать глубины залегания верхних кромок аномальных масс (h). В настоящее время разработано несколько способов вычисления этой величины. Ниже наряду со способами А. Г. Салихова, Л. Я. Проводникова [3, 4, 5] рассматривается способ продолжения аномального поля в нижнюю полуплоскость в модификации И. Г. Клушина [2]. Преимущество последнего способа состоит в том, что в значительной мере можно избавиться от гравитационного эффекта соседних тел на расчетную аномалию. Для расчетов использована предложенная в известной работе [2] методика вычисления глубины залегания возмущающих магнитное поле масс, согласно которой аналитически продолжается функция, обратная исходной. С целью обеспечения необходимой разрезающей способности метода обращения и одновременного обеспечения устойчивости всех операций производится продолжение обращенных модулей градиента аномалии в верхнюю полуплоскость, по значениям которых находят затем значения модулей градиента в нижней полуплоскости.

Глубина до верхней кромки возмущающей массы определяется по треугольной диаграмме, на ось ординат которой откладываются значения обращенной функции $\psi(\pm mh) = \frac{1}{[\text{grad } \Delta g(\pm mh)]}$, а на ось абсцисс — соответствующие уровни пересчета.

Используя уравнение Пуассона [1], связывающее гравитационные и магнитные аномалии, и аппроксимировав интерпретируемую кривую системой прямолинейных отрезков (K_m), можно написать выражения модулей градиента гравитационного поля [2] в следующем виде:

$$\frac{\partial [\Delta g(0, h)]}{\partial x} \approx \frac{1}{\pi} \sum_1 = \frac{1}{\pi} \left\{ \begin{aligned} & (k_1 - k_2) \frac{a_1}{a_1^2 + h^2} + (k_2 - k_3) \frac{a_2}{a_2^2 + h^2} + \dots \\ & + (k_{-1} - k_{-2}) \frac{a_{-1}}{a_{-1}^2 + h^2} + (k_{-2} - k_{-3}) \frac{a_{-2}}{a_{-2}^2 + h^2} + \dots \end{aligned} \right. \quad (1)$$

$$\frac{\partial [\Delta g(0, h)]}{\partial g} \approx \frac{1}{\pi} \sum_2 = \frac{1}{\pi} \left\{ \begin{aligned} & (k_1 - k_2) \frac{h}{a_1^2 + h^2} + (k_2 - k_3) \frac{h}{a_2^2 + h^2} + \dots \\ & + (k_{-1} - k_{-2}) \frac{h}{a_{-1}^2 + h^2} + (k_{-2} - k_{-3}) \frac{h}{a_{-2}^2 + h^2} + \dots \end{aligned} \right. \quad (2)$$

где $\Delta g(0, h)$ — поле силы тяжести на уровне h ,
 $a_1, a_2, \dots, a_{-1}, a_{-2}, \dots$ — абсциссы отрезков аппроксимации интерпретируемой кривой $\Delta g(x)$ справа и слева от начала координат,
 $k_1, k_2, \dots, k_{-1}, k_{-2}, \dots$ — длины отрезков аппроксимации справа и слева от начала координат.

Отсюда:

$$[\text{grad}(0, h)] \approx \frac{1}{\pi} \sqrt{\sum_1^2 + \sum_2^2} \quad (3)$$

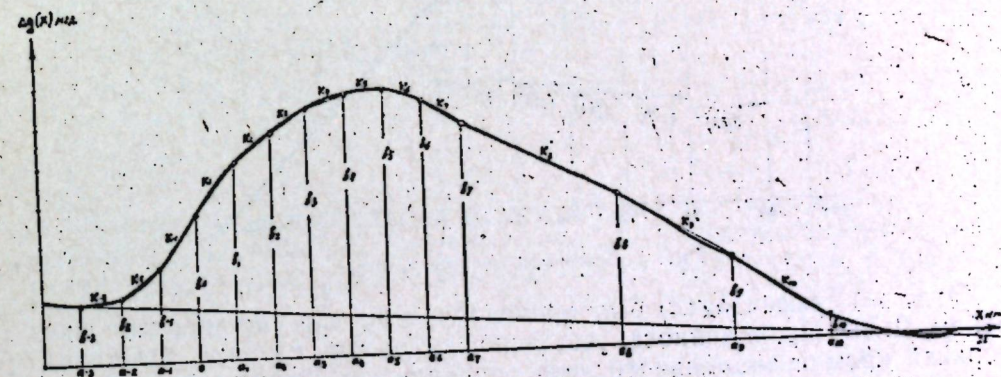


Рис. 1. Наблюдаемая кривая, аппроксимированная системой прямолинейных отрезков

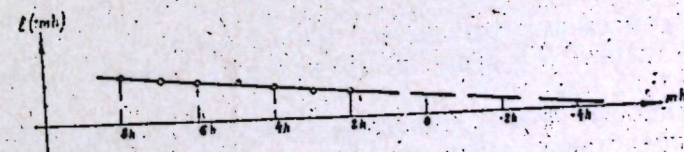


Рис. 2. График $l(\pm mh)$.

Одна из расчетных кривых $\Delta g(x)$ по материалам детальной съемки представлена на рис. 1. Соответствующий этой кривой график уровней пересчета $l(\pm mh)$ имеет вид, изображенный на рис. 2. Значительную трудность представляет выбор на этом графике среднего значения $l(\pm mh)$, ибо при различных экстраполяциях возможные ошибки в определении глубины могут достигать 30%. Поэтому здесь особенно важна тщательность построения графика и снятия среднего значения $l(-mh)$.

Формула для определения глубины залегания (h) при условии, что каждый уровень пересчета равен 0,5 км и определение градиента началось со второго уровня, имеет вид:

$$h = \left\{ \frac{L}{|l(-mh)|_{\text{ср}}} - 2,0 \right\} 0,5, \quad (4)$$

где L — отрезок, снятый с треугольной диаграммы и равный расстоянию между точкой, в которой $|\text{grad } \Delta g| \rightarrow \infty$, и точкой, соответствующей началу координат.

Используя треугольную диаграмму (рис. 3), определялась глубина залегания до верхней кромки возмущающего тела, которая оказалась равной 6,27 км.

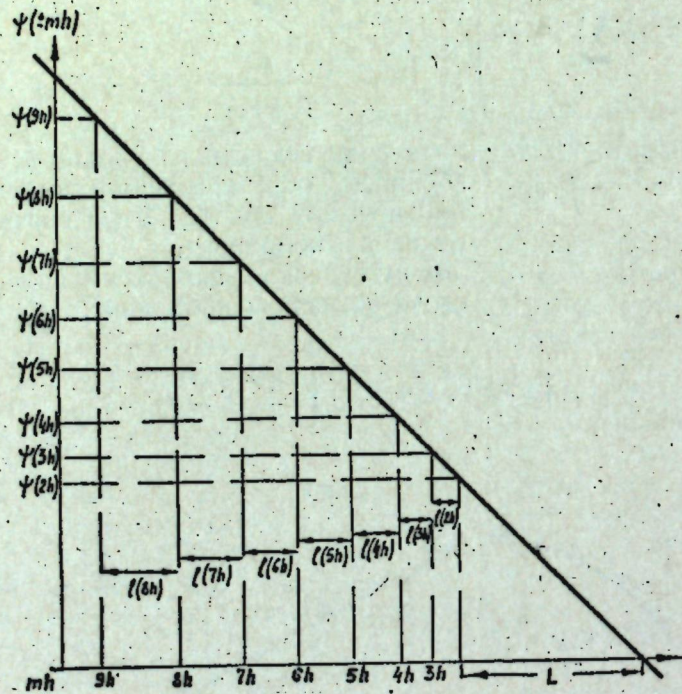


Рис. 3. Треугольная диаграмма.

Этот же график $\Delta g(x)$ был проинтерпретирован упрощенным способом Л. Я. Проводникова, согласно которому глубина залегания верхней кромки аномального тела определяется формулой:

$$h = \frac{x_{0,5}}{2}, \quad (5)$$

где $x_{0,5}$ — абсцисса полумаксима кривой $\Delta g(x)$.

При подстановке в уравнение (5) исходных данных была получена глубина $h = 6,75$ км.

Ряд графиков $\Delta g(x)$ был проинтерпретирован по формуле А. Г. Салихова [6], представленной в следующем виде:

$$h \leq \frac{\Delta g_{\text{max}}}{\pi g'_{x \text{ max}} \left[1 + \frac{g'_{x \text{ max}}}{4k\Delta\sigma} \right]}, \quad (6)$$

где Δg_{max} — разность между максимальным и минимальным значениями аномалии силы тяжести,

$g'_{x \text{ max}}$ — максимальное значение первых горизонтальных производных гравитационной аномалии,

k — гравитационная постоянная,

$\Delta\sigma$ — избыточная плотность возмущающей массы.

Для перевода глубины залегания верхней кромки возмущающих масс в глубины залегания кристаллического фундамента была использована корреляционная зависимость А. Г. Салихова [5].

Сопоставление результатов интерпретации, выполненное по ряду профилей всеми тремя рассмотренными выше способами, приведено в табл. 1.

Таблица 1

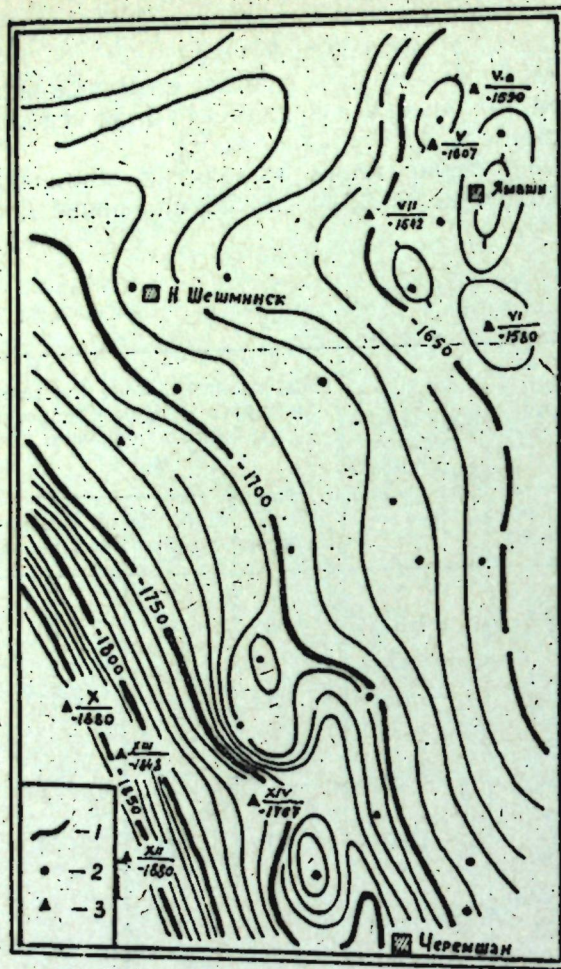
№ расчетных профилей	Глубины до возмущающих масс и кристаллического фундамента, рассчитанные способами			Глубины до кристаллического фундамента по бурению, м	Расхождение глубин кристаллического фундамента, рассчитанных способами		
	И. Г. Клушина	А. Г. Салихова	Л. Я. Проводникова		И. Г. Клушина	А. Г. Салихова	Л. Я. Проводникова
XIX	6,50	6,41	5,29	-1785	-55	-47	66
	-1840	-1832	-1719				
XVIII	6,28	6,90	7,31	-1846	28	-34	-75
	-1818	-1880	-1921				
XX	6,27	6,70	6,75	-1812	-6	-49	-53
	-1818	-1861	-1865				
III	5,35	5,30	5,15	-1760	36	40	54
	-1724	-1720	-1706				
II	3,69	3,84	3,29	-1608	48	37	87
	-1560	-1571	-1521				

Результаты интерпретации ряда профилей, по которым не производилось сопоставления расчетных глубин кристаллического фундамента, полученных различными методами, представлены в табл. 2.

Таблица 2

№ расчетных профилей	Глубины до возмущающих масс, км	Расчетные глубины до кристаллического фундамента, м	Глубины до кристаллического фундамента по бурению, м	Расхождение вычисленных глубин, м
V	4,17	-1607	-1636	29
V-a	4,00	-1590	—	—
VI	3,90	-1580	—	—
VII	4,52	-1642	—	—
VIII	3,21	-1511	-1579	68
IV	4,20	-1610	-1577	-34
X	6,91	-1880	—	—
XII	6,90	-1880	—	—
XIV	5,77	-1767	-1705	-62
XIII	6,57	-1846	—	—
XI	5,30	-1720	—	—

Данные табл. 2 нанесены на карту рельефа кристаллического фундамента (П. И. Лангуев и др., Татнефтегазразведка, 1961) (рис. 4).



1. Пересчет аномального поля в нижнюю полуплоскость дает удовлетворительные результаты, но неудобство метода — трудоемкость вычислений. В этом отношении для случая поля, обусловленного гравитационной ступенью, целесообразно использовать метод А. Г. Салихова. Метод Л. Я. Проводникова приложен для массовых приближенных оценок глубин залегания кристаллического фундамента.

Рис. 4. Карта рельефа кристаллического фундамента западного склона Южного купола Татарского свода.

Условные обозначения:

1 — изогипсы рельефа фундамента;
2 — глубины разведочные скважины;
3 — расчетные точки.

2. Результаты интерпретации в пределах рассматриваемого региона подтверждают справедливость корреляционной зависимости между глубинами залегания кристаллического фундамента и глубинами залегания верхней кромки аномальных масс.

ЛИТЕРАТУРА

- Идельсон И. И. Теория потенциала, с приложениями к теории фигуры Земли и геофизике. 2-е изд., ОНТИ, 1936.
- Клушин И. Г. Об оценке глубины залегания кристаллического фундамента по расчетам магнитных и гравитационных аномалий. Прикладная геофизика, вып. 27, Гостоптехиздат, 1960.
- Маловичко А. К. О применении вертикального контакта при интерпретации аномалий общей гравиметрической съемки. Вопросы обработки и интерпретации геофизических наблюдений. Пермь, изд-во Перм. гос. ун-та, 1959.
- Проводников Л. Я. Определение глубины залегания возмущающих тел по узлокальным аномалиям. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 9, 1957.
- Салихов А. Г. К вопросу геологической интерпретации гравитационных аномалий в условиях Татарской республики. Изв. КФАН СССР, сер. геол., юбил. сб., 1957.

В. Л. Зубков

НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ О РЕГИОНАЛЬНОМ ИЗМЕНЕНИИ СКОРОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ УПРУГИХ ВОЛН В ОТЛОЖЕНИЯХ ОСАДОЧНОГО ПОКРОВА НА ТЕРРИТОРИИ ТАТАРИИ

В настоящей статье делается попытка показать региональное изменение скорости распространения упругих волн в отдельных литологических комплексах на территории Татарии. В работе использованы результаты определения скорости упругих волн и эквивалентов упругости по 3643 образцам, исследованным Геологическим институтом КФАН СССР совместно с Казанской геофизической экспедицией треста "Татнефтегеофизика". Для того чтобы результаты лабораторных измерений скоростей были ближе к истинным скоростям распространения звуковых волн в естественных условиях, некоторое количество образцов исследовалось в водонасыщенном состоянии под давлением до 300 кг/см². По полученным данным вносилась поправка за счет водонасыщенности пород и их уплотнения под действием давления вышележащих толщ.

Рифейский терригенный комплекс распространен на северо-востоке, юго-востоке и в центральной части изучаемого региона (Пичкасская пл.) на участках древних погружений кристаллического фундамента и представлен переслаивающимися песчаниками, алевролитами и аргиллитами с прослоями карбонатных пород. Скорости упругих волн в основных типах пород этого комплекса приведены в табл. 1. (Все величины скоростей, приведенные в таблицах, даны для абсолютно сухих образцов и при атмосферном давлении.)

Анализ средних скоростей упругих волн показал их закономерное изменение с глубиной. Математически эта закономерность выражается в следующем виде:

$$v = 4810 + 0,25(H - 1750), \quad (1)$$

где v — средняя скорость упругих волн в отложениях рифейского комплекса,

4810 — минимальная скорость упругих волн, наблюдаемая в отложениях,

0,25 — коэффициент пропорциональности,

1750 — минимальная глубина, на которой были обнаружены отложения.

Таблица 1

Породы	Скорость в м/сек		
	от	до	средняя
Песчаник	2550	5500	4350
Алевролит	2500	5580	4400
Аргиллит	4200	6000	4700
Карбонаты	3700	5580	4800

Терригенный комплекс девона включает отложения эйфельского живетского и нижней части франского ярусов. Представлен он пес-

чаниками, алевролитами и аргиллитами с прослоями карбонатных пород. В табл. 2 приведены скорости упругих волн в основных типах пород этого комплекса.

На рис. 1 показано региональное изменение скорости упругих волн в отложениях комплекса.

Из рисунка видно, что повышенные значения скорости (3900 м/сек) приурочены к приподнятой части северного купола Татарского свода. Во

всех направлениях от этого участка происходит постепенное ее снижение до 3350—3450 м/сек. Это объясняется изменением литологического состава комплекса, а также различной глубиной его залегания. Изменение скорости упругих волн (при условии литологически однородного разреза отложений) в зависимости от глубины залегания выражается формулой

$$v = 3450 + 1,4(H - 1525)$$

[обозначения те же, что и в формуле (1)].

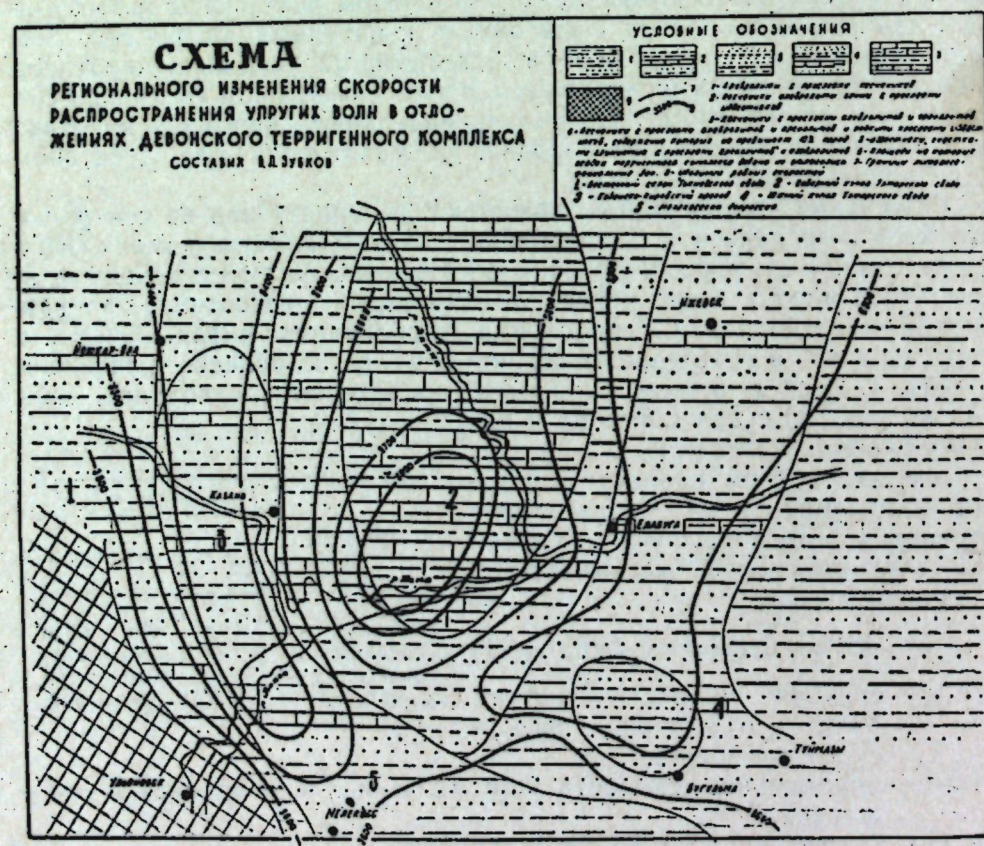


Рис. 1.

Карбонатный комплекс девона и карбона включает карбонатную часть отложений франского, фаменского и турнейского ярусов. Представлен он известняками, доломитами и мергелями с прослойками сланцев, аргиллитов, песчаников и угля. Скорости упругих волн в основных типах пород этого комплекса приведены в табл. 3.

На рис. 2 показано региональное изменение скорости упругих волн в отложениях карбонатного комплекса. Как видно на этом рисунке, зона повышенных (до 5600 м/сек) скоростей приурочена к западной и северной частям Татарии. Повышенные скорости (5700 м/сек) отмечаются также в районе Ново-Ибрайкинской площади. Зона пони-

Таблица 3

Породы	Скорость в м/сек		
	от	до	средняя
Известняк глинистый	4390	4970	4780
Доломит глинистый	3840	6000	4610
Известняк	3860	6000	5000
Доломит	3780	6060	5200
Ангидрит	4960	6070	5320

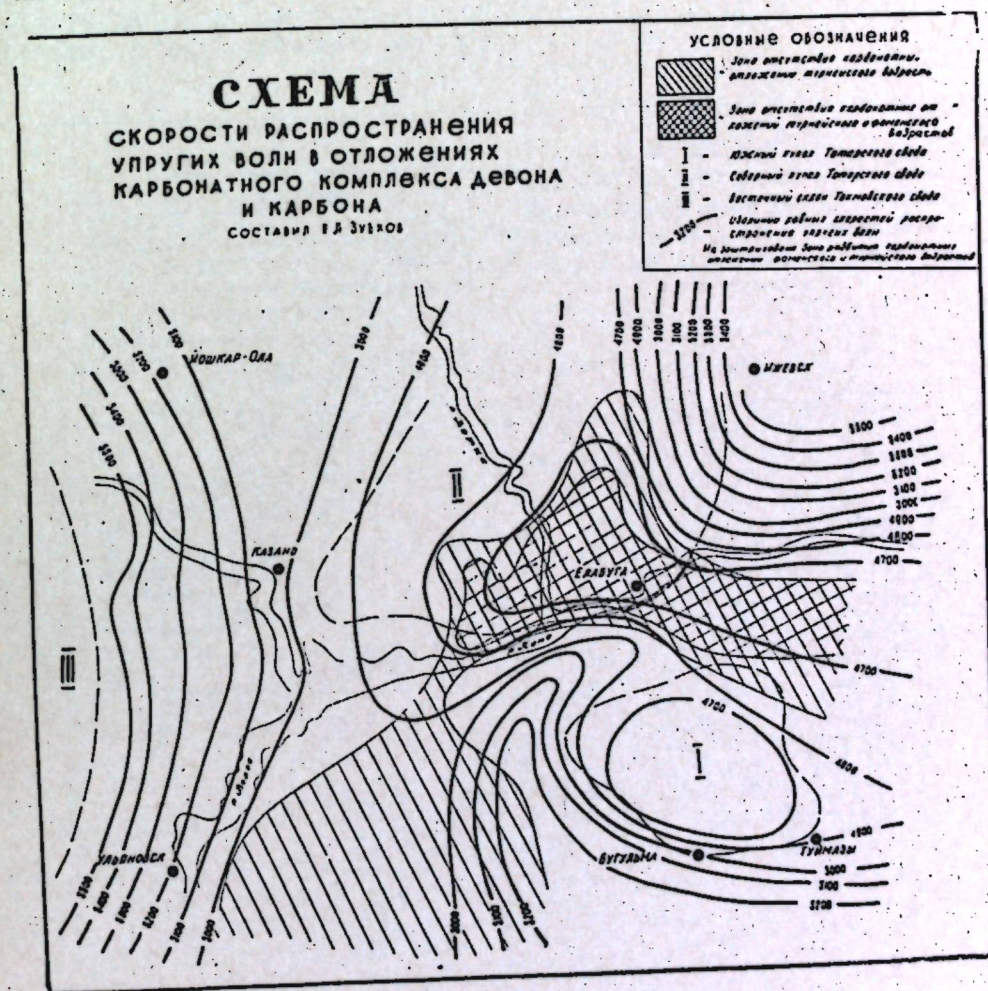


Рис. 2.

женных скоростей (4700 — 5000 м/сек) наблюдается в районе развития сарайлинской толщи и на юго-востоке изучаемого региона. Подобное явление вызывается главным образом изменением литологического состава комплекса. Глубина залегания не вызывает закономерного изменения скорости упругих волн, что объясняется

резкими изменениями мощности и непостоянством литологического состава отложений комплекса.

Угленосный терригенный комплекс включает отложения сарайлинской толщи и яснополянского подъяруса. Представлен он преимущественно терригенными породами с редкими прослоями карбонатов. В табл. 4 приведены скорости упругих волн при атмосферном давлении в основных типах пород комплекса. На рис. 3 показано

Таблица 4

Породы	Скорость в м/сек		
	от	до	средняя
Песчаник	2850	5200	4280
Алевролит	2460	4250	3560
Аргиллит, сланец	2000	4520	2940
Карбонаты	5190	5650	5370

региональное изменение средней скорости упругих волн в отложениях угленосного комплекса. Как видно, зона пониженных скоростей приурочена к северо-востоку изучаемого региона.

Наиболее высокие скорости упругих волн отмечаются на юго-западе района. Подобное изменение вызывается главным образом непостоянством литологического состава. Преобладание в разрезе

ригенных пород. В табл. 5 приведены скорости упругих волн в основных типах пород этого комплекса.

На рис. 4 показано региональное изменение скорости упругих волн в отложениях комплекса. Из рисунка видно, что скорости упругих волн возрастают в направлении с востока (от 4750 м/сек) на запад (до 6300 м/сек). Повышенные скорости отмечаются также в районе Черемшанской и Акташской площадей (до 5800—6000 м/сек). Возрастающие скорости упругих волн в отложениях комплекса объясняется повышением содержания в разрезе доломитов и сульфатитов. На изменение скорости в литологически неоднородных отложениях влияет глубина залегания комплекса. Математически это можно выразить формулой

Таблица 5

Породы	Скорость в м/сек		
	от	до	средняя
Известняк	4850	5410	5290
Доломит глинист. . . .	3340	4020	3470
Доломит	4800	6350	5850
Ангидрит	6100	6450	6220

неоднородных отложениях влияет глубина залегания комплекса. Математически это можно выразить формулой

$$v = 4500 + 6,2(H - 825). \quad (3)$$



Рис. 3.

аргиллитов, углистых сланцев и углей приводит к значительному снижению скорости.

Карбонатный комплекс карбона объединяет карбонатные отложения визейского, намюрского и башкирского ярусов. Представлен он известняками и доломитами с редкими прослоями сульфатитов и тер-



Рис. 4.

Верейский терригенный комплекс включает отложения верейского и нижней части каширского горизонтов и представлен песчаниками, алевролитами, глинами с прослоями карбонатных пород. В табл. 6 приведены скорости упругих волн в основных типах пород комплекса при атмосферном давлении.

На рис. 5 показано региональное изменение скорости упругих волн в отложениях этого комплекса. Легко заметить, что зоны повышенных скоростей отмечены на: 1) Ново-Ибрайкинской, Черемшанской, Акташской и Поповской площадях; 2) Вятской и Бурановской площадях и 3) Токмовском своде. Подобное изменение скорости объясняется неодинаковым содержанием в разрезе различных по скоростной характеристике пород и неодинаковой глубиной их залегания. Формула для определения упругих волн от глубины залегания литологически однородных отложений комплекса следующая:

Таблица 6

Породы	Скорость в м/сек		
	от	до	средняя
Песчаник	2510	4100	3500
Алевролит	3100	3910	3520
Аргиллит	2250	5070	3090
Карбонаты	3600	5550	4810

Формула для определения упругих волн от глубины залегания литологически однородных отложений комплекса следующая:

$$v = 3620 + 8,0(H - 750). \quad (4)$$



Рис. 5.

Карбонатно-сульфатный комплекс карбона и перми объединяет отложения московского яруса среднего карбона, верхнего карбона и нижней перми. Представлен он известняками, доломитами с прослоями сульфатитов и, реже, терригенных пород. В табл. 7 приведены скорости упругих волн в основных типах пород комплекса при атмосферном давлении.

На рис. 6 показано региональное изменение скорости упругих волн в отложениях этого комплекса на территории Татарии. Как видно на этом рисунке, зона пониженных скоростей (4250—4650 м/сек) приурочена к центральной и юго-восточной частям региона. Во всех направлениях от этих участков наблюдается возрастание скорости упругих волн до 5000 м/сек на западе, севере и юге и до 5250 м/сек —

Таблица 7

Породы	Скорость в м/сек		
	от	до	средняя
Известняк глинистый	3450	5120	4140
Доломит глинистый	3470	5520	4380
Доломит	3720	5580	5050
Известняк	2850	5040	4650
Ангидрит	4980	6000	5520

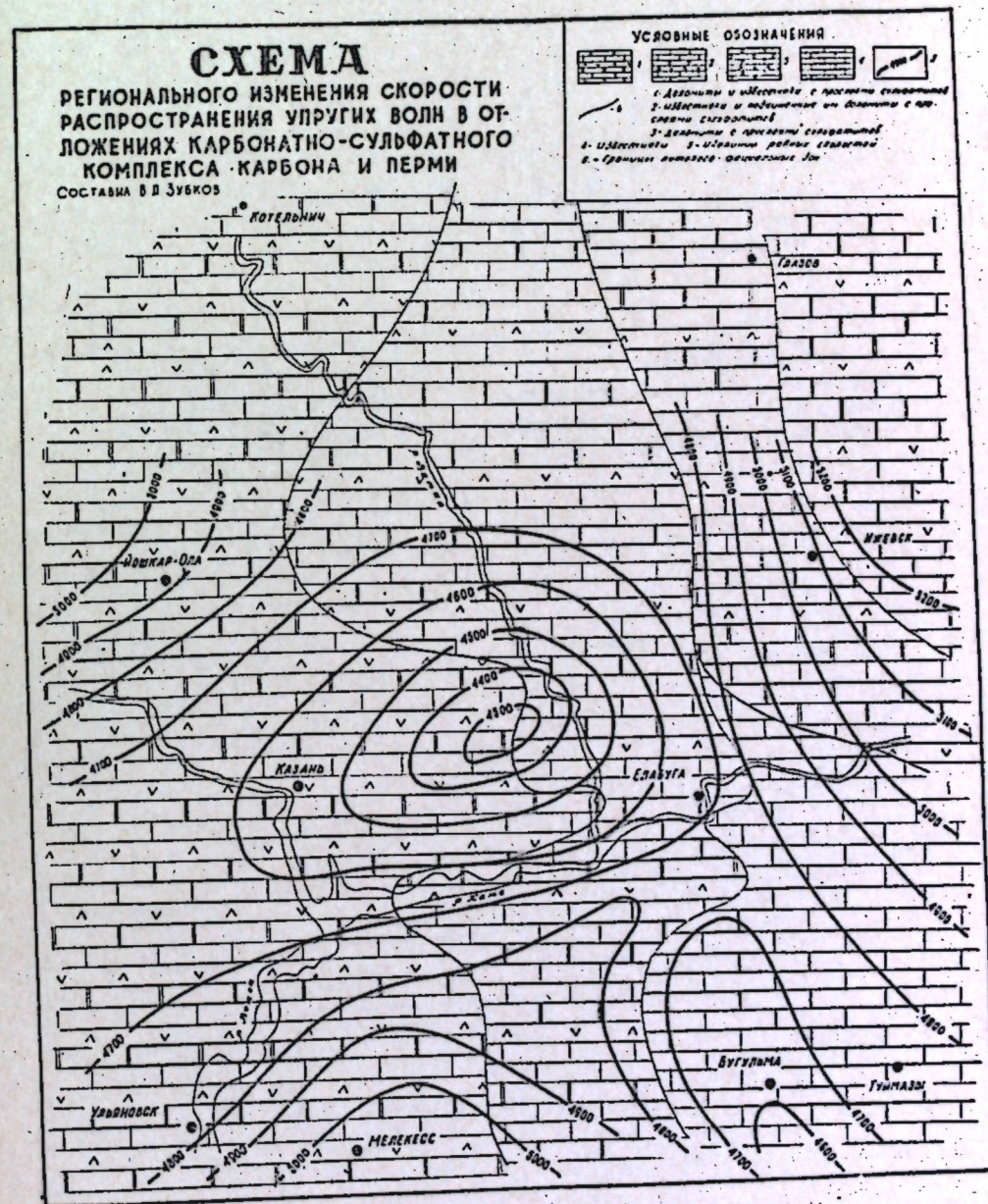


Рис. 6.

на северо-востоке. Подобные изменения вызываются непостоянством литологического состава и различной глубиной залегания отложений комплекса. Изменение скорости звуковых волн в литологически однородных отложениях с глубиной выражается следующей формулой:

$$v = 4410 + 4,2(H - 350). \quad (5)$$

Терригенный комплекс верхней перми объединяет отложения уфимской свиты, казанского и татарского ярусов. Представлен он переслаиванием терригенных пород с прослоями карбонатов и сульфатитов. В табл. 8 приведены скорости упругих волн в основных типах пород комплекса при атмосферном давлении.

Таблица 8

Породы	Скорость в м/сек					
	в сухих			в водонасыщенных		
	от	до	средняя	от	до	средняя
Песчаник . . .	2580	3090	2840	3030	3140	3090
Алеврит . . .	2250	3290	2770	2900	3300	3000
Глина	2210	2500	2320	2120	2370	2210
Карбонаты . .	3450	4500	4020	—	—	—

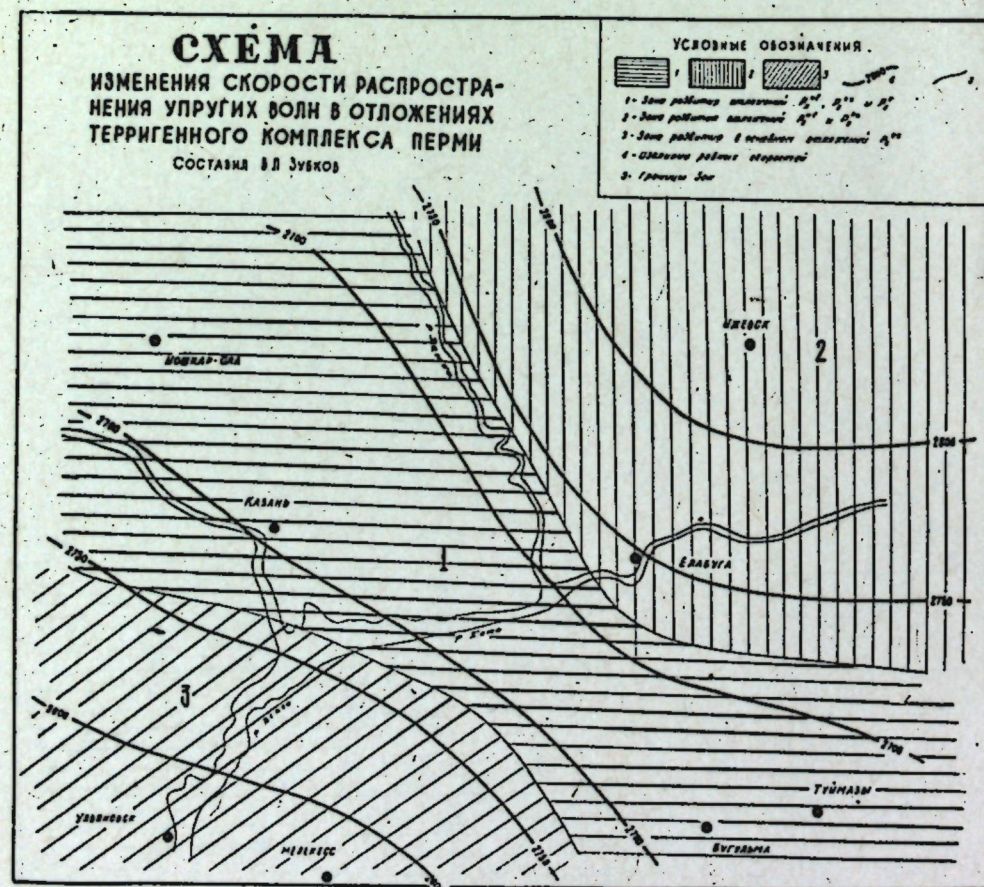


Рис. 7.

Недостаточное количество фактического материала не дало возможности построить карту изменения скорости упругих волн в отложениях терригенного комплекса перми. В связи с этим пришлось ограничиться лишь схемой (рис. 7), показывающей ориентировочно изменение скорости. На ее изменение оказывают влияние: 1) непостоянное соотношение различных пород в разрезе, 2) уровень грунтовых вод (соотношение „сухих“ и „водонасыщенных“ пород в разрезе) и 3) глубина залегания. Влияние глубины залегания на скорость распространения звуковых волн в литологически однородных отложениях определяется формулой

$$v = 2680 + 1,4 \cdot H. \quad (6)$$

(Обозначения те же, что и в формуле (1).)

На основании вышеизложенного можно сделать вывод, что региональное изменение скорости звуковых волн определяется главным образом литолого-фациальной изменчивостью отложений, т. е. соотношением в разрезах пород с высокой и низкой акустической жесткостью. На изменение скорости упругих волн в однотипных породах и литологических комплексах с одинаковым относительным соотношением пород, обладающих близкими акустическими жесткостями, влияет главным образом глубина их залегания. Указанные закономерности хорошо подтверждаются на примере регионального изменения скоростей распространения упругих волн на территории Татарии.

В. Л. Зубков

О РЕЗУЛЬТАТАХ ИЗУЧЕНИЯ СКОРОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ УПРУГИХ ВОЛН В ПОРОДАХ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА НА ТЕРРИТОРИИ ТАССР

В настоящее время территория Татарии весьма слабо изучена в сейсмологическом отношении. В связи с этим с целью повышения достоверности интерпретации данных сейсмической разведки Геологический институт КФАН СССР совместно с Казанской геофизической экспедицией треста "Татнефтегеофизика" в течение ряда лет проводил изучение упругих свойств пород.

Определения скоростей распространения продольных упругих волн проводились с помощью ультразвукового сейсмоскопа УЗС-2 несколько усовершенствованной конструкции [4]. В результате внесенных в сейсмоскоп изменений средняя относительная погрешность в измерении скорости составляла менее 1%.

Замеры скорости велись при частоте 140 кгц в образцах цилиндрической формы с размерами не менее 2×3 см. Такие размеры позволяли выдерживать соотношение $a/\lambda = 0,5 \div 2$ и $b/\lambda = 1 \div 4$ (a — диаметр, b — длина образца) при скорости продольных упругих волн от 2000 до 6000 м/сек. В этом случае скорости упругих волн в образце соответствуют скоростям волн в безграничном пространстве [6].

В данной статье делается попытка показать региональное изменение скорости упругих волн в породах кристаллического фундамента на территории Татарии.

В связи с весьма ограниченным количеством фактического материала автор не претендует на исчерпывающее решение затронутого вопроса, а дает лишь ориентировочную схему распределения скоростей упругих волн и расшифровывает основные причины, вызывающие это распределение.

Кристаллический фундамент территории ТАССР, как это видно по работам ряда исследователей [8, 10, 11, 12, 13], сложен весьма различными по минералогическому составу, происхождению и степени метаморфизации породами. В табл. 1 приведены скорости распространения упругих волн в некоторых типах пород кристаллического фундамента.

Из приведенных в таблице данных видно, что наибольшая скорость распространения упругих волн наблюдается в биотит-роговообманковых, роговообманковых гнейсах и амфиболитах, наименьшая — в глинисто-сланцевых сланцах и мигматитах.

Учитывая, что для проведения замеров отбирались образцы, почти не затронутые выветриванием, с пористостью не выше 2—3%,

Таблица 1

Типы пород	Колич. образцов	Скорость при атм. давлении в м/сек		
		от	до	средняя
Глинисто-сланцевые сланцы	2	4150	4460	4300
Мигматиты	1	—	—	4790
Порфириды	3	4750	5200	5000
Биотит-плагноклазовые гнейсы	11	5000	5350	5250
Биотитовые гнейсы	38	4900	6450	5920
Кварцево-полевошпатовые гнейсы	4	5900	5360	6090
Биотит-роговообманковые гнейсы	4	6000	6540	6450
Роговообманковые гнейсы	5	6100	7200	6550
Амфиболиты	1	—	—	6600

отмеченные выше изменения скорости упругих волн в различных типах пород можно объяснить их минералогическим составом [2, 3, 15, 16], степенью метаморфизации [14, 16] и структурно-текстурными особенностями породы. Из структурно-текстурных особенностей породы на скорость упругих волн влияет главным образом степень дисперсности и однородность слагающих породу минералов [1, 2, 9, 15].

Для того, чтобы определить влияние давления вышележащих толщ в 27 образцах пород кристаллического фундамента, скорость упругих волн была замерена при постепенном одностороннем сжатии до 300 кг/см² (V_p). Давление создавалось с помощью десятитонного пресса и производилось в направлении, перпендикулярном слоистости образца. Скорость упругих волн при этом замерялась в том же направлении. Так как скорости распространения продольных упругих волн в образцах горных пород в условиях одностороннего давления от 0 до 1000 кг/см² имеют тот же характер, что и при всестороннем давлении [7], то можно считать, что созданные условия довольно близки к естественным.

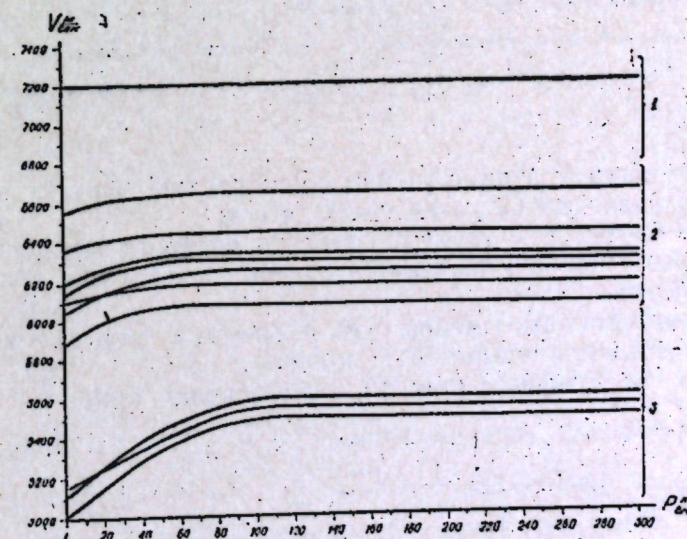


Рис. 1. График изменения скорости распространения упругих волн в породах кристаллического фундамента при увеличении давления.

1 — роговообманковые гнейсы;
2 — кварцево-полевошпатовые гнейсы;
3 — биотит-плагноклазовые гнейсы.

На основании замеров были построены графики изменения скорости упругих волн. Некоторые из этих графиков приведены на рис. 1. Затем был подсчитан градиент возрастания скорости упругих волн от давления (рис. 2). Для подсчета были взяты пять групп пород:

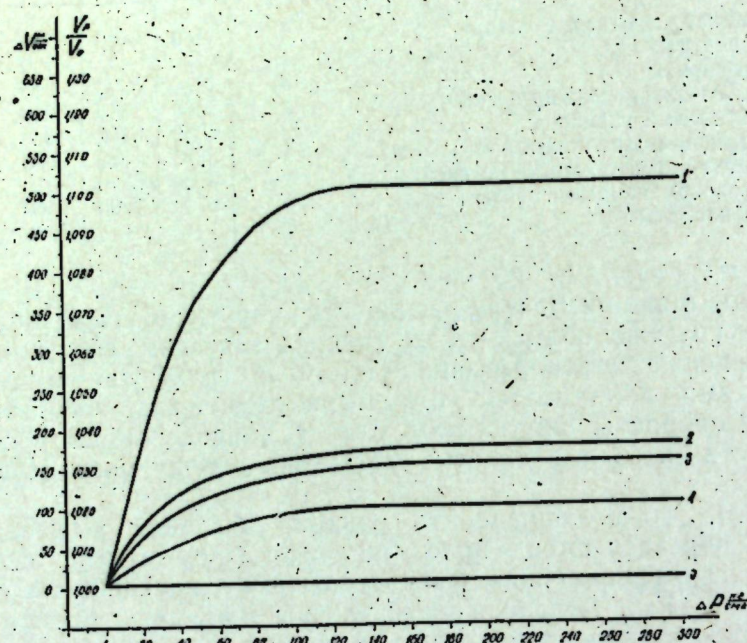


Рис. 2. График изменения скорости (ΔV м/сек и $\frac{V_P}{V_0}$) при повышении давления (ΔP кг/см²).

- 1 — биотит-плагноклазовые гнейсы со скоростью упругих волн при атмосферном давлении 5000—5500 м/сек;
- 2 — кварцево-полевошпатовые гнейсы со скоростью упругих волн при атмосферном давлении 5500—6000 м/сек;
- 3 — кварцево-полевошпатовые гнейсы со скоростью упругих волн при атмосферном давлении 6000—6500 м/сек;
- 4 — кварцево-полевошпатовые гнейсы со скоростью упругих волн при атмосферном давлении 6500—7000 м/сек;
- 5 — роговообманковые гнейсы со скоростью упругих волн при атмосферном давлении более 7000 м/сек.

1 — биотит-плагноклазовые гнейсы со скоростью упругих волн при атмосферном давлении (V_0) 5000—5500 м/сек;

2, 3 и 4 — биотитовые гнейсы, скорость распространения упругих волн в которых при атмосферном давлении колеблется в пределах 5500—7000 м/сек;

5 — роговообманковые гнейсы со скоростью упругих волн при атмосферном давлении свыше 7000 м/сек.

Как видно из графика (рис. 2), наибольший прирост скорости отмечается в породах первой группы ($\frac{V_P}{V_0} = 1,100$). Значительно меньший прирост наблюдается в породах второй, третьей и четвертой групп ($\frac{V_P}{V_0} = 1,034; 1,030$ и $1,018$ соответственно). Наконец, в породах пятой группы скорость при повышении давления практически не меняется ($\frac{V_P}{V_0} = 1,000$).

В табл. 2 приведены средние скорости распространения упругих волн в породах кристаллического фундамента, вскрытых рядом скважин, пробуренных на территории Татарии и смежных районов. Скорости упругих волн показаны при атмосферном давлении (V_0) и с поправкой на приращение скорости под действием давления ΔP [16], соответствующего давлению вышележащих толщ пород на соответствующей глубине их залегания (V_H).

Таблица 2

Площадь, скважина	Порода	Кол-во образцов	Скорость упругих волн (м/сек)	
			V_0	V_H
Пычас, № 1	Плагноклазовые гранито-гнейсы	2	4250	6380
Пычас, № 2	То же	2	5900	6070
Варзи-Ятчи, № 7	Порфириды	3	5000	5480
Елабуга, № 7	Роговообманковые гнейсы	2	6350	6440
" № 8	Биотитовые гнейсы	2	6400	6500
" № 19		1	6250	6370
" № 22	Биотит-плагноклазовые гнейсы	2	5100	5450
" № 31	Биотитовые гнейсы	1	6400	6500
" № 121		7	6220	6320
Бондюга, № 15	Биотитовые и роговообманковые гнейсы	2	6350	6450
" № 49	Биотитовые гнейсы	2	4900	5400
Бондюга, № 55	Биотитовые гнейсы	2	—	6090
" № 59		1	5500	5780
" № 108	Биотитовые и роговообманковые гнейсы	6	—	6650
Сул. Ташляяр, № 114	Биотитовые гнейсы (?)	1	6300	6410
Чегодайка	Амфиболит	1	6600	6650
Крым-Сарай, № 46	Биотитовые гнейсы (?)	1	6450	6550
Шугурово, № 658	Биотит-роговообманковые гнейсы	2	6450	6550
Карлы, № 1	Биотитовые гнейсы	2	5590	5830
" № 2		1	5290	5650
" № 6	Биотит-роговообманковые гнейсы	2	5820	6020
Азев-Салауш, № 4	Биотит-плагноклазовые гнейсы	5	—	5120
Советск, № 1	Кварцево-полевошпатовые гнейсы	2	6000	6170
" № 2		2	4300	5000
Мар. Посад, № 3	Глинисто-сланцевые сланцы	6	5320	5800
Нурлат, № 7	Биотитовые гнейсы	2	5730	5950
" № 8		2	4790	5350
Поповка, № 110	Мигматиты	2		

На рис. 3 показана схема регионального изменения скорости распространения упругих волн в породах кристаллического фундамента на территории Татарии (районирование фундамента по типам слагающих его пород произведено по данным Н. В. Подобы [5]). На рис. 3 цифры в числителе показывают среднюю скорость упругих волн в породах в пределах выделенного района, а в знаменателе — пределы изменения скоростей (скорости распространения упругих волн подсчитаны с поправкой на давление вышележащих толщ пород).

На территории изучаемого района выделены пять участков:

1. Ибрайкино-Мальбагушско-Шугуровский (названия районов заимствованы из работы Н. В. Подобы [5]), сложенный преимущественно биотито-гранато-силлиманитовыми и биотито-гранатовыми гнейсами. Средняя скорость распространения упругих волн в породах фундамента на этом участке изменяется от 6000 до 6540 м/сек и составляет в среднем 6450 м/сек.

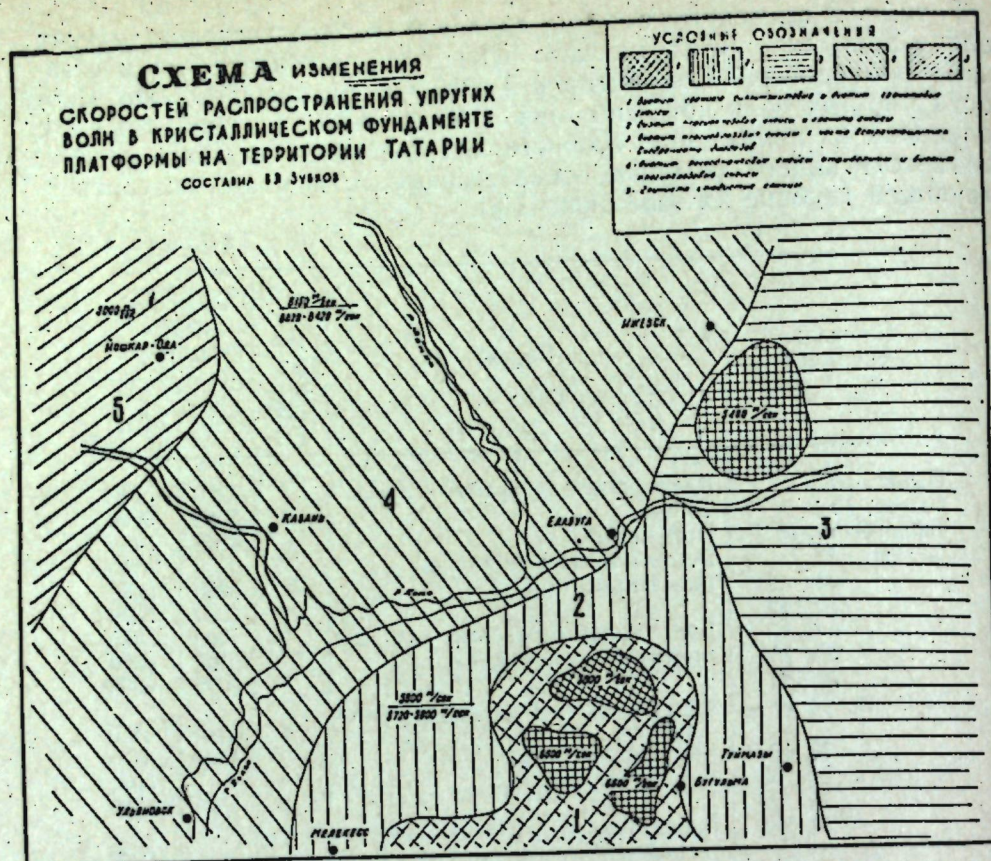


Рис. 3.

2. Сармано-Бавлинский, сложенный главным образом биотит-плагноклазовыми гнейсами и гранито-гнейсами. Средняя скорость распространения упругих волн здесь изменяется от 5720 до 5900 м/сек и равняется в среднем 5800 м/сек.

3. Варзи-Ятчи-Буздякский, сложенный, по-видимому, биотит-плагноклазовыми гнейсами с часто встречающимися внедрениями диабазов. Скорость распространения упругих волн на этом участке определена лишь по пяти образцам порфиринов из скважины № 7 Варзи-Ятчинской площади и равна 5480 м/сек.

4. Улеминско-Кизнерский, сложенный биотит-роговообманковыми гнейсами, амфиболитами и биотит-плагноклазовыми гнейсами. Скорость распространения упругих волн на этом участке изменяется от 6020 до 6420 м/сек и составляет в среднем 6150 м/сек.

5. Урмарско-Мар. Посадский район. Скорость упругих волн здесь изучена лишь в скважине № 3 Мар. Посадской площади. Породы фундамента в этой скважине были представлены глинисто-слудистыми сланцами со скоростью распространения упругих волн 5000 м/сек.

Колебания рельефа поверхности кристаллического фундамента (достигающие на территории изучаемого региона амплитуды до 700 м) не оказывают существенного влияния на скорость распространения упругих волн. Это объясняется тем, что изменение давления вышележащих толщ, вызываемое колебаниями рельефа, варьирует от 250 до 380 кг/см², в то время как увеличение скорости в породах фундамента прекращается при повышении давления до 100—120 кг/см² (см. рис. 2).

Таким образом, на основании имеющегося в настоящее время фактического материала можно сделать предварительный вывод, что на региональное изменение скоростей распространения упругих волн основное влияние оказывает характер распределения различных по минералогическому составу, возрасту и степени метаморфизации типов пород.

ЛИТЕРАТУРА

1. Волярович М. П., Пархоменко Э. И. Пьезоэффект горных пород (Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 3, 1955).
2. Гамбургцев Г. А., Косминская И. П. Вопросы сейсмической разведки (Изд. И. Л., 1953).
3. Калинин Р. В. Соотношение между скоростями распространения упругих волн и относительной упругой характеристикой горных пород (Прикл. геофиз., вып. 19, 1958).
4. Кришари А. И., Петрув Е. И. Некоторые результаты работ в области усовершенствования приборов для петрофизических исследований (Изв. КФАН СССР, сер. геол., № 9, 1960).
5. Подоба Н. В. Результаты изучения плотности пород докембрийского фундамента восточной части Русской платформы и опыт их совместного изучения с геофизическими данными (Прикл. геофиз., вып. 22, 1959).
6. Силаева О. И., Шамин О. Г. Распространение упругих импульсов в образцах цилиндрической формы (Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 1, 1958).
7. Силаева О. И. Методика изучения упругих свойств образцов пород под давлением (Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 2, 1959).
8. Ситдигов Б. С. К петрографии кристаллического фундамента северо-восточных районов Татарии и южной части Удмуртии (Материалы науч. конф. молодых ученых г. Казани. Геол. и геофиз., 1960).
9. Соллогуб В. Б. Физические свойства горных пород юго-западного и южного районов Европейской части СССР (Тр. Ин-та геол. наук АН УССР, сер. геол. и геофиз., вып. 4, 1958).
10. Успенский Б. А. К петрографии кристаллического фундамента Второго Баку (Уч. зап. КГУ, № 10, 1955).
11. Флоренский В. П., Лапинская Т. А., Князев В. С. Докембрийские кристаллические породы Татарского свода (ДАН СССР, т. 117, № 2, 1957).
12. Флоренский В. П., Лапинская Т. А., Князев В. С. Некоторые итоги петрографического изучения кристаллического фундамента Волго-Уральской нефтеносной области (Тр. Моск. ин-та нефт. и газ. пром. им. И. М. Губкина, вып. 24, 1959).
13. Флоренский В. П., Лапинская Т. А., Князев В. С. Докембрийские породы габбро-норитового состава некоторых районов восточной части Русской платформы (Тр. Моск. ин-та нефт. и газ. пром. им. И. М. Губкина, вып. 25, 1959).
14. Faust L. G. Seismic velocity of a function of depth and geological time (Geophysics, vol. XVI, No. 2, 1951).
15. Kislinger C. The effect of variation in seismic prospecting (Geophysics, vol. XVIII, No. 2, 1953).
16. West S. S. Dependence of seismic wave velocity upon depth and lithology (Geophysics, vol. XV, No. 4, 1950).

И. М. Уразаев

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЕСТЕСТВЕННОГО ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ НА ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ В ЗАВИСИМОСТИ ОТ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО СОСТАВА РУДНЫХ ТЕЛ

Введение

Распределение естественного электрического поля на поверхности Земли зависит главным образом от минералогического состава рудных тел, гидрогеологического режима, климатических условий, морфогенетического типа оруденения и состава вмещающих пород [2]. При этом из всех перечисленных факторов наиболее важным является минералогический состав. Если все другие факторы либо уменьшают, либо увеличивают естественный электрический потенциал, то изменение минералогического состава руд ведет к перемене знака поля. Последнее обстоятельство связано с тем, что сульфиды железа, наряду с потенциалами концентрационных цепей, создают и потенциалы окислительно-восстановительных цепей, тогда как сульфиды цинка и свинца не в состоянии создать потенциалы окислительно-восстановительных цепей [2]. В соответствии с этим над рудными телами, состоящими из сульфидов железа (пирит, пирротин, халькопирит), возникают отрицательные аномалии, а над рудными телами, содержащими сульфиды цинка и свинца, наблюдаются положительные аномалии.

Примеры зависимости знака естественных электрических полей от минералогического состава

1. А. В. Бухникошвили отмечает, что в Грузии над месторождениями, где преобладающими минералами являются галенит и сфалерит, получены положительные аномалии, а над сульфидами железа получены большие отрицательные значения потенциала естественных электрических полей.

II. Аналогичные результаты получены на месторождении Шевчуковское хребта Окур-тау (Таджикская ССР). По минералогическому составу сульфидные рудные тела месторождения Шевчуковское можно разделить на три группы: 1) существенно пиритовые рудные тела, 2) пиритово-полиметаллические рудные тела, 3) существенно полиметаллические рудные тела.

1. Существенно пиритовые рудные тела характеризуются повышенным содержанием пирита. Галенит и сфалерит здесь имеются в резко подчиненных количествах. По данным визуального подсчета в штуфах, сульфиды полиметаллов составляют 2—3% от общей массы рудных минералов. Опробование канав, пройденных по этим

телам, дает среднее содержание $Pb + Zn = 0,2-1\%$; максимальное значение содержания $Pb + Zn$ достигает 2,3% (табл. 1). Сфалерит и галенит размещаются в виде тонких прожилок и гнезд в основной массе пирита. Как видно из таблицы, над такими телами возникают отрицательные аномалии в 30—80 мВ.

Таблица 1

Зависимость ΔV естественных токов от минерального состава рудных тел

Наименование рудного тела	№ канав	№ профилей	№ точек	Расстояние точки наблюдения от канавы, м	Содержание, %				Cu	ΔV мВ
					среднее		максимальное			
					Pb	Zn	Pb	Zn		
Пиритовые рудные тела	—	1	14	—	—	—	—	—	—	82,3
	35	2	12	5	0,09	0,13	0,16	0,21	0,05	—41
	36	3	11	10	0,22	0,12	1,03	0,33	0,05	—43
	38	3	10	20	0,25	0,26	0,59	0,54	—	—29
	39	4	11	1	0,48	0,56	1,72	0,62	—	—39
	32	6	11	17	0,07	0,4	0,12	0,2	—	—51
Полиметалличе- ские рудные тела	30	6	10	8	7,0	3,3	19,32	6,7	—	—10
	3	7	10	1	2,6	1,2	4,91	1,64	—	—7,3
	5	7	9	7	3,2	1,6	4,64	2,6	—	—1,5
	9	8	8	5	5,0	0,84	9,95	1,41	—	+3,8
	9	8	9	12	5,0	0,84	9,95	1,41	—	+10
	—	1	5	—	—	—	—	—	—	+13,3
	90	1	8	—	—	—	—	—	—	+9,3
Пиритово-полиме- таллические руд- ные тела	—	7	15	—	—	—	—	—	—	—23,7
	—	8	12	—	—	—	—	—	—	—11,5
	—	9	10	—	—	—	—	—	—	—19,3
	—	9	7	—	—	—	—	—	—	—18,3

2. Пиритово-полиметаллические рудные тела самостоятельного значения не имеют. Они размещаются в оперяющих трещинах и на глубине переходят в полиметаллические рудные тела. Пирит в этих телах имеет преобладающее значение, но полиметаллические сульфиды составляют 10—15% от общего количества рудных минералов. Обратная зональность минерального состава в этих телах объясняется процессами, протекающими при окислении сульфидов. В зоне окисления сфалерит менее устойчив, чем пирит, и поэтому в первую очередь происходит окисление сфалерита. Цинк интенсивно выносятся за пределы зоны окисления. Вследствие этого в самые начальные стадии окисления рудные тела обогащаются галенитом и пиритом. Впоследствии пирит также окисляется. Ввиду того, что сфалерит в этих телах имеется в незначительных количествах, положительные потенциалы концентрационных цепей незначительны, а отрицательные потенциалы окислительно-восстановительных цепей имеют решающее значение [2]. Как видно из табл. 1, над такими телами возникают отрицательные потенциалы порядка 18—23 мВ.

3. Существенно полиметаллические рудные тела наиболее изучены. Они состоят главным образом из сфалерита, галенита, пирита, магнетита, халькопирита, пирротина и марказита. Из нерудных минералов в этих телах участвуют кварц, серпентин, клинохлор, гранат, тальк, тремолит, салит и манганокальцит. Необходимо заметить, что основная масса магнетита размещается в лежащем боку

рудных тел; в средней части наблюдается преобладание пирита; галенит и сфалерит располагаются в висячем боку. А. В. Королев [1] указывает, что такая зональность может возникнуть в результате «внутриминерализационных движений, вызывающих увеличение приоткрытий или возникновение повторных разрывов вдоль рудоносной трещины». Висячий бок жилы как наиболее неуравновешенный может легче подвергаться повторным разрывам, и поэтому наиболее поздняя минерализация будет накапливаться вблизи висячего бока.

Глазомерное изучение штуфов, отобранных из этих рудных тел на первом горизонте, показывает, что они состоят из 30—40% сфалерита и галенита, 20—40% пирита, 10—20% магнетита, 10—40% нерудных минералов; халькопирит, пирротин и марказит содержатся в незначительных количествах. Из табл. 1 видно, что эти тела фиксируются небольшими положительными (0—13 мВ), а иногда и небольшими отрицательными аномалиями (0—10 мВ). Такое поведение естественных электрических полей объясняется тем, что наряду с существованием положительных потенциалов концентрационных цепей, обусловленных сфалеритом, здесь все еще большой удельный вес занимает отрицательный потенциал окислительно-восстановительных цепей, связанный наличием сульфидов железа. Тогда, когда эти два вида потенциала уравниваются между собой, над рудными телами не возникает аномалий естественных электрических полей. В том случае, если потенциал концентрационных цепей становится больше потенциала окислительно-восстановительных цепей, на поверхности появляются незначительные положительные аномалии.

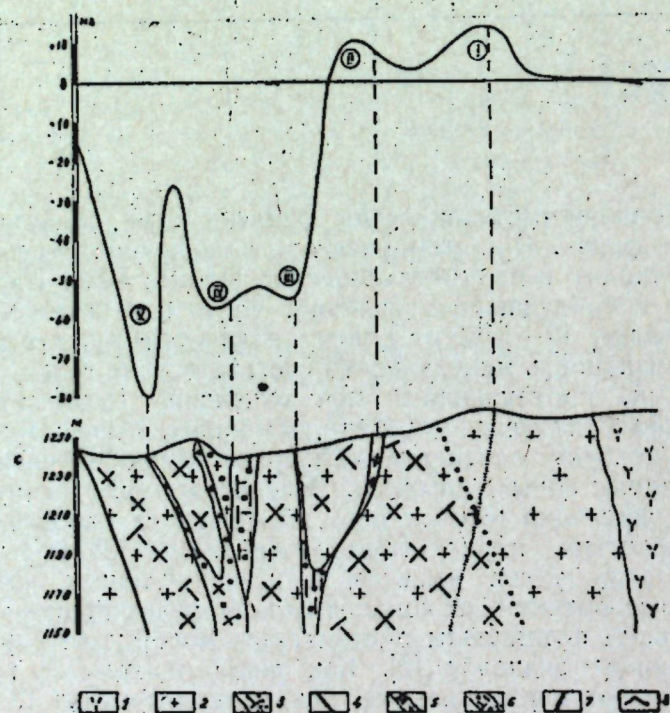


Рис. 1. Геологический разрез вкрест простирания рудных тел месторождения Шевчуковское с кривой ΔV естественных токов.

1 — диорит; 2 — гранодиорит-порфиры шевчуковского типа; 3 — тектонические нарушения с зоной дробления; 4 — тектонические нарушения без зоны дробления; 5 — полиметаллические рудные тела; 6 — пиритовые рудные тела; 7 — кварцевые жилы с бедным полиметаллическим оруденением; 8 — кривая ΔV естественных токов.

При перевесе потенциала окислительно-восстановительных цепей рудное тело фиксируется незначительными отрицательными аномалиями.

III. Поведение кривой ΔV естественных токов в зависимости от минерального состава рудных тел изображено на рис. 1. Здесь сопоставлен геологический разрез, проходящий вкрест простирания рудных тел, с кривой ΔV естественных токов на месторождении Шевчуковское. Как видно из рисунка, на кривой ΔV выделяются две положительные и три отрицательные аномалии.

Аномалия 1 отмечает кварцево-баритовую жилу, в зольбандах которой имеется полиметаллическое оруденение, с поверхности представленное сфалеритом и галенитом. Пирит макроскопически не наблюдается. Эта жила отнесена к группе существенно полиметаллических рудных тел. Вмещающими породами являются гранодиорит-порфиры. Максимальное значение потенциала достигает +13 мВ. Условия 1-го этапа развития зоны окисления и силикатная вмещающая среда являются наиболее благоприятными для возникновения потенциала концентрационных цепей [2], и поэтому здесь даже небольшое рудное тело с незначительным содержанием полиметаллов создает положительную аномалию естественных электрических токов. Далее на запад ось этой аномалии переходит в известняки. Интенсивность аномалии резко падает до +5 мВ.

Аномалия 2 интенсивностью в +10 мВ фиксирует бедное полиметаллическое оруденение, расположенное в гранодиорит-порфирах. Пирит здесь почти отсутствует. Это тело отнесено к категории существенно полиметаллических рудных тел. Условия возникновения естественных электрических токов такие же, что и для аномалии 1.

Аномалии 3, 4 и 5 соответствуют рудным телам, сложенным пиритом. Зона окисления (3-й этап) разработана до 5 м. Ниже 5 м до уровня грунтовых вод рудное тело находится на втором этапе окисления. Интенсивность аномалий в порядке их нумерации — 55 мВ; — 57 мВ и — 80 мВ.

Выводы

1. Отрицательные потенциалы окислительно-восстановительных цепей обуславливаются сульфидами железа. Источником положительных потенциалов концентрационных цепей могут явиться сульфиды цинка, железа, отчасти свинца и других металлов. Судя по тому, что в описанных примерах над пиритовыми рудными телами возникают отрицательные аномалии ЕП, можно сделать вывод, что потенциал окислительно-восстановительных цепей имеет большую величину, чем потенциал концентрационных цепей. Вследствие этой же причины существенно полиметаллические рудные тела создают положительные аномалии ЕП незначительной интенсивности.

2. Наиболее благоприятными условиями для возникновения естественных электрических токов являются условия 1-го этапа окисления сульфидных месторождений и менее благоприятны условия 2-го этапа. При этом по мере развития зоны окисления электрохимические процессы, создающие отрицательные потенциалы окислительно-восстановительных цепей, приобретают больший удельный вес по сравнению с процессами, создающими положительные потенциалы концентрационных цепей. 3-й этап развития зоны окисления характеризуется полным отсутствием условий для возникновения естественных электрических токов. Все эти этапы могут существовать и развиваться одновременно, постепенно углубляясь вдоль рудного тела и сменяя друг друга. Если электрохимические условия

3-го этапа распространяются на большие глубины, естественные электрические потенциалы на поверхности могут не улавливаться.

3. Для создания положительных потенциалов концентрационных цепей на сульфидных месторождениях силикатная вмещающая среда является более благоприятной, чем карбонатная. Отрицательные потенциалы окислительно-восстановительных цепей, возникающие только над сульфидами железа в карбонатной среде, проявляются с большей интенсивностью, чем в силикатной.

ЛИТЕРАТУРА

1. Королев А. В. Зависимость зональности оруденения от последовательности развития структур рудных месторождений. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1949.
2. Уразаев И. М. О природе естественных электрических полей, возникающих над сульфидными месторождениями. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 9, 1956.

Р. С. Касимов

О ЗАВИСИМОСТИ СОБСТВЕННЫХ ПОТЕНЦИАЛОВ ($U_{сн}$) В СКВАЖИНАХ ОТ НЕФТЕНАСЫЩЕННОСТИ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД В УСЛОВИЯХ ТАТАРИИ

(В порядке обсуждения)

Вопрос о влиянии нефте- и газонасыщенности впервые был разобран в работе В. Н. Дахнова и В. Н. Кобрановой [3] на основе лабораторных замеров мембранных потенциалов водонефтенасыщенных образцов пород. Из полученных ими результатов следовало, что величина диффузионно-адсорбционного потенциала возрастает по мере снижения влажности пород.

В более общем виде этот вопрос был разработан Д. А. Шапиро [7], теоретические расчеты которого и возьмем за основу при сопоставлении с нашими экспериментальными данными. Последним был составлен, в приближенной форме график зависимости потенциала $U_{сн}$ от степени нефтенасыщенности для пород с различной ионной емкостью α (рис. 1, а). Встает вопрос, какая из теоретических кривых более соответствует, например, породам с $K_n = 25-26\%$, $K_n = 19-20\%$ и т. д. Если считать, как предполагает Д. А. Шапиро, что породам с $K_n = 25-26\%$ более подходят кривые с $\alpha = 0,2-0,01 \beta_a$, то, следовательно, ионная емкость во всем интервале терригенных пород (от чистых песчаников до сильно глинистых алевролитов¹) должна меняться в 500-1000 раз. Однако известно, что величину α определяет главным образом количество глинистой фракции, которое меняется в среднем от 2,5% (для $K_n = 25-26\%$) до 15-30% (для сильно глинистых алевролитов, K_n которых составляет 5-10%), т. е. в реальных условиях α меняется максимум

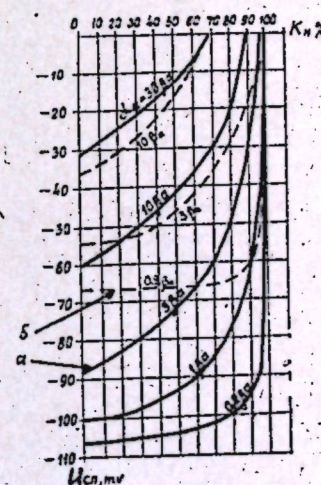


Рис. 1. Графики зависимости $U_{сн}$ от нефтенасыщенности K_n для растворов NaCl при 18°С ($\alpha = 100 \beta_a$; $\beta_k = 100 \beta_a$; $C_{о.н.} = 1000 \beta_a$).
а — кривые, построенные для $C_{о.б.} = 0,1 \beta_a$;
б — то же для $C_{о.б.} = 1 \beta_a$.

¹ $U_{да}$ глинистых алевролитов, по-видимому, близко к $U_{да}$ чистых аргиллитов и является максимальным в изучаемом нами разрезе, что видно из диаграмм $U_{сн}$.

в 40—60 раз. Учитывая это обстоятельство, мы выбрали для сопоставления кривую $\alpha = 1\beta_a$ для пород с $K_n = 25-26\%$ и $\alpha = 50-100\beta_a$ для пород с максимальной диффузионно-адсорбционной активностью (сильно глинистые алевролиты, аргиллиты). В таком случае фактический интервал изменения U_{ca} будет практически совпадать с теоретическим. Кривые на рис. 1, а построены для условий, когда минерализация бурового раствора $C_0 = 0,1\beta_a$. Нами по данным [7] были построены также графики для $C_0 = 1\beta_a$ (рис. 1, б), однако полученные при этом значения ΔU_{ca} оказались слишком низкими и, по-видимому, менее отвечают реальным условиям, в связи с чем они не были взяты для целей сопоставления с практическими кривыми.

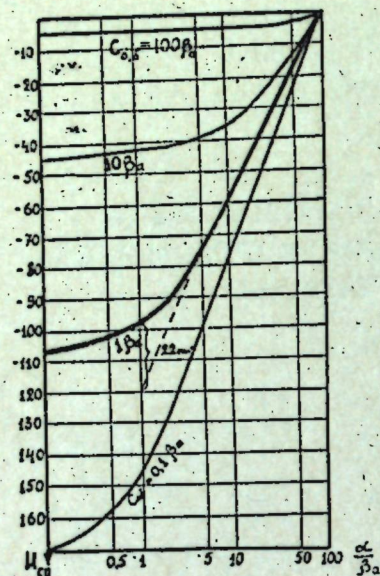


Рис. 2а. Графики зависимости $\Delta СП$ (для мощных пластов) от α/β_a для NaCl при $18^\circ C$ ($\beta_k = 100\beta_a$; $\alpha_r = 100\beta_a$; $C_{0, n.} = 1000\beta_a$).

Косвенным доказательством правильности нашего выбора является результат сопоставления кривой $c_0 = 1\beta_a$ (рис. 2а) с фактической кривой $\Delta СП = f(K_n)$ при $r_c = 3$ мм (рис. 2б)¹. На теоретиче-

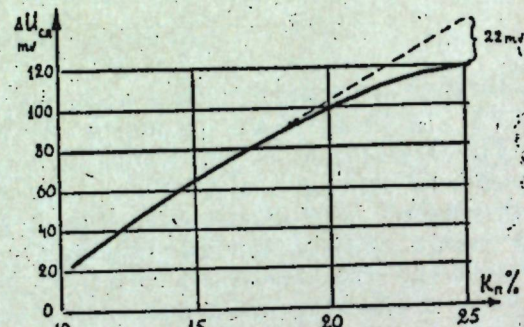


Рис. 2б. Среднестатистическая зависимость величины амплитуды $\Delta СП$ от пористости (при $r_c = 3$ мм).

ской кривой для $C_0 = 1\beta_a$ мы имеем $\Delta СП = 98$ мВ, а на фактической — 120 мВ; разница обусловлена, по-видимому, наличием фильтрационного потенциала. Основной признак родства приведенных кривых состоит в том, что величина отклонения $\Delta СП$ высокопористых пород от общей линейной зависимости $\Delta СП = f(K_n)$ и $\Delta U_{ca} = f(\alpha)$ составляет в обоих случаях 22 мВ. Во всех иных случаях (если сопоставлять, например, высокопористые чистые песчаники с кривой $\alpha = 0,2\beta_a$ и $\alpha = 0,01\beta_a$) эти отклонения будут различаться в 2—3 раза.

Фактические кривые зависимостей $\Delta СП = f(K_n, K_n)$ представлены на рис. 3. Они являются результатом перестроения номограмм, связывающих величину $\Delta СП$ в нефтеносных и водоносных пластах [4]. Из рис. 3 видно, что увеличение диффузионно-адсорбционного потенциала с уменьшением влажности — ω — пород носит ломаный, ступенчатый характер (по вертикальной оси отложены абсолютные значения U_{ca} из расчета, что U_{ca} пород с пористостью 26% близок к нулю). Потенциал U_{ca} возрастает при уменьшении пористости пород от 26 до 11%, т. е. с увеличением объема глинистого цемента

в них или с уменьшением влажности среды, что отображается правыми воздымающимися участками кривых. Однако при дальнейшем уменьшении влажности пород в 2—3—6 раз увеличения U_{ca} не происходит, и лишь при очень малых значениях ω возрастает, притом весьма резко.

Физический смысл приведенных построений таков: чистый скелет породы, практически безглинистый, обладает средней пористостью 26%. Потенциал U_{ca} против такого пласта практически не меняется при заполнении пор нефтью (уменьшении влажности) в любых количествах. Если же этот скелет заполняется глинистым материалом, что вызывает уменьшение пористости породы до $K_n = 20\%$, а следовательно, и влажности, то U_{ca} возрастает от 0 до 20 мВ. При вытеснении из пор воды нефтью происходит дальнейшее уменьшение влажности, однако U_{ca} при этом не меняется (горизонтальный участок линии зависимости $U_{ca} = f(\omega)$). Лишь на малых значениях влажности наблюдается возрастание U_{ca} , что отображается левой воздымающейся ветвью кривой. Сопоставляя практические и теоретические кривые (рис. 3 и 1, а), замечаем, что общий характер поведения кривых одинаков: с уменьшением водонасыщенности пород потенциал U_{ca} возрастает, а ΔU_{ca} снижается, но не по линейной, а по более сложной зависимости (близкой к экспоненциальной). Однако на теоретических зависимостях нет широких горизонтальных площадок, соответствующих тому положению, что U_{ca} остается практически неизменным при возрастании нефтенасыщенности пород (например, с $K_n = 20\%$) от 0 до 80%. На теоретических же кривых (например, с $\alpha = 3\beta_a$, по-видимому, более всего соответствующей практической кривой $K_n = 20\%$) в отмеченном интервале изменения K_n наблюдается существенное изменение ΔU_{ca} (примерно на 20—30 мВ).

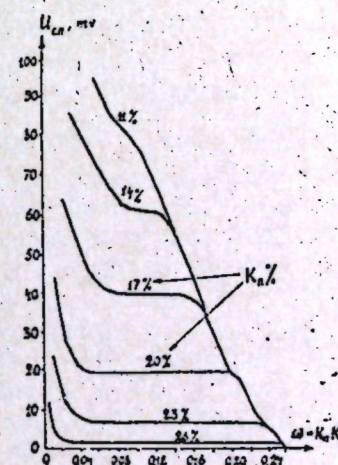


Рис. 3. Зависимость потенциала U_{ca} от влажности пород.

Кроме того, следует отметить и такую особенность: на практических кривых влияние нефтенасыщенности на U_{ca} наступает гораздо позже (на более высоких K_n), чем по теоретическим данным, но градиент изменения U_{ca} на высоких K_n — $\frac{\partial U_{ca}}{\partial K_n}$ примерно одинаков.

Все это заставляет предположить, что какой-то фактор накладывается с обратным знаком (в области средних нефтенасыщений) на поле U_{ca} в скважинах и сводит на нет соответствующее возрастание потенциала U_{ca} . Вероятнее всего, на наш взгляд, здесь сказывается влияние частичной гидрофобности пород-коллекторов, на что указывали еще В. М. Добрынин и И. Ф. Глузов [2]. То, что чистая кварцевая поверхность фобизуется углеводородами (поверхностно-активными компонентами нефти) и на ней не остается сплошной пленки воды, вполне однозначно следует из экспериментальных данных проф. М. Кусакова [6], Л. И. Орлова (ВУФВНИИ „Геофизика“) и др. Остаточная вода в нефтенасыщенных коллекторах, очевидно, находится в основном в наиболее узких каналах, куда нефть не могла попасть при формировании залежи, поскольку величина капиллярного

¹ По данным Д. А. Шапиро и В. С. Неймана $\beta_a \approx 2$ г/л, что соответствует $r \approx 3$ мм.

давления в них превышала давление вытеснения нефти. Но вследствие того, что значительная часть глинистого материала сосредоточена в этих узких тонких каналах, что наглядно фиксируется в шлифах (см. рис. 4), то эти каналы оказываются практически закупоренными для движения ионов. В самом деле, тонкие каналы обычно заканчиваются крупными, т. е. тонкие переходят в крупные (рис. 5), но последние обычно безглинистые, поэтому они покрыты пленкой нефти. Ионы в таких узких тонких каналах как бы закупорены и не могут диффундировать в скважину независимо от толщины нефтяной пленки, т. е. степени нефтенасыщения; но поскольку подвижные ионы представлены преимущественно катионами (анионы сорбированы глинистой поверхностью канала), то амплитуда $\Delta U_{\text{сп}}$ в скважине будет заниженной против обычного. Получается эффект неполного участия ионов пластовой воды при образовании диффузионно-адсорбционного потенциала в скважине (этим же объясняется аномально высокое сопротивление таких пород), или же можно говорить о неравнозначной, неодинаковой роли глинистого материала Р1 породы в образовании $U_{\text{да}}$: часть Р1 оказывается „мертвой“ с точки зрения участия в формировании потенциала $U_{\text{да}}$ в скважине.

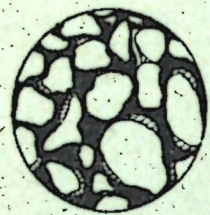
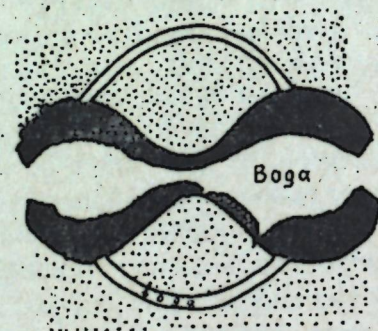


Рис. 4. Микроструктурная зарисовка: черное поле — свободное поровое пространство; заштрихованное поле — цемент (глинистый).

Что касается глины в крупных каналах, то ее поверхность, очевидно, остается „покрытой“ водной пленкой, которая непосредственно соединяется с водной частью канала (рис. 5), а потому соответствующие ионы, среди которых преобладают катионы, как обычно примут участие в диффузии. Таким образом, можно предположить, что характер распределения глины в породе (в крупных и мелких каналах) будет существенно влиять на величину потенциала $U_{\text{да}}$ нефтенасыщенных пород.

Породы в основном с гидрофобной поверхностью будут иметь завышенную амплитуду $\Delta \text{СП}$ против нефтенасыщенной части пласта; причем с увеличением нефтенасыщенности (по мере приближения к кровле пласта) не будет наблюдаться дальнейшего уменьшения $\Delta \text{СП}$ или же будет замечаться небольшое возрастание $\Delta \text{СП}$ (что связано, вероятно, с „закупоркой“ еще большего числа каналов в менее отсортированных породах) (рис. 6). Породы, в основном гидрофильные, очевидно, будут существенно изменять свое $U_{\text{да}}$ в соответствии с теоретическими расчетами Д. А. Шапиро. Но в реальных условиях мы имеем дело, по-видимому, как уже отмечалось выше, со смешанным типом пород (как гидрофильных, так и гидрофобных), т. е. будем наблюдать на диаграммах СП среднюю картину. Однако на высоких нефтенасыщениях гидрофильная часть пласта будет „продолжать“ занижение $\Delta \text{СП}$, а гидрофобная занижает $\Delta \text{СП}$ почти на постоянную величину, независимо от степени нефте-



Условные обозначения:

 Крупный канал, покрытый пленкой нефти
 Тонкие каналы, соединяющиеся с крупными
 Глинистая пленка
 Скелет породы

Рис. 5. Схема расположения поровых каналов.

в соответствии с теоретическими расчетами Д. А. Шапиро. Но в реальных условиях мы имеем дело, по-видимому, как уже отмечалось выше, со смешанным типом пород (как гидрофильных, так и гидрофобных), т. е. будем наблюдать на диаграммах СП среднюю картину. Однако на высоких нефтенасыщениях гидрофильная часть пласта будет „продолжать“ занижение $\Delta \text{СП}$, а гидрофобная занижает $\Delta \text{СП}$ почти на постоянную величину, независимо от степени нефте-

насыщения. Тогда при высоких $K_{\text{н}}$ будет преобладать эффект от гидрофильной части пласта, т. е. $\Delta \text{СП}$ начнет существенно уменьшаться. Этот эффект в пределах одного пласта обычно наглядно не проявляется, так как мощности наших пластов невелики, но в пластах с большой разницей в глубине залегания (например, D_1^1 и D_1^2), безусловно, он будет ощутим. Этим объясняется тот факт, что при высоких $K_{\text{н}}$ градиент возрастания потенциала $U_{\text{сп}} \left(\frac{\partial U}{\partial K_{\text{н}}} \right)$ на теоретических и практических кривых почти одинаков, так как постоянная составляющая $(\Delta \text{СП})_{\text{фоб}}$ на величину градиента не влияет. Тогда сами собой получаются длинные горизонтальные площадки, в пределах которых величина $U_{\text{сп}}$ остается неизменной, хотя нефтенасыщенность и продолжает расти (рис. 3).

Далее встает вопрос — с какой породообразующей компонентой связана фильность поверхности? Фильность, очевидно, связана с основным породообразующим минералом — кварцем; поскольку кварц в породе-коллекторе преобладает, поверхность таких пород должна быть преимущественно фобной. Но в действительности возможно, что это не так, и по следующей причине. Глинистый материал, содержащийся в этих породах в весьма небольшом количестве, может размещаться не только на контактах между зернами или видимыми в обычный микроскоп пленками на зернах, но также и тончайшими налетами на зернах, которые в шлифах при обычном увеличении микроскопа (50—100 раз) не могут быть замечены. В самом деле, на глаз мы различаем в шлифе пленку глины поверх зерна не толще 0,005 мм (или 5μ), если даже образец, из которого приготовлен шлиф, предварительно пропитан бакелитом.

Безусловно, только электронномикроскопические исследования могут внести полную определенность относительно характера распределения глинистого материала в породах-коллекторах. Если наше предположение оправдывается, то будет понятно, почему наши породы не являются преимущественно гидрофобными. Пока грубо можно принять, что фильность поверхности пород-коллекторов обусловлена в основном количеством содержащегося в породе глинистого материала, чем больше Р1, тем более фильной является порода. Тогда очень просто объясняется тот факт, почему наблюдается весьма удовлетворительное соответствие теоретических и практических кривых в области сильно заглинизированных коллекторов (с $K_{\text{н}} = 11-14\%$ и $\alpha = 10-30\%$); поверхность таких пород является, очевидно, полностью гидрофильной вследствие большого содержания в них глины.

Итак, на наш взгляд, надо отказаться от представления, что поверхность основных пород-коллекторов полностью гидрофильна; существенная часть поверхности, по всей вероятности, гидрофобна, о чем свидетельствует также и факт наличия высокого процента остаточной нефти — $K_{\text{о.н.}}$ % в выработанных пластах (20—30%),

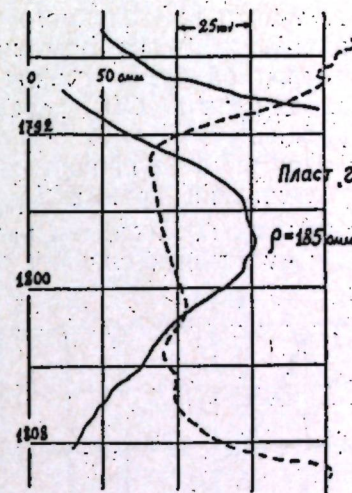


Рис. 6. Пример возрастания амплитуды $\Delta \text{СП}$ по мере увеличения степени нефтенасыщенности пласта к кровле (порода, вероятно, гидрофобная).

т. е. такой нефти, которая прочно удерживается на поверхности скелета породы сорбционными силами; чем большая часть поверхности пласта гидрофобна, тем больше нефти должно оставаться в пласте (выше $K_{0,н. \%}$), и наоборот. В свете этого нефтеотдача более глинистых (а следовательно, менее пористых и проницаемых) пластов должна быть выше, чем слабо глинистых, т. е. более хороших коллекторов. В одинаковых же по коллекторским свойствам пластах нефтеотдача будет выше в более заглинизированных из них. Отсюда встает еще одна практически важная задача — распознавание и картирование пластов с одинаковыми коллекторскими свойствами, но с различной степенью их заглинизированности.

Завершая раздел относительно избирательной смачиваемости поверхности пород, отметим, что гидрофильные и гидрофобные участки пород, возможно, располагаются отдельными чередующимися прослойками в пределах единого пласта-коллектора. Тогда кривая СП такого нефтеносного пласта будет в высокой степени неоднородной, хотя все основные свойства пласта будут неизменными; однородной будет и кривая естественной гамма-активности (которая, как и кривая СП, характеризует главным образом глинистость породы).

При анализе причин некоторого несоответствия теоретических и практических кривых $U_{сп}$ нельзя не отметить также следующих моментов, которые, на наш взгляд, имеют подчиненное значение, но в отдельных случаях вполне могут быть доминирующими.

1. Беря в расчет количество глинистого материала для тех или иных целей, мы обычно пользуемся материалами гранулометрического анализа; согласно которому к глинистой фракции относятся частички $< 0,01$ мм. Вполне вероятно, что в эту фракцию попадает немалое количество раздробленного кварца, т. е. Р1 тем самым искусственно завышается. Работами Б. Ю. Вендельштейна [1] доказано, что основная доля адсорбции падает на наиболее высокодисперсную коллоидальную часть фракции ($< 0,01$ мм).

Рис. 7. График зависимости среднего диаметра глинистой фракции d от ее содержания в породе n (%).

Учитывая, что между содержанием в породе фракции $< 0,01$ мм и ее дисперсностью, по-видимому, существует стохастическая зависимость (об этом свидетельствует график (рис. 7), составленный А. И. Кринами [5] по данным анализа 14 образцов пород по методу центрифугирования), то средняя кривая зависимости $K_n = f(P1)$, очевидно, пойдет иначе: Р1 высокопористых пород будет ниже, а низкопористых — выше. В таком случае практические кривые должны еще более приблизиться к теоретическим, а имеющиеся расхождения между ними можно объяснить только различием в смачиваемости пород в пределах одного пласта (фобностью и фильностью).

2. Неизменность $U_{сп}$ в широком интервале изменения нефтенасыщенности (на практических кривых) может быть связана с избирательной адсорбцией катионов (а не анионов) минеральной поверхностью какой-то части породы. Эффект в этом случае будет аналогичен влиянию гидрофобности на $U_{сп}$, но тогда остается необъяс-

нимой причина совпадения теоретических и практических кривых в области высоких нефтенасыщенностей, так как составляющая потенциала $U_{сп}$ за счет преимущественной адсорбции катионов должна непрерывно возрастать по мере увеличения нефтенасыщенности; поскольку же она растет с обратным знаком, то практически нефтенасыщенность вообще при любых K_n не должна влиять на $U_{сп}$, что не соответствует действительности. Эта концепция, по-видимому, неприемлема и потому, что никем еще экспериментально не был засвидетельствован факт преимущественной адсорбции катионов в породах-коллекторах изучаемой толщи.

Выше было отмечено, что мы не придерживаемся пленочной формы нахождения остаточной воды в коллекторах (если пленка и есть в крупной поре поверх глинистой корочки, то она имеет подчиненное значение). Остаточная вода содержится главным образом в тонких каналах — капиллярах, куда не могла проникнуть нефть. Следовательно, в зависимости от количества таких капилляров в породе будет находиться и величина электропроводности, и, в немалой степени, величина $U_{сп}$ (в гидрофобизированных породах). О количестве мелких и мельчайших каналов можно получить представление по величине коэффициента сортировки породы, подсчитываемой по данным гранулометрического анализа: чем хуже отсортирована порода, тем более неоднородно в ней поровое пространство и, следовательно, тем больше объем мелких и мельчайших каналов. Чем ниже коэффициент сортировки, тем более однородно поровое пространство, тем больше крупных и средних каналов и меньше мелких и мельчайших.

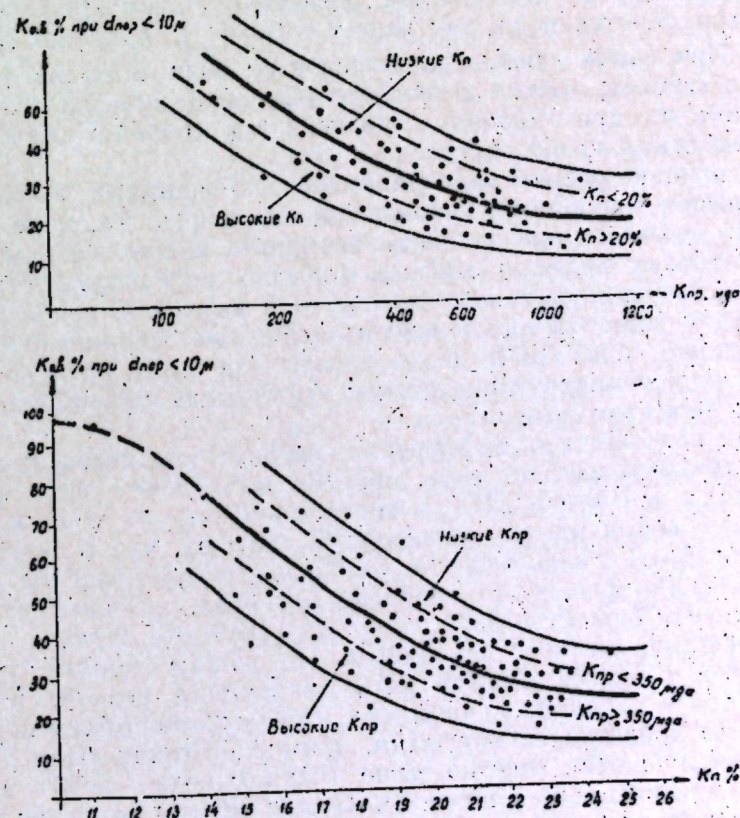


Рис. 8. Связь коллекторских свойств с объемом остаточной воды.

Однако более точную характеристику порового пространства пород можно получить, если изучать их с помощью капилляриметра. С этой целью была изучена структура порового пространства образцов пород-коллекторов по данным исследования их на капилляриметре [5]. В результате исследований выяснилось, что в объеме одного образца зерна имеются поры самых различных размеров, начиная от $d = 50-40 \mu$ до $2-3 \mu$ и менее. Мы сопоставили объем мелких пор образцов пород с их коллекторскими параметрами — K_n , $K_{пр}$ (объем мелких пор того или иного образца характеризуется количеством невытесненной, остаточной, воды в образце). На графиках (рис. 8) представлены зависимости $K_{о.в.} = f(K_n, K_{пр})$ в случае, когда остаточная вода заполняет поры с диаметром меньше 10μ . Аналогичные кривые таких зависимостей получены и для случая, когда к тонкой фракции отнесены все поры с диаметром менее 5μ . На всех графиках наблюдается связь объема тонкой фракции с коллекторскими параметрами лишь для низких и средних значений K_n и $K_{пр}$; при $K_n = 21-22\%$ и $K_{пр} = 500-600 \mu$ линии графиков выполаживаются и зависимости исчезают. Следует заметить, что разброс точек указанных зависимостей существенно уменьшается, если изучать образцы с близкими коллекторскими параметрами, например, в зависимости $K_{о.в.} = f(K_n)$ брать образцы с близкими $K_{пр}$. Фактические точки ограничены полосами сплошных линий; пунктиром обозначены полосы вероятного разброса отдельных фактических значений в пластовых условиях.

Вытеснение воды из образцов пород на капилляриметре достигается, как известно, путем постепенного повышения давления газа (либо модели нефти): чем больше давление — P , тем из более тонких каналов вытесняется вода, так как $P = f(1/d_{пор})$, согласно формуле Лапласа. При малых давлениях вытесняется вода лишь из крупных и средних каналов, тонкие каналы газ обходит (они остаются как бы закрытыми); но при большом давлении газ проходит и в тонкие каналы, вытесняя из них воду.

Такой принцип работы капилляриметра, по-видимому, весьма близко отображает природные условия, когда нефть по мере своего накопления в коллекторе начинает заполнять и вытеснять воду все из более тонких и узких каналов (обычно на куполах структур, вследствие разницы удельного веса воды и нефти). С приближением же к зеркалу воды эти тонкие каналы полностью заполняются водой, и, естественно, близ ВНК даже каналы среднего размера могут оказаться водонасыщенными, так как нефти легче мигрировать вверх по пласту через крупные каналы.

В свете положения о дифференцированном представлении порового пространства находит себе простое объяснение факт распределения воды и нефти у ВНК, в переходной зоне от воды к нефти. В настоящее время многие специалисты считают, что в переходной зоне должна быть смесь нефти с водой, и отрицают наличие четкой границы вода — нефть, а тот ядерный материал, который наглядно демонстрирует существование резкой границы — зеркала между водой и нефтью, считают случайным. По нашим данным, граница между водой и нефтью должна быть непременно резкой, в форме зеркала — это в хороших коллекторах, где основной объем порового пространства представлен крупными, обычно безглинистыми порами, целиком заполненными нефтью выше границы вода — нефть и целиком заполненными водой — ниже ее. Тонкие каналы (которые весьма хаотично размещены в породе и могут быть короткими и длинными, хорошо сообщающимися с основными крупными каналами и плохо)

на большую высоту остаются полностью водонасыщенными. Выше какой-то границы они также оказываются заполненными нефтью, и водонасыщенными остаются лишь тончайшие каналы (микрокапилляры). Такая ступенчатость в заполнении каналов нефтью и водой по вертикали обуславливает ступенчатый спад сопротивления на участке близ зеркала (рис. 9, а), или же ступенчатость оказывается слабо выраженной; тогда наблюдается непрерывный ход кривой КС (рис. 9, б). По данным С. П. Максимова, высота этой, так называемой переходной, зоны может достигать 30 м и более, т. е. охватывать весь этаж нефтеносности месторождений востока Татарии. Если в породе тонких пор содержится очень мало или они практически отсутствуют (очень хорошие коллекторы), то нефть заполняет все каналы сразу (поскольку они все крупные) и будет иметь место резкая граница, зеркало между водой и нефтью, на кривой КС в этом случае наблюдается резкий спад (так называемая переходная зона отсутствует). Если в породе содержится большой объем мелких и мельчайших каналов (обычно плохой коллектор), то максимальное вытеснение воды нефтью осуществляется лишь на большом удалении от ВНК, а кривая КС до этой границы будет растянутой. Однако нередко встречаются случаи, когда кривая КС сильно "растянута" и против хороших коллекторов: это, очевидно, соответствует пластам с большим содержанием тонких каналов (см. на рис. 8 точки выше средней линии) или же их можно охарактеризовать как породы с повышенным коэффициентом сортировки. Так, например, легко объясняется очень резкий контакт вода — нефть в песчанниках Радаевского горизонта (нижний карбон), поскольку последние очень хорошо отсортированы ($K_{сорт.} \ll 1,58$, рис. 10); но если ВНК приходится на песчанники тульского горизонта, то там кривые КС сильно растянуты, что объясняется очень слабой отсортированностью тульских песчанников ($K_{сорт.} \gg 1,58$), т. е. обилие зерен самых различных размеров привело к образованию большого количества мелких и мельчайших каналов. Следует отметить, что при испытаниях так называемой "переходной" зоны вода вместе с нефтью поступает в тех случаях, когда размер водонасыщенных каналов довольно большой, т. е. когда в них содержится наряду со связанной также и свободная вода; очевидно, это соответствует очень малому удалению от зеркала ВНК ($0,5-1-1,5 \text{ м}$ — в зависимости от коллекторских свойств, пластового давления и других факторов).

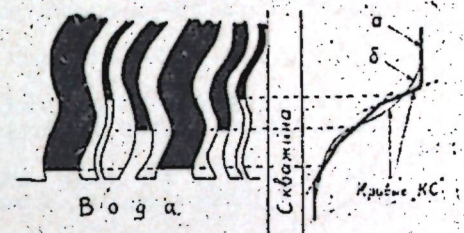


Рис. 9. Схематическое изображение распределения нефти в поровых каналах в сопоставлении с кривой сопротивления (КС).

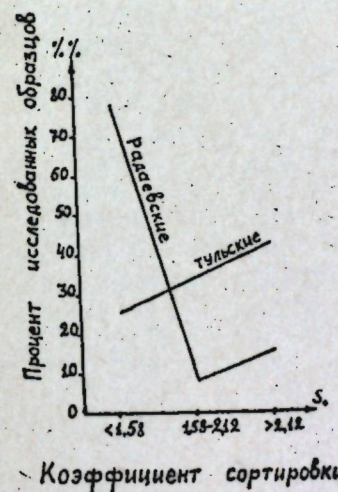


Рис. 10. Распределение пород некоторых отложений нижнего карбона по величине коэффициента отсортированности (по данным А. В. Кузнецова).

ных размеров привело к образованию большого количества мелких и мельчайших каналов. Следует отметить, что при испытаниях так называемой "переходной" зоны вода вместе с нефтью поступает в тех случаях, когда размер водонасыщенных каналов довольно большой, т. е. когда в них содержится наряду со связанной также и свободная вода; очевидно, это соответствует очень малому удалению от зеркала ВНК ($0,5-1-1,5 \text{ м}$ — в зависимости от коллекторских свойств, пластового давления и других факторов).

ЛИТЕРАТУРА

1. Вендельштейн Б. Ю. О природе диффузионно-адсорбционных потенциалов. Прикладная геофизика, № 26, 1960.

2. Глумов И. Ф., Добрынин В. М. Изучение удельного электрического сопротивления водонасыщенных пород под влиянием горного и пластового давлений. Прикладная геофизика, № 33, 1962.

3. Дахинов В. Н., Кобранова В. Н. Изучение коллекторских свойств и нефтенасыщенности продуктивных горизонтов по данным промысловой геофизики. Гостойтехиздат, 1952.

4. Касимов Р. С. К методике определения нефтенасыщенности терригенных пород девона Татарии по электрометрическим данным. Татарская нефть, № 12, 1962.

5. Крибари А. И. Нефтеносность девона востока Татарии, т. III. Гизлегпром, 1963.

6. Кусаков М. М., Мекеницкая Л. И. Исследование состояния связанной воды на моделях газовых и нефтяных коллекторов. Труды МИНХиГП, вып. 25, 1959.

7. Шапиро Д. А. Некоторые вопросы теории диффузионно-адсорбционных потенциалов в буровых скважинах. Прикладная геофизика, № 19, 1958.

Р. Ш. Харитонова

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ АППАРАТУРНЫХ γ -СПЕКТРОВ
ЕСТЕСТВЕННОГО ИЗЛУЧЕНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД ДЛЯ
РАЗДЕЛЬНОГО ОПРЕДЕЛЕНИЯ СОДЕРЖАНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ
U — Th РЯДОВ И K^{40}

Изучение энергетического состава γ -излучения горных пород значительно расширяет возможности γ -метода, так как позволяет определить количественно, с какими элементами связана естественная радиоактивность.

В данной работе излагается методика интерпретации энергетических γ -спектров с целью определения содержания в горных породах элементов ураново-ториевых рядов и изотопа K^{40} .

Изучение энергетического состава γ -излучения горных пород проводилось сцинтилляционным счетчиком на кристалле NaI(Tl) размером 30×25 и ФЭУ-29, амплитудный анализ импульсов проводился стоканальным анализатором АИ-100-1. Градуировка каналов спектрометра осуществлялась измерением γ -спектров изотопов.

На рис. 1 показаны фотографии спектров изотопов Fe^{59} , Zn^{65} , K^{40} и Co^{60} , снятых на АИ-100-1. Разрешение по линии Zn^{65} равно 17%. Стабильность работы спектрометра в течение рабочего дня (5—8 часов) вполне удовлетворительная, дрейфа канала практически не наблюдается. Снимки спектра Fe^{59} (4, 5, 6) на рис. 1 сделаны в начале и конце рабочего дня и на другой день.

Время замера спектра выбиралось таким, чтобы обеспечивалась точность порядка 20% на последних 10—20 каналах, где, как правило, самая низкая скорость счета. В среднем время замера образца в обычных горных породах с содержанием радиоактивных элементов в пределах кларковых составляет 5—10 часов.

Полученные на γ -спектрометре аппаратурные спектры отличаются от истинных за счет влияния, кроме фотоэффекта, также рассеянного комптоновского излучения и эффекта образования пар. Кроме того, естественное γ -излучение горных пород, обусловленное (в основном) элементами U — Th-рядов и K^{40} , сложно по составу. Поэтому для определения содержания радиоактивных элементов в пробе по ее γ -спектрам необходима дополнительная интерпретация, учитывающая как энергетический состав γ -излучателей в горных породах, так и аппаратурные характеристики спектрометра. Выбор опорных линий для интерпретации аппаратурных спектров пород основывается на совместном анализе спектрального состава излучения элементов ураново-ториевых рядов и K^{40} , аппаратурных спектров соответствующих эталонов и горных пород. На рис. 2 показаны аппаратурные спектры эталонов (U, Th и K^{40}) и различных типов горных

пород. Как видно из графиков, спектрометр дает удовлетворительное разрешение основных [1, 2] γ -линий излучения элементов ураново-ториевых рядов и K^{40} как в спектрах эталонов, так и в спектрах

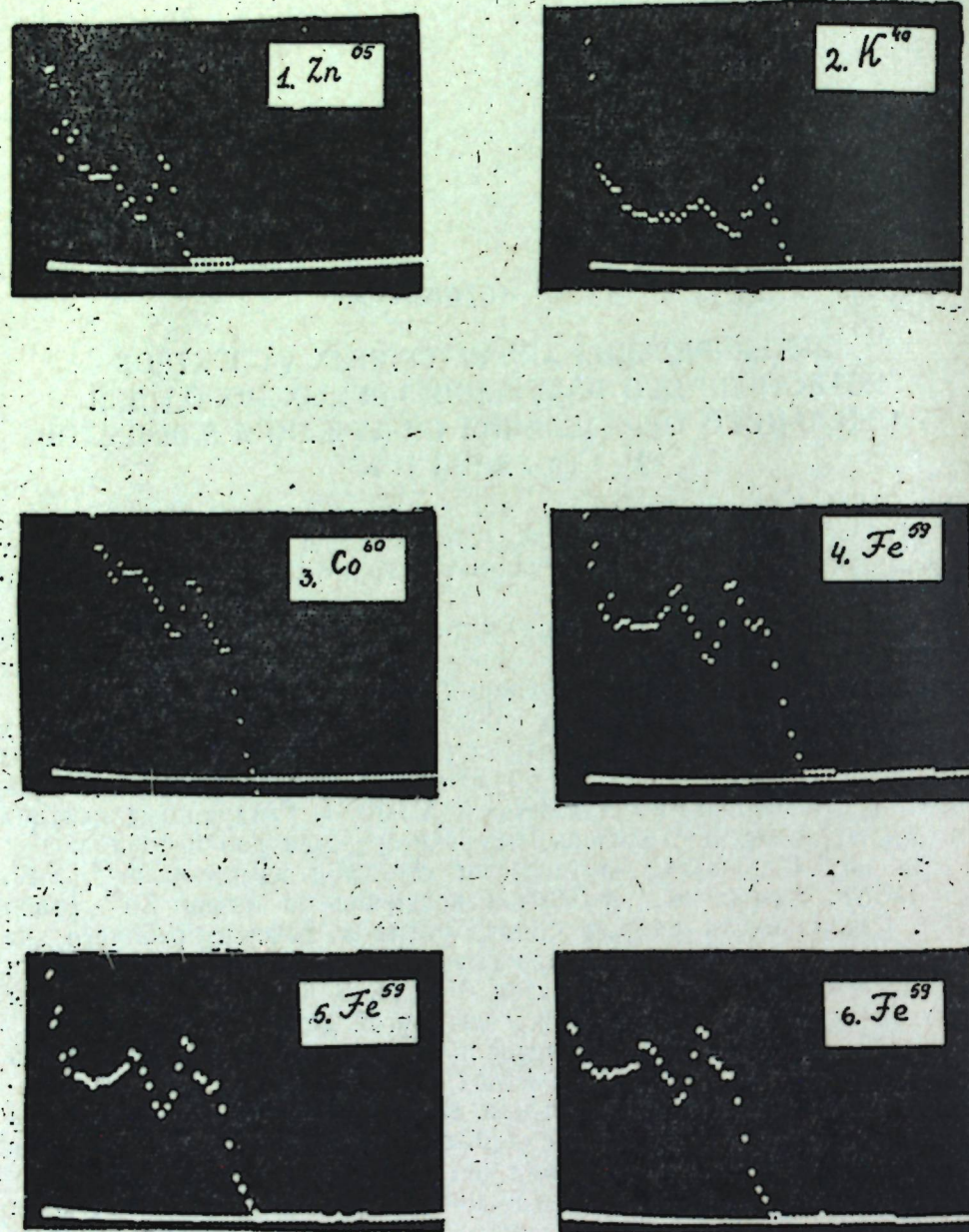


Рис. 1. Фотографии γ -спектров изотопов на АИ-100.

образцов. В результате анализа этих материалов для отдельного определения содержания U, Th и K^{40} были выбраны следующие линии: линия $M\text{Th}_2$ (0,9 мэв), линия K^{40} (1,45 мэв) и линия RaC (1,76 мэв) (при этом предполагается наличие равновесия между Th и $M\text{Th}_2$, U и RaC). Линия Th 2,26 мэв использовалась для качественной оценки состава излучения. Наличие четкого максимума в этой области однозначно подтверждает присутствие тория в пробе.

Для определения содержания радиоактивных элементов в пробе по аппаратным γ -спектрам устанавливается скорость счета импуль-

сов в участках спектра, соответствующих выбранным опорным линиям. Количество импульсов в каждом из участков спектра является результатом суммарного излучения всех элементов, и для их отдельного определения нужно учесть вклад излучения остальных элементов в основную линию данного элемента. Интенсивность излучения пробы в участках спектра, соответствующих энергиям 0,9; 1,45 и 1,76 мэв, будет равна

$$A_{0,9} = Q_U + a_1 Q_{Th} + c_1 Q_K$$

$$A_{1,45} = Q_U + a_2 Q_{Th} + c_2 Q_K$$

$$A_{1,76} = Q_U + a_3 Q_{Th}(1),$$

где A_{E_i} — активность в эквивалентах урана;

a_i, c_i — урановые эквиваленты тория и калия для энергии E_i , которые определяются для каждого спектрометра путем измерения спектров U, Th и K — эталонов.

Для определения урановых эквивалентов использовались: 1) урановый равновесный эталон содержанием 77,10-4%; 2) ториевый эталон с содержанием Th 0,155% и 3) соль KCl, расчетное содержание калия в которой равно 52,4%.

Для данного спектрометра были получены следующие урановые эквиваленты:

для энергии 0,9 мэв урановые эквиваленты по γ -лучам тория — $a_1 = 0,67$; калия — $c_1 = 0,00036$.

для энергии 1,45 мэв: $a_2 = 0,33$
 $c_2 = 0,0010$

для энергии 1,76 мэв $a_3 = 0,46$.

Рабочие формулы для определения содержания радиоактивных элементов имеют вид:

$$\begin{aligned} Q_{Th} &= 3,85 A_{0,9} - 2,11 A_{1,76} - 1,359 A_{1,45} \\ Q_U &= 1,9765 A_{1,76} - 1,785 A_{0,9} + 0,6287 A_{1,45} \\ Q_K &= 795,9 A_{1,45} - 969,9 A_{1,76} + 506,9 A_{0,9} \end{aligned} \quad (2)$$

Формулы позволяют вычислять содержания элементов U — Th рядов с точностью порядка 25% и калия с точностью 10%. Метод является менее трудоемким по сравнению с более точными химическими и радиохимическими методами. Кроме того, важным преимуществом метода является возможность применения его в скважинных условиях.

ЛИТЕРАТУРА

1. Сисигина Т. И. Спектральный состав γ -излучения элементов семейства урана и тория. Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1957, № 12.
2. Шашкин В. Л. Методы анализа естественных радиоактивных элементов. Госатомиздат, 1961.

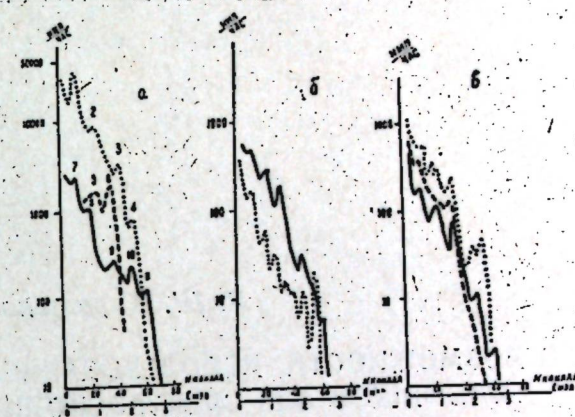


Рис. 2. Аппаратурные γ -спектры.
а — урановый эталон; — — — — — калиевый эталон; — — — — — ториевый эталон.

Максимумы соответствуют:

- 1 — 0,35 мэв (RaB); 2 — 1,12 мэв (RaC); 3 — 1,76 мэв (RaC); 4 — 2,2 мэв (RaC); 5 — 1,2 мэв — комптоновский максимум линии 1,45 мэв; 6 — 1,45 мэв (K^{40}); 7 — 0,6 мэв (ThC'); 8 — 0,9 мэв ($M\text{Th}_2$); 9 — 1,6 мэв — пик образования пары от 2,62 мэв; 10 — 2,1 мэв — комптоновский максимум от 2,6 мэв; 11 — 2,62 мэв (ThC'); — — — — — аргиллит; — песчаник; — — — — — известняк; — — — — — доломит; — гранито-гнейс.

Р. Ш. Харитонова

О ВОЗМОЖНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ЛЮМИНЕСЦЕНТНЫХ СЧЕТЧИКОВ ДЛЯ СПЕКТРОСКОПИИ ЕСТЕСТВЕННОГО γ -ИЗЛУЧЕНИЯ ПОРОД

1. В последнее время в практику радиометрических измерений начали внедрять люминесцентные счетчики, обладающие высокой эффективностью счета гамма-квантов и возможностью их энергетического анализа. Эти преимущества люминесцентных счетчиков перед разрядными, используемыми до сих пор, раскрывают более широкие возможности радиоактивным методом исследования скважин. В частности, при изучении естественной радиоактивности горных пород высокая эффективность сцинтиляционного счетчика позволяет значительно повысить точность измерения и дает возможность изучения состава естественного излучения горных пород, содержания в них U, Th, K. Распределение радиоактивных элементов в породе зависит от условий образования, химического состава пород и, очевидно, может характеризовать химический состав и возраст пород.

В данной работе рассматриваются методические вопросы измерения γ -спектров естественного излучения осадочных горных пород на лабораторной установке ЛАС. Гамма-излучение в установке регистрируется люминесцентным счетчиком с кристаллом NaI(Tl) размером 30×25 мм и фотоумножителем типа ФЭУ-29С. Энергетический анализ излучения производится одноканальным амплитудным анализатором.

2. При высоком качестве кристалла разрешение спектрометра зависит от линейности преобразования вспышки света в кристалле в импульс тока в фотоумножителе, поэтому необходимы специальные работы по подбору оптимального режима питания фотоумножителя.

Режим работы фотоумножителя зависит от величины питающего напряжения, уровня дискриминации шумов, распределения напряжения на диодах ФЭУ и др. Выпускаемые серийным производством ФЭУ-29С не стандартны по своим характеристикам, в частности по величине темнового тока. Поэтому при работе необходимо отобрать наиболее качественные фотоумножители, имеющие минимальный темновой ток при максимальном питающем напряжении. Для каждого фотоумножителя необходимо подбирать оптимальные величины питающего напряжения, уровня дискриминации и коэффициента усиления, чтобы обеспечить максимальную скорость счета радиоактивного образца при минимальной величине помех. На рис. 1 показаны для примера некоторые из изученных нами зависимостей скорости счета импульсов фона и уранового эталона (I_{ϕ} , $I_{\text{э}}$) от уровня дискриминации (v_d) и коэффициента усиления усилителя (K_y). (Мак-

симум величины $\frac{I_{\text{э}}^2}{I_{\phi}}$, отложенной на графике, характеризует наиболее благоприятные условия замера, обеспечивающие максимальную точность при наименьшем времени замера.)

При регистрации гамма-излучения амплитуда импульса тока, характеризующая энергию падающего гамма-кванта, измеряется дискриминатором в вольтах. Для того чтобы отградуировать шкалу дискриминатора в единицах энергии и оценить разрешающую способность установки, необходимо провести на спектрометре измерения изотопов с известными γ -спектрами. Желательно выбирать изотопы с одной или двумя интенсивными линиями γ -излучения, подобрав их так, чтобы в диапазоне исследуемых энергий (при изучении естественной радиоактивности — до 3 мэв) было не меньше 4—5 точек.

На рис. 2 приведены измеренные нами дифференциальные спектры изотопов Zn^{65} , Cu^{64} , Fe^{59} , K^{42} . Радиоактивные изотопы помещались в свинцовый коллиматор длиной 3,5 см и шириной 1,5 см.

Изотоп Zn^{65} имеет одну линию гамма-излучения с энергией 1,12 мэв (в спектре отмечается при уровне дискриминации 47 в). Непрерывное распределение импульсов от 0 до 35—37 в следует отнести за счет комптоновского рассеяния. В области 35—37 в отмечается край комптоновского рассеяния, положение его хорошо согласуется с расчетным. Максимум в начале шкалы, очевидно, следует отнести за счет рассеянного излучения от защиты. Эффект образования пар при этих энергиях мал.

В спектре Cu^{64} имеется также одна линия с энергией 1,34 мэв, выделяется она при $v_d = 52$ в. Линия Cu^{64} уширена за счет того, что к энергии фотоэлектронов подходит комптоновский максимум $E_k = 1,1$ мэв. На графике он слабо выделяется (рис. 2).

В спектре Fe^{59} имеются две линии с $E_{\gamma} = 1,1$ и 1,3 мэв. Максимумы их четко не разрешены. Для первой линии наблюдается четкий максимум на 49 в, а для второй — лишь небольшой излом в области 51—52 в.

В спектре K^{42} выделяется одна линия с $E = 1,51$ мэв, отмечается она максимумом в области 60 в дискриминации. На том же рисунке (2) дан градуировочный график. Цена деления дискриминатора 40 в = 1 мэв.

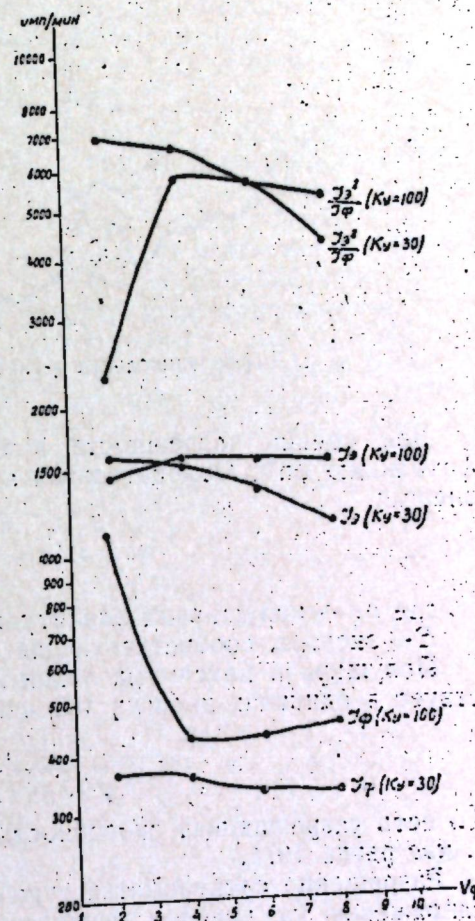


Рис. 1. Зависимость скорости счета фона (I_{ϕ}) и эталона ($I_{\text{э}}$) от уровня дискриминации при различных коэффициентах усиления (K_y).

увеличивает скорость счета. Поправка на самопоглощение достигает при этом 30% (для энергии порядка 1 мэв). Дальнейшее увеличение количества породы не дает существенного эффекта вследствие большого самопоглощения. Поправка на самопоглощение при толщине слоя породы до 1 см (200 г породы, при $\rho = 1,6 \text{ г/см}^3$) практически равна 1, при толщине слоя 5 см — 1,3. Однако при относительных

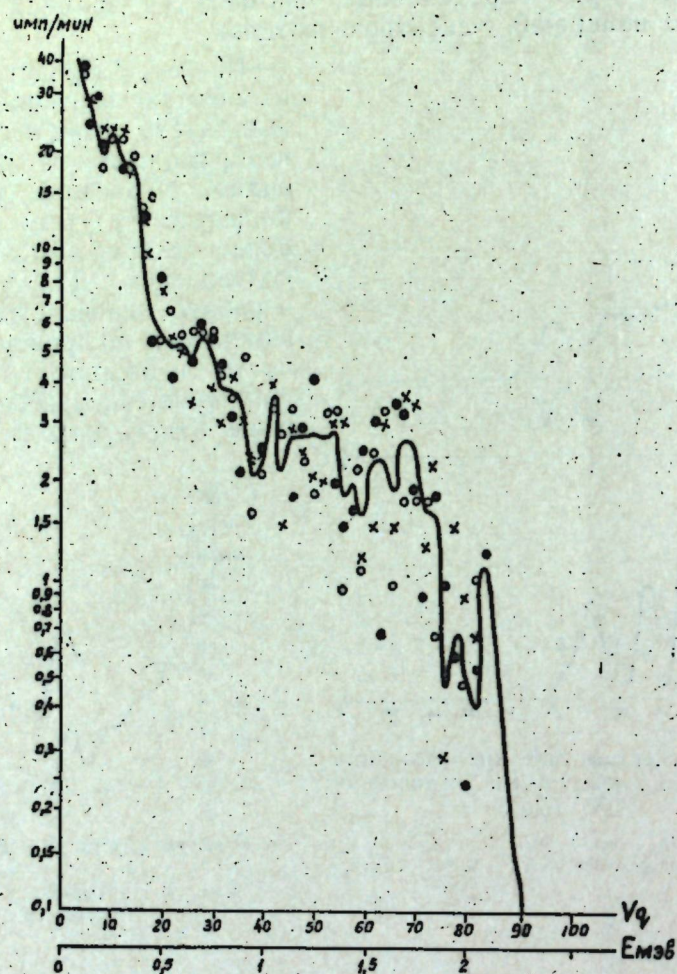


Рис. 5. Трехкратный замер γ -спектра образца № 26 из скважины № 1 Ронгинской площади.

измерениях поправку вводить не надо (при этом эталон нужно брать из расчета такой же средней плотности засыпки, как и порошка породы).

Производились измерения дифференциальных спектров через каждые 2 в дискриминации в диапазоне от 0 до 90 в.

Измерения показали, что фон по спектру в среднем остается постоянным, поэтому при измерениях спектров образцов фон измерялся для контроля и время его измерения было меньше, чем время измерения образца. Время замера на каждой отсечке дискриминатора выбиралось таким, чтобы по возможности обеспечивалась точность 10–20%. Для обеспечения более высокой точности замера и исключения случайных максимумов из спектра проводились двух-трехкратные замеры одного и того же спектра. Для примера на рис. 5 приведен трехкратный замер гамма-спектра образца песчаника и среднее

из этих замеров. Погрешность измерения для среднего спектра не превышает в основном 20%. Как видно на рис. 5, γ -спектры образцов имеют весьма сложный вид, обусловленный как сложностью состава самого γ -излучения образцов, так и особенностями сцинтиляционного счетчика. Радиоактивность горных пород в основном обусловлена элементами семейства U, Th и изотопом K^{40} . В целях поисков радиоактивных констант, характерных для пород определенного состава, возраста, местоположения и районов нефтяных месторождений, полученные гамма-спектры обрабатывались следующим образом. На спектрограмме образца выделялись линии, характерные для U, Th и K^{40} . Для этого были выбраны следующие линии: для уранового семейства $E_\gamma = 1,76 \text{ мэв}$ ($Ra C'$), для ториевого семейства $E_\gamma = 0,93 \text{ мэв}$ ($MsTh$), для изотопа K^{40} $E_\gamma = 1,45 \text{ мэв}$ ¹. В большинстве случаев эти линии выделяются в спектрограмме образца максимумом. Далее, для того чтобы можно было сравнивать между собой различные типы пород по содержанию радиоактивных компонентов, интенсивность линий в спектре образца (в имп/мин.) сравнивалась с интенсивностью соответствующих линий в спектре уранового эталона. Таким образом, количество K, U, Th в образце выражалось в относительных единицах. Имеющийся в нашем распоряжении небольшой материал (всего 8 спектров образцов) показал, что наиболее четко закономерности распределения U, Th, K в разрезе можно проследить при использовании отношений содержания K/Th, K/U; U/Th.

Такая методика обработки спектра позволяет судить о распространении и соотношении радиоактивных компонентов в различных породах, что позволяет судить об условиях образования, возрасте и типе пород.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бреннон Х. Р., Особа И. Т. Гамма-спектрометрия скважин. Сб. "Вопросы промышленной геофизики". Гостоптехиздат. 1957.
2. Кобранова В. М., Ленарская Н. Д. Определение физических свойств горных пород. Гостоптехиздат, 1957.
3. "Ядерная геофизика". Сб. под ред. Алексеева Ф. А. Гостоптехиздат. 1959.

¹ В более мягкой части спектра ($E_\gamma < 0,93 \text{ мэв}$) трудно выделить четко различающиеся линии, к тому же в этой части имеет место интенсивное рассеянное излучение. В более жесткой части спектра $E_\gamma > 1,76 \text{ мэв}$ обычно выделяют [1, 3] линии $E_\gamma = 2,2$ и $2,6 \text{ мэв}$, но в нашем спектрометре эти энергии записываются с большой погрешностью и выделение их не надежно.

Н. С. Евграфов

К ВОПРОСУ ИЗУЧЕНИЯ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ СЕВЕРНОГО КУПОЛА ТАТАРСКОГО СВОДА ПО АЭРОМАГНИТНОЙ СЪЕМКЕ

В течение последнего времени нами проводилась количественная интерпретация аномальных полей территории северного купола Татарского свода по материалам аэромагнитных съемок 1959—1961 гг. (В. Н. Зандер, П. А. Конопкин, А. Х. Рейтборд).

Анализ карт свидетельствует о довольно сложном строении региона, о наличии аномальных участков, обладающих значительным диапазоном изменения величины ΔT . Последняя варьирует от -600 гамм в пределах Казанского магнитного минимума до $+16000$ гамм в районе Пяджурского магнитного максимума. Аномалии имеют различную конфигурацию. Преобладающими формами являются линейно-вытянутые, часто асимметричные, распределение которых дает основание думать, что они обусловлены магнитоактивными массами, залегающими под некоторым углом к горизонту.

С целью изучения глубинного строения региона положительные аномалии были подвергнуты количественной интерпретации.

В настоящее время существуют многочисленные методы вычисления элементов залегания возмущающих магнитных масс. Применение различных методов расчета глубин залегания верхней кромки магнитных масс на рассматриваемой территории показало, что все они обеспечивают достаточно стабильные результаты при соблюдении определенных условий интерпретации, но характеризуются различной точностью [4]. Однако наиболее простым и удобным для практического применения, по нашему мнению, является палеточный способ Л. Я. Проводникова, позволяющий вычислять многие элементы залегания возмущающих магнитных масс (глубины, мощности и интенсивности намагничивания) [3].

По результатам количественной интерпретации аномалий была построена кривая распределения форм моделей возмущающих магнитных масс, которая дает представление о наиболее часто встречающихся в пределах рассматриваемого региона формах магнитоактивных тел (рис. 1). К числу их относятся модели 15 и 19, входящие в группу вертикальных пластов бесконечного простира-ния, ограниченных на глубину, и модель 39, относящаяся к вертикальным пластам, ограниченным на глубину и по простираанию.

Результаты интерпретации характеризуют глубины залегания верхней (h_1) и нижней (h_2) кромок возмущающих магнитных масс в пределах соответственно от 1,16 до 7,2 км и от 2,14 до 33 км.

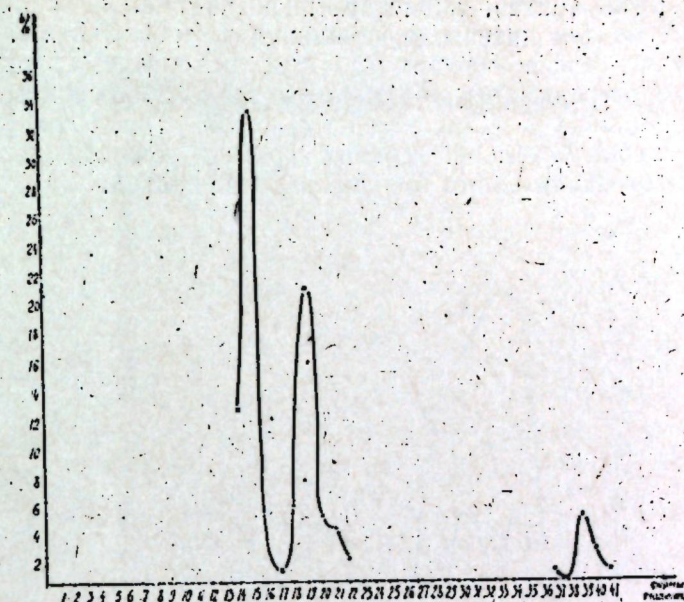


Рис. 1. Кривая распределения форм магнитных масс для северной вершины Татарского свода.

Следует отметить, что эти крайние значения глубин получены по единичным профилям. Всего проинтерпретирована 131 аномалия.

С использованием статистического метода [2] были составлены кривые распределения глубин залегания верхних и нижних кромок возмущающих магнитных масс по вертикальному разрезу земной коры исследованной площади. Вариационные кривые глубин залегания h_1 были построены для двух интервалов изменения глубин (табл. 1), кривые глубин залегания h_2 — для трех интервалов (табл. 2).

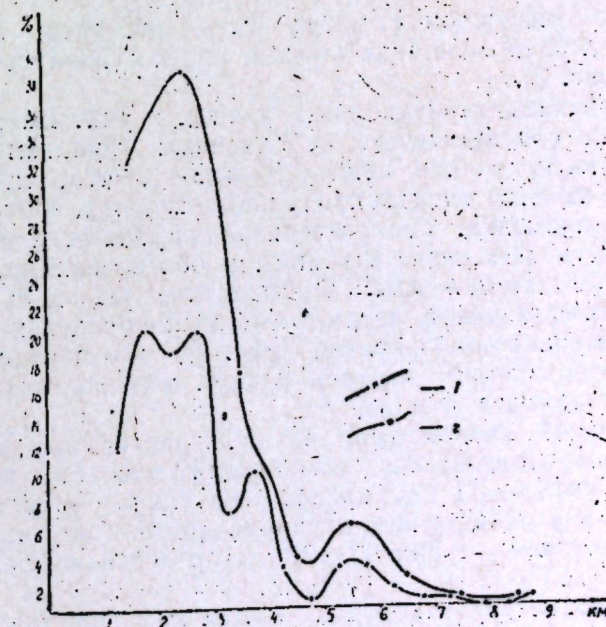


Рис. 2. Кривые распределения расчетных глубин залегания верхних кромок магнитных масс для северной вершины Татарского свода.

1 — интервал изменения глубин 0,5 км; 2 — интервал изменения глубин 1,0 км.

Вариационная кривая, представленная на рис. 2, содержит четыре максимума при интервале изменения h_1 через 0,5 км. Уменьшение числа максимумов при интервале группирования через 1,0 км, по-видимому, объясняется либо понижением влияния вкрапшихся ошибок в вычислениях h_1 , либо тем, что диапазоны изменения глубин залегания верхних кромок каждого из трех первых горизонтов значительно больше их мощностей.

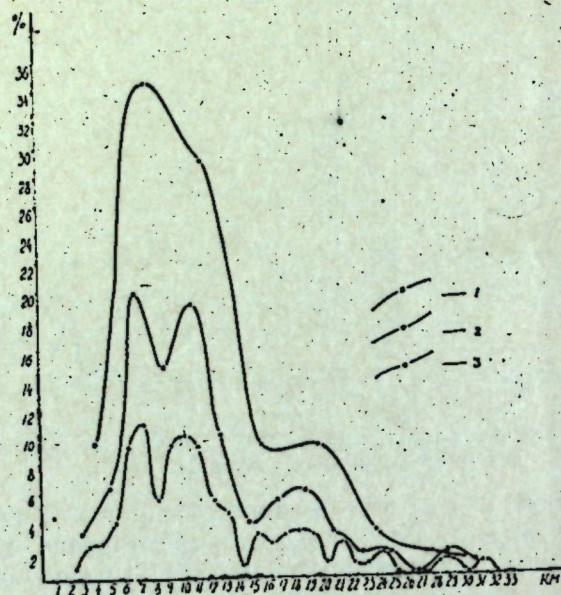


Рис. 3. Кривые распределения расчетных глубин залегания нижних кромок магнитных масс для северной вершины Татарского свода.

1 — интервал изменения глубин 1 км; 2 — интервал изменения глубин 2 км; 3 — интервал изменения глубин 4 км.

Аналогичные рассуждения могут быть применены и к кривой распределения глубин залегания нижних кромок возмущающих магнитных масс (рис. 3).

Исходя из анализа вариационных кривых и учитывая, что максимумы на них соответствуют осредненным глубинам залегания возмущающих масс, можно прийти к выводу, что, по-видимому, в земной коре имеется несколько границ разделов, обуславливающих магнитные аномалии. Геологическая природа этих границ разделов может быть объяснена глубинными образованиями, содержащими магнитные компоненты. Отсюда природа двух уверенно выделяемых границ разделов, располагающихся в пределах 1,5—3,5 км и 5—6 км на вариационной кривой (рис. 2), объясняется магнитоактивными образованиями, верхняя кромка которых находится на поверхности фундамента и ниже.

На вариационной кривой (рис. 3) наблюдается два максимума. Один из них обуславливается магнитными массами, располагающимися на глубинах 6—11 км, предположительно соответствующих поверхности базальтовой толщи. Природа другого максимума, находящегося в интервале глубин 17—21 км, представляется проблемой.

Общие представления о породах, слагающих возмущающие магнитные массы, дает кривая распределения вычисленных интенсивностей намагничивания (I_2) (рис. 4), из которой видно, что наибольшая часть пород, слагающих магнитные тела, обладает интенсивностью намагничивания приблизительно равной $100 \cdot 10^{-5} - 500 \cdot 10^{-5}$ сг см.

Величинами I_2 такого порядка характеризуются основные породы типа габбро-диабазов, габбро-норитов и др. [1].

Количество расчетных глубин для интервалов	1 км
	2 км
	4 км
	1 км
	2 км
	4 км

зале-
магни-
строе-

убинное
ып. 18,
ия воз-
еологии
залега-
ия) без
33.
ые ре-
еология

Вариационная кривая, представленная на рис. 2, содержит четыре максимума при интервале изменения I_1 через 0,5 км.

Уменьшение числа максимумов при интервале группирования через 1,0 км, по-видимому, объясняется либо понижением влияния вкрапшихся изменений гравитационных горизонтов.

Аналогично распределению магнитных масс.

Исходя из симметрии на возмущающих в земной коре магнитных масс делов может выделяемых и 5–6 км на активными о поверхности.

На вариационных кривых. Один из них, построенный на гравитационной поверхности, выделяется в магнитной.

Общие признаки магнитных масс.

часть пород, содержащих магнитные тела, обладающих намагниченностью приблизительно равной $100 \cdot 10^{-5} - 500 \cdot 10^{-5}$ сг см.

Величинами I_2 такого порядка характеризуются основные породы типа габбро-диабазов, габбро-норитов и др. [1].

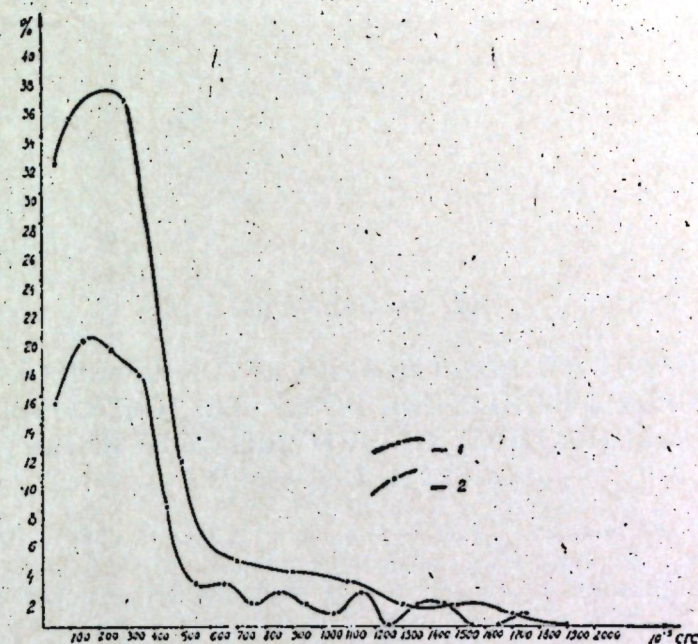


Рис. 4. Кривые распределения вычисленных интенсивностей намагничивания магнитных масс для северной вершины Татарского свода.

1 — интервал изменения интенсивностей намагничивания $100 \cdot 10^{-5}$ сг см;
2 — интервал изменения интенсивностей намагничивания $200 \cdot 10^{-5}$ сг см.

Таким образом, построения вариационных кривых глубин залегания возмущающих магнитных масс и их интенсивностей намагничивания позволяют характеризовать в общих чертах глубинное строение земной коры.

ЛИТЕРАТУРА

1. Еланский Л. Н., Бархатова З. С. и Толстова В. А. Глубинное геологическое строение Куйбышевской области. Труды КуйбышевНИИП, вып. 18, 1963.
2. Михайлов Н. Н. К вопросу о построении карт изоглубин залегания возмущающих масс по данным аэромагнитной съемки. Информ. бюлл. ин-та геологии Арктики, вып. 2, 1957.
3. Проводников Л. Я. Альбом палеток для определения элементов залегания намагниченных тел (глубины, мощности, интенсивности намагничивания) без ошибки за выбор нормального поля. Изд-во СО АН СССР, Новосибирск, 1963.
4. Степанов В. П., Евграфов Н. С., Андреев В. Б. Некоторые результаты наземных магнитометрических работ на территории Татарии. "Геология нефти и газа", № 11, 1961.

Л. Ф. Солонцов

К ВОПРОСУ О ПЕРЕСМОТРЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ СХЕМЫ ОТЛОЖЕНИЙ ПОЗДНЕГО ДОКЕМБРИЯ ЦЕНТРАЛЬНЫХ И ВОСТОЧНЫХ ОБЛАСТЕЙ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Отложения позднего докембрия на востоке Русской платформы чаще всего известны под названием ниже- и верхнебавлинской, в Рязано-Саратовском прогибе — сердобской и пачелмской и в Московской синеклизе — приозерской и валдайской серий.

Большинство исследователей считает, что нижебавлинская серия соответствует сердобской и приозерской сериям, а верхнебавлинская — пачелмской и валдайской.

Однако имеются доказательства, что валдайская серия является более молодой, чем пачелмская и верхнебавлинская (Клевцова и Солонцов, 1960, 1961).

Следует отметить, что в последние годы для сопоставления и расчленения отложений позднего докембрия (рифей, синий) стали широко использоваться методы абсолютной геохронологии (Казаков, Полевая, 1958; Полевая и др., 1960; Казаков, Полевая, 1962; Овчинников и др., 1957; Гаррис, 1960, 1961; Гаррис, Дядин, Денисенко и др., 1963). Одним из главнейших результатов проведенных исследований явилось установление огромной продолжительности позднего докембрия (около 1 млрд. лет). Тем самым была подтверждена точка зрения Н. С. Шатского (1945, 1952, 1955, 1960) о том, что рифей является не системой, а группой, по своей длительности превышающей палеозой почти в три раза.

Полученные данные позволили также установить, как отмечает Б. С. Соколов (1961), полную эквивалентность позднего докембрия понятию „протерозой“ в условиях платформенного и многоэпиклиналичного развития. Вместе с тем Б. С. Соколов (1961) справедливо указывает, что вендская серия Русской платформы, теснейшим образом связанная с нижним кембрием, должна рассматриваться как серия, начинающая новый палеозойский этап развития. Некоторые из полученных данных уже сейчас стали использоваться для определения главнейших структурных этажей.

Радиологические исследования показали одновозрастность нижебавлинской серии Урало-Поволжья и юрматинской серии западного склона Южного Урала, сердобской серии Рязано-Саратовского прогиба и южноуральской каратауской серии, рязано-саратовской пачелмской серии и ашинской серии Урала.

Все это позволило К. Р. Тимергазину в 1961 г. на втором Уфимском совещании предложить выделять в составе бавлинских отло-

жений три серии: нижебавлинскую в объеме ордобашской, калта-синской и серафимовской свит, среднебавлинскую в объеме одной леонидовской свиты и верхнебавлинскую в объеме каировской и шкаповской свит (см. корреляционную стратиграфическую схему отложений верхнего докембрия восточных районов Русской платформы).

Полученные в настоящее время данные позволяют пересмотреть существующие представления о стратиграфическом расчленении отложений позднего докембрия центральных и восточных областей Русской платформы и предложить для этих областей единую схему стратиграфии.

Отложения позднего докембрия во всех пунктах, где вскрыта их подошва, оказались залегающими с разрывом и несогласием на гранито-гнейсовых породах архея. В ряде районов они прорваны габбро-диабазами.

В основу стратиграфического расчленения отложений позднего докембрия положен принцип цикличности с учетом литолого-минералогических, радиологических и биостратиграфических данных.

Каждый из циклов (мезоциклов) начинается песчаниками и конгломератами, которые вверх по разрезу обычно сменяются либо карбонатными и терригенно-карбонатными породами, либо переслаивающимися между собой песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Отложения такого крупного седиментационного цикла, охватывающие ряд мощных толщ, объединяются под названием „серия“. Между собой серии обычно разделены стратиграфическими несогласиями. Характерной особенностью большинства додевонских серий является наличие в основании их мощных красноцветных толщ песчаников.

Часть серии, сложенная либо однородными породами, либо более или менее однообразно переслаивающимися определенными типами пород, имеющая региональную самостоятельность и отличающаяся устойчивостью своих литологических признаков на значительных расстояниях, выделяется под названием „свиты“. Свиты внутри серий связаны между собой постепенными переходами.

Отложения же, которые отвечают наиболее крупному седиментационному циклу (мегациклу) и охватывают две соседние серии позднего докембрия, сходные по своей ритмичности, объединяются под названием „комплекс“. Комплексы между собой повсеместно разделены стратиграфическими и нередко угловыми несогласиями, а в ряде случаев и проявлениями магматической деятельности.

Переходим к краткой характеристике подразделений стратиграфической схемы отложений позднего докембрия рассматриваемой территории. Наиболее крупными стратиграфическими подразделениями этих отложений являются юрматинский (нижебавлинский), каратауский (среднебавлинский), ашинский (верхнебавлинский) и вендский комплексы.

Названия юрматинского, каратауского и ашинского комплексов даны по наименованию аналогичных образований (серий) западного склона Южного Урала, где отложения этих комплексов лучше всего представлены (Горяинова, Дорофеев, Наливкин и др., 1931; Келлер, 1952). Название „вендский комплекс“ предложено в 1951 г. Б. С. Соколовым по имени древнейшего славянского племени „венды“ (Соколов, 1952; Соколов, 1953).

Названия серий и свит в пределах комплексов даны по наименованию населенных пунктов и рек, где соответствующие отложения впервые вскрыты и наиболее типично представлены. При этом, в соответствии с правилами приоритета, уже существующие названия отдельных стратиграфических подразделений позднего докембрия сохраняются.

Таблица 1

СХЕМА СОПОСТАВЛЕНИЯ РАЗРЕЗОВ ОТЛОЖЕНИЙ ПОЗДНЕГО
ДОКЕМБРИЯ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ЗАПАДНОГО СКЛОНА
ЮЖНОГО УРАЛА

Группа	Комплекс	Русская платформа			Группа	Комплекс	Южный Урал			
		серия	свита	абсолют- ный возраст (в млн. лет)			серия	свита		
Поздний докембрий	Палеозойская	Вендский	Валдайская	Боевская	Поздний докембрий	Палеозойская				
				Поваровская						
				Редкинская						
		Перерыв и размыв								
		Волын- ская		Бабинская						
	Горбашевская									
	Перерыв и размыв								Возможно Криволукская серия	
	Ашинский	Шклов- ская		Карлинская		Ашинский	Вальчи- ная		Зиганская	
				Салиховская					Куккараукская	
		Перерыв и размыв							?	
		Каировская		Старо-Петровская			Кибиз- ская			Басинская
				Байкибашевская					Урюкская	
	Перерыв и размыв							Перерыв и размыв		
	Рифейская	Каратауский	Сердобская			Пересыпкинская	Рифейская	Инзер- ская		Миньярская
						Иргизская				Инзерская
		Шахтау- ская		?	Бирян- ская				Катавская	
				Шиханская				Зильмердакская		
		Перерыв и размыв							Перерыв и размыв	
	Юрматинский	Фрун- зенская			Малокамышская	Юрматинский	Калашни- ковская		Авзянская	
					Боровская				Зигазино-Комаровская	
		Перерыв и размыв								Зигальгинская
		Петрозав- одская							Перерыв и размыв	
					Шокининская					
				Каменцоборская						

Следует отметить, что разрезы позднего докембрия в различных районах далеко не полные. Местами во время перерывов были уничтожены отложения одного или даже нескольких предыдущих циклов. Вследствие этой причины в некоторых районах отмечается наложение одной базальной свиты на другую.

1. Юрматинский (нижебавлинский) комплекс

В настоящей работе к нижебавлинскому (юрматинскому) комплексу отнесена фрунзенская серия и более древняя петрозаводская серия (см. табл. 1).

Петрозаводская и фрунзенская серии соответствуют двум циклам седиментации.

Петрозаводская серия представлена одной толщей песчаных пород. В основании фрунзенской серии залегает толща песчаников, вверх по разрезу постепенно переходящая в глинисто-песчаные или карбонатные отложения.

Взаимоотношения этих серий пока остаются не совсем ясными. Петрозаводская серия залегает в пределах Волго-Камского щита непосредственно на породах кристаллического фундамента и отличается значительным метаморфизмом. Фрунзенская серия развита в депрессиях, окружающих Волго-Камский щит, и характеризуется слабым метаморфизмом. Подошва ее в наиболее погруженных частях депрессии до сих пор бурением не вскрыта.

Судя по условиям залегания и степени метаморфизма, петрозаводская серия является наиболее древней серией юрматинского комплекса и отделена перерывом от фрунзенской серии. Этот вывод подтверждается также и тем фактом, что базальная толща фрунзенской серии содержит обломки кварцитовидных пород, сходных с образованиями петрозаводской серии (Дистанов и Солонцов, 1955). Нижняя граница фрунзенской серии (орьбашской свиты), по данным Г. А. Казакова и Н. И. Полевой (1962), имеет возраст около 1400 млн. лет. Петрозаводская серия (иотинские образования Карелии) имеет возраст 1500 млн. лет (Полканов, 1955; Полканов, Герлинг, 1960).

Петрозаводская серия. Впервые отложения петрозаводской серии наиболее подробно описаны и расчленены В. М. Тимофеевым (1935) в 1935 г. в Прионежье под названием иотинской формации. В составе последней им были выделены две свиты: нижняя, каменноборская (серые кварцито-песчаники), и верхняя, шокшинская (красные кварцито-песчаники).

Название "петрозаводская серия" происходит от г. Петрозаводска (Зоричева, 1963).

Позднее изучением образований петрозаводской серии Прионежья специально занимались И. Д. Тимченко (1950), Л. Д. Галдобина (1958), К. О. Кратц (1960), Н. С. Иголкина (1961, 1963) и И. Л. Симанович (1964). На рассматриваемой территории лучший разрез петрозаводской серии известен в пределах Токмовского свода, в рай-юлово-ишимской свиты. Свита выполняет здесь относительно небольшую (около 1000 км²), но довольно глубокую впадину в рельефе кристаллического ложа.

Представлена она кварцитовидными песчаниками с кварцевым и серицитовым цементом и кварцитами красновато-бурой и отчасти зеленовато-серой окраски различной интенсивности, литологически сходными с шокшинскими кварцито-песчаниками Прионежья. Среди

песчаников и кварцитов отмечаются пропластки серицито-кремнистых и редко серицито-хлоритово-кремнистых сланцев. Местами породы пересечены кварцевыми прожилками. В некоторых пластах наблюдается повышенная хлоритизация.

Кластический материал как песчаников, так и кремнисто-глинистых сланцев представлен преимущественно кварцем. Кроме того, постоянно присутствуют и полевые шпаты (плагноклазы, редко калиевые полевые шпаты) и акцессорные минералы (апатит, сфен, циркон, гранат, турмалин, силлиманит и магнетит).

В последнее время аналоги шокшинских кварцитовидных песчаников и кварцитов обнаружены в пределах Сарайлинского прогиба на Елабужской и Первомайской площадях (Шевцов, Егоров, 1962). Залегают они здесь под отложениями среднего девона на гранито-гнейсах архея и представлены зеленовато-серыми и красновато-коричневыми кварцитами мощностью до 27 м.

Аналогичные розовые кварциты под отложениями так называемой „казанлинской свиты“ нижнего девона (Солонцов, 1959, 1961) известны еще в районе Елшанки (Саратовская область).

Фрунзенская серия. Впервые в современном понимании отложения этой серии установлены в Удмуртии, где они описывались под названием красноцветных песчаников и доломитов (решение Всесоюзного совещания по выработке общей унифицированной схемы стратиграфии девонских и додевонских отложений Русской платформы и западного склона Урала, состоявшегося во ВНИГРИ 26 февраля — 3 марта 1951 г.).

К. Р. Тимергазин в 1956 г. (Тимергазин, Чибрикова, Олли, 1956) объединил эти отложения под названием калтасинской свиты. Название дано по Калтасинской площади, где скважинами № 1 и № 3 были вскрыты лишь розовые и светло-серые доломиты мощностью от 1 до 20 м. С тех пор на Калтасинской площади не было пробурено ни одной более глубокой буровой скважины, которая бы полностью вскрыла доломитовую толщу и вошла в подстилающие их красноцветные песчаники.

Таким образом, Калтасинский разрез калтасинских отложений не может быть принят за эталонный, так как не обладает ни приоритетом, ни надлежащей полнотой.

Тем более, что в 1959 г. К. Р. Тимергазин изменил свои представления об объеме калтасинской свиты. В разрезе скважин надеждинской № 27 и орьбашской № 18 он отнес к калтасинской свите толщу терригенно-карбонатных пород мощностью 261—345 м, залегающую на сиреневых и розовых доломитах со вскрытой мощностью в 45 м. Эти доломиты он выделил в орьбашскую свиту, отнес также к ней еще не вскрытые к тому времени более древние терригенные породы. В действительности орьбашские доломиты тождественны доломитам, вскрытым калтасинскими скважинами № 1 и № 3. Толща же терригенно-карбонатных пород (в действительности карбонатно-терригенных), перекрывающая в разрезах скважин орьбашской № 18 и надеждинской № 27 орьбашские (в действительности калтасинские) доломиты, в 1959 г. Л. Ф. Солонцовым была выделена в надеждинскую свиту.

Поскольку орьбашские и калтасинские свиты К. Р. Тимергазина связаны между собой постепенными переходами, в настоящей работе они объединяются под названием фрунзенской серии. Название дано по д. Фрунзе, где впервые на Русской платформе под мощной толщей карбонатных и терригенно-карбонатных пород позднего докембрия были вскрыты подстилающие их красноцветные песчаники.

Данная серия в пределах Поволжья широко развита.

Она установлена во всех депрессиях, окружающих Волго-Камский щит. Наиболее полное строение она имеет в пределах Верхне-Камской впадины, Бирского прогиба и юго-восточного погружения платформы. Здесь в составе вскрытой ее части выделяются боровская и малокамышская свиты.

В пределах Радаевско-Абдулинской впадины, Рязано-Саратовского прогиба, Московской синеклизы, Кажимской впадины, Алькеевского и Кокарского грабенов сохранилась от размыва лишь базальная свита этой серии.

Боровская свита. Название дано по д. Боровка Куйбышевской области; по предложению С. Г. Саркисяна и Г. И. Теодоровича (Саркисян и Теодорович, 1955; Соколов 1956, 1958; Солонцов, 1959, 1960; Солонцов, Троепольский, Эллен, 1960), где впервые на большую мощность (716 м) были вскрыты отложения этой свиты.

В пределах Рязано-Саратовского прогиба аналог боровской свиты известен под названием каверинской свиты (Шатский, 1955, 1960; Солонцов, 1959, 1960; Солонцов, Троепольский, Эллен, 1960). В зонах выклинивания древних толщ боровская свита залегает непосредственно на породах кристаллического фундамента (Алькеево, Зубова Поляна, Байтуган, Серафимовка).

Представлена она преимущественно песчаниками частью мелко- и среднезернистыми, частью разномасштабными, плохо отсортированными, кварцевыми и полевошпатово-кварцевыми красновато-коричневой, розовой, светло-серой, отчасти фиолетово-коричневой и зеленовато-серой окраски, с глинисто-каолинистым, кварцевым регенерационным и реже карбонатным цементом, местами с гравием и галькой кварца, полевых шпатов, кварцитов и кристаллических пород, с прослоями аргиллитов и алевролитов. В некоторых разрезах среди песчаников наблюдаются пачки гравелитов и конгломератов. Полевые шпаты представлены преимущественно микроклином, реже плагноклазом. В тяжелой фракции господствуют черные рудные, представленные главным образом ильменитом, а также циркон и турмалин, местами анатаз и слюды (биотит и мусковит).

При отсутствии в разрезе вышележащих толщ саузбашевской серии в верхней части боровской (каверинской) свиты местами (Каверино) залегают глинистые породы, богатые гидрогетитом и гидрогематитом. Эти породы, очевидно, представляют собой древнюю кору выветривания.

В пределах Верхне-Камской впадины (Варзи-Ятчи) в боровской свите встречены порфиры. В отложениях боровской свиты, вскрытой Варзи-Ятчинской скважиной № 7 (гг. 1834—1932 м), Е. Д. Шелевой (1962) обнаружены как крупные споры, имеющие гладкую поверхность, так и мелкие споры с пенистой скульптурой оболочек.

Вскрытая мощность свиты достигает 900 м в Радаевско-Абдулинской впадине (Сосновка), 818 м — в Рязано-Саратовском прогибе (Каверино), 577 м — в Кажимской впадине и 650 м — в Кокарском грабене.

Малокамышская свита. Название дано по д. Малокамыш, около которой скважина № 15 впервые в Башкирии прошла по свите 53 м.

Свита складывается в основном доломитами афанитовыми, микрозернистыми и мелкозернистыми, иногда разномасштабными, передко биоморфными, частью окаменелыми, обычно тонкослоистыми, иногда массивными, розовой, светло-серой, серой, темно-серой, зеленовато-серой и красно-бурой окраски. Доломиты представлены как довольно чистыми разностями, так и глинисто-алевроитовыми, в отдельных прослоях они обогащены и песчаным материалом. Среди доломитов отмечаются прослои темно-серых и красновато-коричневых аргил-

литов и полевошпатово-кварцевых алевролитов и песчаников с карбонатным цементом. Редко среди доломитов отмечаются прослои пелитоморфных и мелкозернистых известняков. В ряде разрезов (Орьебаш, Чекмагуш, Саузбашево) свита прорывается габбро-диабазам.

Из органических остатков в свите встречаются споры растений, водоросли строматолиты, онколиты и катаграфии, а также органические остатки, напоминающие примитивных фораминифер.

Абсолютный возраст глауконитов свиты, по данным Г. А. Казакова и Н. И. Полевой (1962), составляет 1290 млн. лет (Серафимовка, скв. 119, гл. 2898—2891). Абсолютный возраст габбро-диабазов, секущих эту свиту в районе д. Орьебаш (скв. 14) и д. Чекмагуш (скв. 5), определен соответственно в 1115 и 1110 млн. лет (Гаррис, Дядин и Закирова, 1961).

Максимальная вскрытая мощность свиты достигает 2000 м (Орьебаш, скв. 82).

2. Каратауский (среднебавлинский) комплекс

Из состава каратауского комплекса, как это принимается большинством исследователей в настоящее время, в соответствии с представлениями Н. С. Шатского (1955, 1960), исключена древнейшая красноцветная толща песчаников Рязано-Саратовского прогиба (каверинская серия), но зато на основании радиологических и литологических данных в состав комплекса введены более молодые отложения, обычно известные под названием „серафимовской“ и „леонидовской“ свит.

В таком составе в каратауском комплексе отражены два цикла седиментации, каждый из которых начинается терригенными породами, вверх по разрезу сменяющимися карбонатными. В соответствии с этим в отложениях каратауского комплекса выделяются шахтауская и сердобская серии.

Взаимоотношение этих двух серий между собой остается пока неясным, поскольку в одних районах сохранилась от размыва сердобская серия, в других — шахтауская. Разновозрастность этих серий доказывается данными их абсолютного возраста по калий-аргоновому методу. Возраст базальной толщи шахтауской-серии по глаукониту, по данным М. А. Гаррис (Гаррис, 1961; Гаррис, Дядин, Денисенко, Лозовая, Попов, Соловьев, 1963), Н. И. Полевой и Г. А. Казакова (1962), около 1 млрд. лет. В соответствии с этим возраст низов каратауского комплекса указанными авторами определен в 1000—1100 млн. лет.

Базальная же глауконитовая толща сердобской серии имеет цифры абсолютного возраста 732—752 (Сердобск) и 898 (Пугачев) млн. лет (Полевая, Казаков, 1962).

Разновозрастность этих серий подтверждается также их различием и по литологическим особенностям. Базальная толща шахтауской серии является преимущественно красноцветной и содержит незначительное количество глауконита. Базальная же свита сердобской серии имеет преимущественно зеленовато-серую окраску и переполнена глауконитом. Карбонатная толща шахтауской серии не содержит обычно онколитов, катаграфий и включений кремня, характерных для карбонатной свиты сердобской серии.

Шахтауская серия. Названа по останцово-возвышенности Предуральского прогиба — г. Шахтау, вблизи которой скважиной № 5 к настоящему времени вскрыт лучший ее разрез.

Ранее отложения этой серии здесь описывались под названием серафимовской свиты (корреляционная стратиграфическая схема отложений верхнего докембрия восточных районов Русской платформы), в которой выделялась песчанниковая толща со вскрытой мощностью 508 м (нижнесерафимовская подсвита) и перекрывающая ее карбонатная толща мощностью 360 м (верхнесерафимовская подсвита).

В Туймазинском районе образования шахтауской серии до последнего времени описывались под названием леонидовской (толща кварцевых песчаников) и серафимовской свит (Тимергазин, 1959; Иванова, Клевцова, Веселовская, 1959; Солонцов, 1959, 1960). При этом К. Р. Тимергазин в составе серафимовской свиты Туймазинского района также выделил песчанниковую толщу и перекрывающую ее карбонатно-терригенную (Тимергазин, Чибрикова, Олли, 1956; Тимергазин, 1959). Однако, как показывает фактический материал по Туймазинскому району, „серафимовская“ и „леонидовская“ свиты как две самостоятельные в природе не существуют. Там, где К. Р. Тимергазиным и другими авторами выделяется „серафимовская серия“ (Серафимовка, скв. 15 и 377; Леонидовка, скв. 495; Копей-Кубово, скв. 1 и 3), обычно нет леонидовской свиты. Там, где принято выделять „леонидовскую свиту“ (Серафимовка, скв. 16 и 30; Балтаево, скв. 6 и другие), „серафимовская свита“ оказалась почему-то не вскрытой. Лишь в разрезах серафимовских скважин № 65 и № 119 К. Р. Тимергазиным (1959) выделены так называемые „серафимовская“ и „леонидовская“ свиты.

В действительности же серафимовско-леонидовские отложения в разрезах этих скважин представлены одной мощной толщей (473—665 м) как кварцевых, так и полевошпатово-кварцевых песчаников, содержащих пласты красновато-коричневых аргиллитов, почти лишенных прослоев карбонатных пород.

Таким образом, данные литологии не позволяют приравнивать предуральскую шахтаускую серию, имеющую отчетливо выраженное двучленное строение, не только к одной „серафимовской свите“ Туймазинского района, но и к вместе взятым „серафимовской“ и „леонидовской“ свитам. Все это и позволило отложения так называемой „серафимовской свиты“ Предуральского прогиба выделить в самостоятельную шахтаускую серию.

В соответствии с изложенным в составе шахтауской серии выделяются соловьевкинская и шиханская свиты.

В пределах же Верхнекамской впадины и западной части Бирского прогиба сохранилась от размыва лишь базальная песчанниковая толща шахтауской серии, и то не во всех разрезах.

Соловьевкинская свита названа по д. Соловьевка Башкирской АССР, около которой в разрезе Серафимовской скважины № 65 удалось установить ее точное стратиграфическое положение и строение. Как уже указывалось, ранее эта свита описывалась здесь под названием серафимовской и леонидовской свит. Соловьевкинская свита обычно залегает с размывом на различных толщах юрматинского комплекса. Иногда она налегает прямо на архейский фундамент.

Свита складывается преимущественно мелко- и среднезернистыми, реже средне- и крупнозернистыми, редко разнозернистыми, гравийными, обычно неяснослоистыми, преимущественно кварцевыми, реже полевошпатово-кварцевыми песчаниками розовой, красновато-коричневой, сиреневой, иногда светло-серой окраски, с глинистым, кварцевым регенерационным, железистым и доломитовым цементом.

Среди песчаников отмечаются пласты красновато-коричневых и реже зеленовато-серых неясносланых, иногда тонкослоистых алевроитовых аргиллитов и глинистых алевролитов и редко сантиметровые прослои доломитовых мергелей. Аргиллиты и алевролиты часто содержат крупнопесчаные и гравийные зерна кварца и калиевых полевых шпатов.

В районе Старо-Петрово (скв. 5) свита прорвана габбро-диабазом. Возможно, к соловьевкинской свите следует относить низы глауконитовой толщи сердобской серии каверинской скважины № 1 (гл. 1597—1609), имеющие абсолютный возраст 943 млн. лет.

Максимальная достоверная мощность свиты составляет 665 м (Серафимовка). В районе Бавлов сохранившаяся от размыва часть свиты имеет мощность 238—285 м, а в районе Зуры лишь 7 м. Шиханской скважиной № 5 по ней пройдено 492 м. Видимо, по этой свите прошла 1000 м и шкаповская скважина № 740.

Шиханская свита. Название шиханской свиты дано Л. Ф. Солонцовым (1960) по шиханской скважине № 5, в разрезе которой свита лучше всего представлена.

В этом разрезе она складывается в основном микро-тонкозернистыми известняками и доломитами от пелитоморфной до мелкозернистой структуры. В нижней части (около 138 м) известняки и доломиты преимущественно пестроокрашенные (коричневые, серые), более глинистые, с довольно частыми прослоями красновато-коричневых и серых аргиллитов.

В верхней части (около 216 м) известняки и доломиты серые и темно-серые, изредка коричневые, с редкими прослоями темно-серых и красновато-коричневых аргиллитов.

Сердобская серия в современном понимании выделена Н. С. Шатским (1955) из состава сердобского комплекса И. Е. Постниковой (1953, 1955). Пока установлена в Рязано-Саратовском прогибе. В других частях описываемой территории она неизвестна.

Серия отчетливо подразделяется на иргизскую и пересыпкинскую свиты.

Иргизская свита. Впервые в качестве самостоятельного стратиграфического подразделения описана И. Е. Постниковой (1953) в составе сердобского комплекса под названием толщи глауконитовых песчаников. Название свиты дано по р. Б. Иргиз, в 2 км от которой Пугачевской скважиной № 10 вскрыт лучший разрез свиты.

Представлена полевошпатово-кварцевыми глауконитовыми алевролитами и мелкозернистыми песчаниками зеленовато-серой и зеленовато-бурой окраски и темно-серыми тонкослоистыми аргиллитами с древнейшим, по определению С. Н. Наумовой (Постникова, 1955), комплексом спор. Абсолютный возраст свиты 898 млн. лет (Казаков, Полевая, 1962).

Свита лежит трансгрессивно то на более древней каверинской серии юрматинского комплекса (Сердобск и, видимо, Пугачев), то прямо на архейском фундаменте (Ворона, Веденяпино).

Общая мощность 40—45 м, в районе Пугачева она достигает 130 м.

Иргизская свита вверх по разрезу постепенно переходит в пересыпкинскую свиту.

Пересыпкинская свита. Впервые в современном понимании выделена И. Е. Постниковой (1953, 1955) в составе сердобского комплекса под названием толщи доломитов и толщи мергелей, мелкозернистых песчаников и аргиллитов. Название свиты дано в 1962 г. по предложению Л. Ф. Солонцова на III Уфимском совещании по выработке корреляционной стратиграфической схемы отложений верхнего докембрия восточных районов Русской платформы.

Мощность свиты до 170 м.

3. Ашинский (верхнебавлинский) комплекс

Верхнебавлинский (ашинский) комплекс является одним из наиболее распространенных в позднем докембрии. Он трансгрессивно налегает либо на различные толщи то каратауского, то юрматинского комплекса, либо непосредственно на архейские породы.

В составе верхнебавлинского комплекса отмечается двукратное чередование песчаниковых толщ с толщами переслаивания, состоящими в основном из аргиллитов и алевролитов. В соответствии с этим отложения данного комплекса подразделяются на каировскую и шкаповскую серии.

В пределах Рязано-Саратовского прогиба аналог верхнебавлинского комплекса известен под названием пачелмского комплекса. Последний здесь также подразделяется на две серии: нижнепачелмскую и верхнепачелмскую (Шатский, 1955).

Определения абсолютного возраста по глауконитам из нижней части ашинского (пачелмского) комплекса из разных мест дали несколько различные цифры: в одних районах (Сердобск, Липяги) они оказались равными 598—600 млн. лет, в других (Пугачев, Зубова Поляна) — 726—770 млн. лет (Гаррис, Дядин, Закирова, 1960; Казаков и Полевая, 1962; Гаррис, Дядин, Денисенко и др., 1963). Очевидно, более правильными являются последние цифры, поскольку эффузивные породы более молодой волинской свиты вендского комплекса Украины (изяславская свита) имеют возраст 560—605 млн. лет (Семененко, Ладыженский, Котловская, Ветштейн, 1963).

Наибольшим развитием в пределах рассматриваемой территории пользуется каировская свита и значительно меньшим — шкаповская серия.

Каировская серия. Название дано К. Р. Тимергазиным в 1959 г. по д. Каирово, где серия (свита по К. Р. Тимергазину) наиболее типично представлена. Здесь в ее составе хорошо выделяются байкибашевская (конгломератово-песчаниковая толща) и старо-петровская (нижняя толща переслаивания) свиты.

Байкибашевская свита. Наименование свиты дано в 1956 г. Ф. С. Куликовым по д. Байкибашево, где известен лучший ее разрез.

В сложении свиты принимают участие зеленовато-серые, реже розовато-серые неравномернозернистые, нередко гравийные песчаники и неравномернозернистые алевролиты полевошпатово-кварцевого состава, содержащие подчиненные прослои темно-серых аргиллитов. Цемент песчаников и алевролитов глинистый, карбонатный и реже кварцевый регенерационный. Все породы свиты нередко содержат мелкую гальку яшмовидных пород, кварцево-полевошпатовых и кварцевых песчаников, алевролитов и микропегматитов.

Максимальная мощность свиты до 86 м.

Старо-петровская свита. Название дано Л. Ф. Солонцовым в 1955 г. (Солонцов, 1960) по д. Старо-Петрово, где свита четко устанавливается в разрезе. В Рязано-Саратовском прогибе аналог этой свиты известен под названием веденяпинской свиты (Клевцова и Солонцов, 1960, 1961).

В сложении свиты принимают участие переслаивающиеся между собой темно-серые и темно-зеленые гидрослюдистые аргиллиты и зеленовато-серые кварцево-полевошпатовые и полевошпатово-кварцевые алевролиты и песчаники с глинистым, карбонатным и редко глауконитовым цементом.

В наиболее полных разрезах (Киенгоп, Зура, Уржумово, Караидель, Каирово, Тастуба, Охлебинино, Северокамск, Бородулино) в средней части свиты прослеживается пачка зеленовато-серых и шоколадно-коричневых аргиллитов мощностью до 50—60 м.

В некоторых районах (Кудымкар, Бородулино и др.) среди глинисто-алевроитовых пород на различных стратиграфических уровнях отмечаются миллиметровые и сантиметровые прослойки пепловых туфов и глинистых туффитов (Лагутенкова, 1963; Горбунова, 1963). В районе Пачелмы в верхней части каировской (нижнепачелмской) серии отмечена каолинизация пород (Пистрак, 1953).

Шкаповская серия. Название шкаповской серии дано К. Р. Тимергазиным по д. Шкапово, около которой эта серия (свита по К. Р. Тимергазину) четко подразделяется на песчаниковую толщу (салиховская свита) и толщу переслаивания (карлинская свита).

Салиховская свита. В современном понимании свита впервые выделена К. Р. Тимергазиным в 1948 г. под названием „толщи красноцветных аркозовых песчаников“. Название салиховская свита дано им же в 1951 г. (Тимергазин, 1952) по д. Салихово (Предуральский прогиб), где по свите было пройдено около 200 м.

Салиховская свита, так же как и воронская, залегает на различных пачках старо-петровской (веденяпинской) свиты, а местами (Туймазы, Ардатовка, Субхангулово, Ивановка) непосредственно на породах архея. Свита представлена зеленовато-серыми, фиолетово-коричневыми, коричневыми мелко- и среднезернистыми, реже неравномернозернистыми глинисто-алевроитовыми кварцево-полевошпатовыми песчаниками, содержащими прослойки аргиллитов и алевролитов. Во многих разрезах аргиллиты и глинистые алевролиты пользуются преимущественным развитием в средней части свиты.

В разрезе Бородулинской опорной скважины среди глинисто-алевроитовых пород салиховской свиты отмечены миллиметровые прослойки вулканических туфов. В пределах Рязано-Саратовского прогиба (Мосолово) также отмечаются прослойки туфогенных алевроитовых песчаников и алевролитов.

В пределах Рязано-Саратовского прогиба свита обычно имеет мощность 250—300 м. На востоке платформы мощность колеблется от 120 до 280 м.

Карлинская свита выделена К. Р. Тимергазиным в 1948 г. (Микрюков и Тимергазин, 1948) под названием „толщи зеленовато-серых полимиктовых песчано-алевроитовых пород“. Название карлинская свита дано им же (Тимергазин, 1952) в 1951 г. по д. Карлы, где по свите было пройдено около 500 м.

В зависимости от соотношения аргиллитов и алевролитов в карлинской свите в наиболее полных разрезах выделяются четыре пачки.

Максимальная мощность свиты 656 м.

4. Вендский комплекс

Вендский комплекс объединяет волынскую и валдайскую серии. В пределах рассматриваемой территории он пользуется развитием в северо-западной зоне Рязано-Саратовского прогиба и в Московской синеклизе. В других местах Урало-Поволжья вендский комплекс неизвестен.

Волынская серия в современном понимании выделена А. С. Махначом (1956, 1958) под названием пачки крупно- и разнозернистых песчаников, эффузивной и туфогенно-осадочной толщи южной и центральной Белоруссии и Е. П. Брунс (1957) как волынский эффузивно-осадочный комплекс.

Серия залегает то на красноозерской (Морсово), то на воронской (Зубова Поляна, Каверино, Мосолово) свитах пачелмского комплекса, то на каверинской серии (Рязань), то прямо на архейском фундаменте (Ряжск, Непейдино). В то же время волынская серия тесно связана с валдайской.

На основании этого А. С. Махнач (1956) и А. Н. Гейслер (1956) включают ее в состав последней, хотя и считают, что волынская серия образует самостоятельный цикл осадконакопления.

Однако большинство исследователей в последние годы выделяет волынские отложения из состава валдайской серии (Брунс, Гейслер, Иголкина, Толстихина, 1960).

В Московской синеклизе и Рязано-Саратовском прогибе волынская серия отчетливо подразделяется на нижнюю толщу разнозернистых песчаников и верхнюю толщу туфогенных и туфогенно-осадочных пород.

Характерно, что такое же строение имеет волынская серия Украины и Белоруссии (Махнач, 1956, 1958, 1963; Гейслер, 1956; Крашениникова, 1956, 1963; Брунс, 1957; Брунс, Гейслер, Иголкина, Толстихина, 1960; Якобсон, 1962; Брунс, Якобсон, 1963). Поскольку эти толщи имеют региональную самостоятельность, то правильнее их именовать свитами.

О. В. Крашениникова (1959, 1962) предлагает именовать толщу разнозернистых песчаников горбашевской свитой, а туффитовую толщу — бабинскими слоями. А. С. Махнач (1963) предложил именовать толщу разнозернистых песчаников могилевской свитой. На Всесоюзном совещании по уточнению унифицированных стратиграфических схем верхнего докембрия и палеозоя Русской платформы (Ленинград, ноябрь, 1962) толща туфогенных и туфогенно-осадочных пород была названа берестовецкой свитой.

В соответствии с правилом приоритета волынская серия подразделяется на горбашевскую и бабинскую свиты.

Горбашевская свита. Представлена плохо отсортированными кварцево-полевошпатовыми глинистыми песчаниками фиолетово-серой, красновато-коричневой и светло-серой окраски. Характерной особенностью песчаников является присутствие в них крупных зерен кварца, полевых шпатов, кварцитов и эффузивных пород. Цемент песчаников глинистый, железистый, кремнисто-глинистый, редко доломитовый. Мощность свиты 35—92 м.

Бабинская свита. Свита сложена в основном темно-коричневыми и темно-серыми с фиолетовым оттенком туфогенными алевролитами и мелкозернистыми песчаниками, в нижней части содержащими прослойки зеленовато-серых аргиллитов и зеленовато-серых кварцево-полевошпатовых песчаников и алевролитов. Мощность свиты 40—80 м.

Характерно, что споры в волынской серии сопровождаются обрывками тканей растений и единичными остатками червей.

Валдайская серия. Серия с размывом ложится то на волынскую (северо-запад Рязано-Саратовского прогиба), то на каверинскую серию (Котлас, Яренск), то на породы иотиния (Коноша), то прямо на архейский фундамент (Редкино, Горький, Балахна и др.). В связи с этим вендский комплекс в большинстве случаев представлен одной валдайской серией.

В серии четко выделяются три подчиненных цикла седиментации. Отложения этих циклов связаны между собой постепенными переходами. В соответствии с этим валдайские отложения подразделяются на нижневалдайскую (редкинскую), средневалдайскую (поваровскую) и верхневалдайскую (боенскую) свиты. Такое трехчленное строение валдайских отложений обосновано также палинологическими данными (Наумова, 1960).

Редкинская свита. Выделена А. В. Копелювичем (Копелювич, 1951, 1953) в разрезе Редкинской опорной скважины под названием редкинского комплекса. Позднее большинство исследователей, в том числе А. В. Копелювич, признали правильным вклю-

чение образований этого комплекса в валдайские отложения (Гейслер, 1959). Однако название удержалось в литературе. Под ним обычно подразумеваются отложения нижнего цикла валдайской серии. Редкинская свита в пределах Московской синеклизы пользуется весьма широким развитием. Она полностью отсутствует лишь на склонах Балтийского щита, к западу от меридиана, проходящего через г. Валдай.

В основании редкинской свиты залегает пласт зеленовато-серых грубозернистых полимиктовых песчаников с прослоями конгломератов и алевролитов мощностью до 15 м.

Стратиграфически выше залегает толща красновато-коричневых, темно-коричневых, голубовато-серых, зеленовато-серых гидрослюдистых, реже монтмориллонитовых аргиллитов и аргиллитоподобных глин. В алевролитах встречаются прослои светло-серых полевошпатово-кварцевых алевролитов с карбонатным и сульфатным цементом. Местами в аргиллитах отмечаются прослои сидеритовых мергелей, а также слоечки органического вещества.

По данным Э. Д. Гимпелевич (Клевцова, 1963), содержание органического вещества в аргиллитах местами достигает 4,95—16,66%.

В некоторых прослоях присутствуют проблематические органические остатки. Мощность свиты до 140 м.

Поваровская (средневалдайская) свита. Свита в современном понимании первоначально описывалась вместе с верхневалдайской под названием валдайского комплекса (Копелнович, 1951, 1953; Петровская, 1954), верхневалдайского комплекса (Л. Б. Паасикиви, 1954), верхневалдайских слоев (Брунс, 1955), котлинской (ляминаритовой) свиты (Соколов, 1958) и поваровской свиты (Солонцов, 1960, 1962). В 1959 г. А. Н. Гейслер (1959) из состава ляминаритовой (верхневалдайской, поваровской) свиты московской группы разрезов (Москва, Редкино, Поваровка, Зубцов, Старица) выделил верхневалдайский циклический комплекс (m_1Vd_2). В связи с этим, на наш взгляд, целесообразно термин „поваровская свита“ сохранить лишь за отложениями нижнего цикла верхневалдайских образований. Отложениям же верхнего их цикла нами присваивается название „боенская свита“. Это название дано по наименованию Боенской скважины, которая впервые в центральных областях платформы, в районе Москвы вскрыла указанные отложения. В пределах Московской синеклизы и северо-западной части Рязано-Саратовского прогиба поваровская свита пользуется повсеместным развитием.

Поваровская свита в нижней части представлена толщей кварцево-полевошпатовых и полевошпатово-кварцевых алевролитов голубовато-серой, зеленовато-серой и светло-серой окраски с прослоями голубовато-серых, темно-серых и коричневатобурых аргиллитов и редко песчаников. Мощность толщи до 104 м.

Верхняя часть свиты (мощность до 200 м) сложена темно-серыми, голубовато-серыми, красновато-коричневыми и серыми тонкослоистыми аргиллитами с прослоями глинистых алевролитов и с сантиметровыми прослоями известняков и доломитов. Местами (Морсово) в аргиллитах отмечается значительное количество вулканического стекла (Толстихина, 1956). Некоторые прослои аргиллитов в районах Морсово и Поварово обогащены органическим веществом и битумом.

Общая мощность свиты до 280 м.

Боенская свита. Боенская свита сохранилась от размыва лишь в Прибалтике и в центральной части Московской синеклизы.

В нижней части свиты сложена толщей песчаников красно-фиолетового и красно-коричневого цвета с прослоями алевролитовых аргиллитов и глин. Мощность толщи до 70 м.

В верхней части (до 200 м) свита представлена породами красновато-коричневой, темно-серой и реже зеленовато-серой окраски, содержащими прослои слабо глинистых полимиктовых алевролитов.

Общая мощность боенской свиты местами достигает 260 м.

Общее число известных из валдайских отложений видов спор достигает ста пятидесяти. Кроме того, споры в этих отложениях морфологически более развитые, чем в подлежащих образованиях. В них появляются споры с грубошагреневой, бугорчатой и шиповатой скульптурой. Для многих спор с гладкой экзиной характерны многочисленные складки смятия. В валдайских отложениях встречены также единичные фаунистические остатки в виде древнейших ракообразных (Коноша, Морсово, Старица), остатки трилобитов (Приднестровье), червей (Непейцино).

Валдайская серия по своим литологическим и биостратиграфическим данным существенно отличается от верхнебавлинских (пачелмских) отложений. В отличие от последних она характеризуется отсутствием мощной красноцветной толщи песчаников, присутствием остатков водорослей *Laminarites antiquissimus* Eichw. и очень своеобразных обильных комплексов спор, хорошо изученных С. Н. Наумовой (1949, 1960), Б. В. Тимофеевым (1954, 1960), Е. М. Андреевой (1962), Е. Д. Шепелевой, Б. В. Тимофеевым (1963), а также остатков фауны.

Верхняя граница валдайской серии четко устанавливается трансгрессивным налеганием на нее фаунистически охарактеризованной балтийской серии нижнего кембрия.

В пределах востока платформы отложения балтийской серии нижнего кембрия полностью отсутствуют. Эти отложения нацело срезаны южнее Редкина и восточнее меридиана Котлас — Шарья.

По своему строению и составу юрматинский, каратауский и ашинский комплексы платформы хорошо сопоставляются с юрматинским, каратауским и ашинским комплексами западного склона Южного Урала.

Вопрос о наличии на западном склоне Урала отложений вендского комплекса (волинская и валдайская серии) остается открытым. Возможно, валдайской серии западных и центральных областей платформы на Урале отвечает криволукская серия, недавно выделенная М. И. Гараном и П. Л. Гилевой (1963) (см. табл. 1).

В целях упорядочения стратиграфической терминологии выделенным свитам на Русской платформе целесообразно присвоить названия соответствующих им свит западного склона Южного Урала. Например, в ашинском комплексе целесообразно выделять урюкскую, басинскую, куккараукскую и зиганскую свиты и т. д.

А. Г. Салихов, Л. А. Жаркова, Г. Е. Кузнецов

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ МАТЕРИАЛОВ ДЕТАЛЬНЫХ ГРАВИМЕТРИЧЕСКИХ СЪЕМОК В ТАТАРИИ¹

В изучении тектонического строения территории Татарии весьма ценные сведения дает распределение гравитационно-магнитных аномалий, связанных с глубинной и поверхностной геологией.

Исследование связи глубинного строения земной коры с поверхностной геологией на основе распределения этих аномалий позволяет в тектоническом отношении районировать обширные территории, картировать рельеф поверхности фундамента, а в благоприятных случаях выявлять структурный план слоев осадочной толщи. Съёмки последних лет значительно уточнили ранее выявленное распределение аномалий силы тяжести отдельных участков восточных районов Татарской АССР и дали возможность применить при обработке материалов более гибкие методы интерпретации — способы разделения суммарных гравитационных аномалий.

Одновременно со съёмочными гравиметрическими работами в Геологическом институте КФАН СССР и в Казанской геофизической экспедиции треста «Татнефтегеофизика» проводились исследования по методике интерпретации аномалий силы тяжести и изучались закономерности распределения аномалий гравитационно-магнитных полей.

Для территории Татарии и прилегающих областей по значениям горизонтальных градиентов силы тяжести и расположения полосовых магнитных аномалий была составлена карта тектонических разломов фундамента с указанием контуров известных поднятий в девонских слоях.

На основании имеющихся данных можно констатировать наличие многочисленных разломов фундамента, образующих мобильные тектонически активные зоны.

Характерно, что мобильные зоны, расположенные на склонах южной, юго-восточной, восточной и северо-восточной частей Татарского свода фундамента, близко соответствуют границе выклинивания бавлинских отложений, установленной в свое время Л. Ф. Солонцовым.

Разломы имеют различные простирания, а вдоль них ориентированы Елабужская, Бондюжская, Первомайская, Аксубаевская, Нурлатская, Бавлинская и некоторые другие структуры второго и третьего порядков. Такое расположение структур осадочной толщи

¹ Доложено на объединенном заседании Ученого совета по проблеме «Закономерности размещения нефтяных и газовых месторождений Волго-Уральской нефтегазоносной области» в 1961 г.

является некоторым показателем генетической связи их с разломными дислокациями.

Следует, однако, заметить, что не все локальные поднятия в Татарии находятся в зонах разломов фундамента. Часть их размещена вне зоны разломов.

Материалы определения плотности пород фундамента, результаты количественных расчетов и данные распределения гравитационно-магнитных аномалий позволяют сделать вывод о наличии тесной связи гравитационных максимумов с расположением на некоторой глубине плотных пород (по-видимому, основного и ультраосновного состава [1, 2, 3, 6]).

Общезвестные представления о связи тектонических движений с перемещениями магматических масс в земной коре были положены в основу расшифровки корреляционной зависимости между поверхностью кристаллического фундамента и поверхностью возмущающих масс.

Вопрос определения глубины залегания и рельефа поверхности фундамента по данным гравиразведки изучался нами еще в 1955—1956 гг. [4, 5]. В этот период по распределению аномалий силы тяжести на основе несложных формул мы вычисляли глубину верхней кромки аномальных масс, предполагая их форму соответствующей вертикальному уступу. Плотность масс принималась постоянной для значительного региона.

Ввиду приближенного представления формы аномалеобразующих тел и принятого повсеместного постоянного значения их плотности, расчетные данные характеризуют положение глубинных масс лишь с некоторым приближением.

Вычисленные отметки фундамента недавно были оценены данными нефтепоискового бурения. Отклонения вычисленных данных от фактических на Татарском своде, в северной части Мелекесской депрессии, Приказанском прогибе, Казанско-Кировской впадине, на продолжении северного склона Татарского свода, за исключением Нылгинской разведочной площади, характеризуются величинами от ± 10 до ± 170 м при среднеквадратической погрешности около ± 100 м.

На Нылгинской же площади отклонения вычисленных данных более 250 м. Таким образом для большинства площадей расхождения расчетных и фактических данных составляют 5—10% от глубины залегания фундамента, а для Нылгинской площади — 15% и более.

Хотя результаты расчетов глубины залегания фундамента характеризуются значительными погрешностями, все же для слабо изученных в геологическом отношении площадей эти данные (в комплексе с другими материалами) являются весьма ценными.

Материалы по определению глубин залегания фундамента и данные о тектонических разломах в свое время были использованы в обосновании проекта разведочных работ на территории Удмуртской АССР и Кировской области. Геологические результаты этих исследований, в частности на Нылгинской площади, оказались весьма эффективными. Здесь в терригенной толще девона выявлено наличие жидкой нефти.

Для более точного определения элементов залегания возмущающих уступных масс в последнее время были разработаны номограммы, позволяющие вычислять глубину залегания, а также избыточную их плотность.

Количественные расчеты проводились по кривым изменения аномалий, снятым с гравиметрических карт миллигального и двухмиллигального сечения территории Татарии. Расчеты показывают, что аномалеобразующие массы, консолидированные в крупные блоки,

имеют различную избыточную плотность, вертикальную мощность, а также разную глубину залегания.

С целью разработки методики выявления положительных структур осадочной толщи и фундамента изучалось распределение плотности пород слоев в пределах известных поднятий, вычислялся их гравитационный эффект, строились карты теоретического распределения гравитационного эффекта структур. Используя способы разделения суммарных аномалий, получили аномалии высших производных, близкие по конфигурации к теоретическим аномалиям, обусловленным влиянием структурных элементов.

Для лабораторного изучения плотности образцы горных пород отбирались из глубоких скважин, расположенных в пределах структур на Елабужской, Бондюжской, Первомайской, Нурлатской, Черемшанской, Ново-Елховской, Акташской и Поповской разведочных площадях.

Характеристика средней плотности слоев на этих участках основана на использовании результатов лабораторного изучения керна более 3000 образцов пород, полученных А. И. Кринами, А. Г. Салиховым, В. Л. Зубковым, В. Е. Левицким и Э. Ф. Тимошенковым из 40 глубоких скважин. Согласно этим данным, в геологическом разрезе Татарии выделены следующие границы раздела плотностей:

1) в толще фундамента за счет неоднородности петрографического состава с разностью плотностей приблизительно до $+0,3 \text{ г/см}^3$;

2) по поверхности кристаллического основания с разностью плотностей от $+0,20$ до $+0,24 \text{ г/см}^3$;

3) по кровле кыновской свиты с разностью плотностей от $-0,07$ до $-0,14 \text{ г/см}^3$;

4) по кровле турнейского яруса (на Елабуге-Бондюжской площади — по кровле верхнефранского подъяруса) с разностью плотностей $+0,10 \text{ г/см}^3$;

5) по кровле яснополянского подъяруса с разностью плотностей от $-0,05$ до $-0,11 \text{ г/см}^3$;

6) по поверхности размыва сакмаро-артинского яруса с разностью плотностей $+0,25 \text{ г/см}^3$.

Анализ материалов показывает, что уменьшение плотности пород в пределах Елабужской структуры происходит главным образом ввиду увеличения мощности менее плотных пашийских и живетских песчаников. Можно полагать, что подвижки крупных блоков фундамента на отдельных участках создали зоны трещиноватости в непосредственно покрывающих его слоях. Этим можно объяснить уменьшение плотности пород нижнего терригенного комплекса в сводовых частях локальных поднятий, расположенных в зонах разломов кристаллического основания.

Вычисление гравитационного эффекта структурных образований осадочной толщи и фундамента выполнено по моделям, то есть путем приближенного представления отдельных стратиграфических горизонтов в виде ряда прямоугольных конечных призм. Численные значения эффекта получены по таблицам Л. Д. Немцова, на основе крупномасштабных структурных карт.

Из карты гравитационных эффектов, представленных на рис. 1 (а, б, в, г), видно, что на Елабужской площади интенсивность поля модели достигает наибольшего значения и характеризуется величиной приблизительно $+1,4 \text{ мгл}$. На остальных же площадях аномальный эффект структур значительно меньше: на Ново-Ибрайкинской $+1,1 \text{ мгл}$, на Бондюжской приблизительно $+0,55 \text{ мгл}$, на Нурлатской $+0,25 \text{ мгл}$.

Основными определяющими факторами интенсивности суммарного наблюдаемого поля являются изменения плотности и рельефа

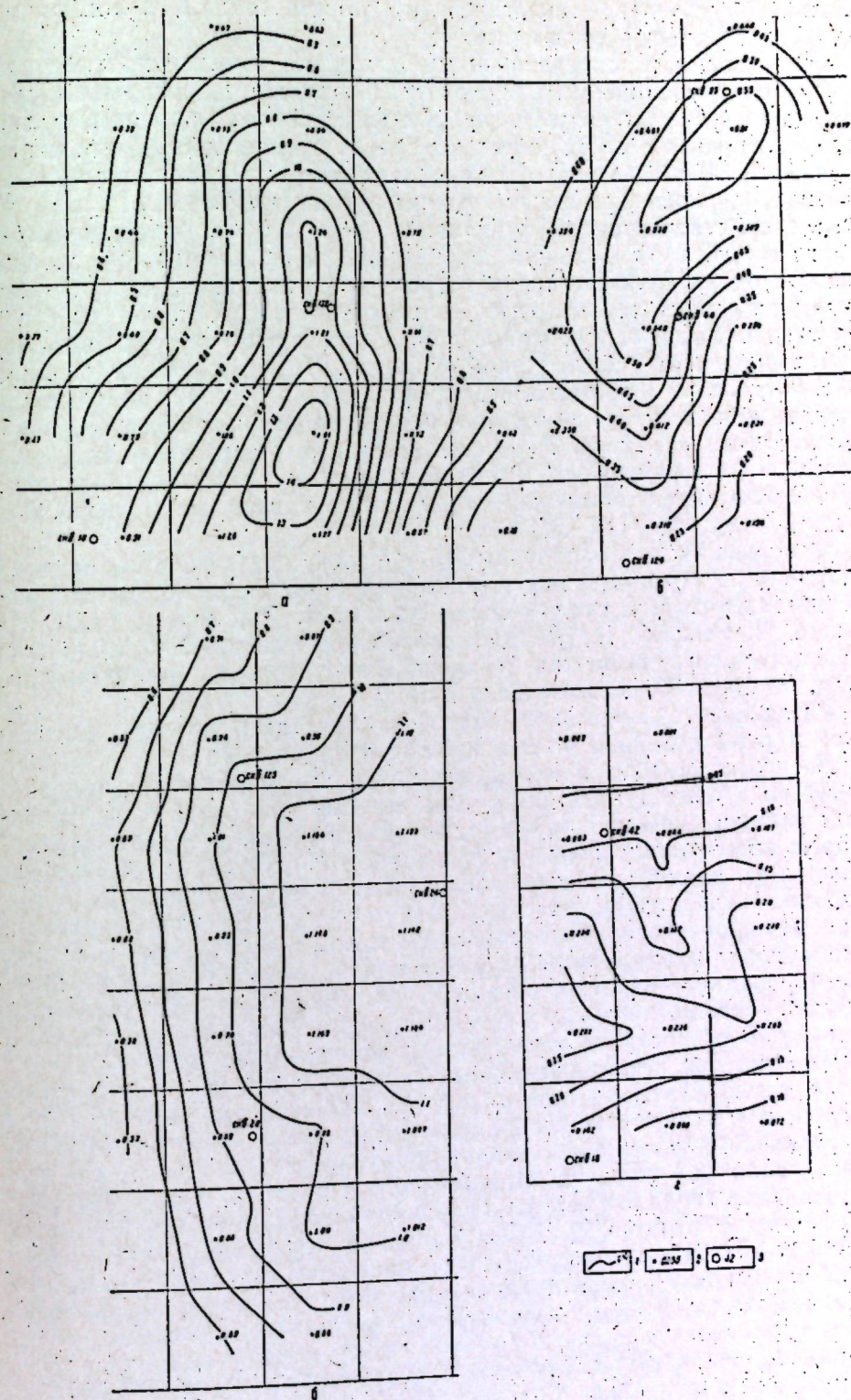


Рис. 1. Карты гравитационного эффекта осадочной толщи и поверхности фундамента Елабужской (а), Ново-Ибрайкинской (б), Бондюжской (в) и Нурлатской (г) разведочных площадей.
1 — изоаномалы; 2 — значение эффекта на точках, 3 — скважины.

глубинных масс. Около 85—95% интенсивности наблюдаемых аномалий обусловлено геологическими образованиями, залегающими ниже поверхности фундамента.

Основными же определяющими факторами интенсивности и конфигурации аномалий модели структур являются: разность плотностей пород на границах раздела, глубины их залегания, размеры, плановое соотношение структурных элементов и амплитуда изменения их рельефа. Приблизительно одинаковое положительное влияние на аномальное поле оказывают границы раздела плотностей по поверхности кристаллического фундамента и по кровле сакмаро-артинского яруса, а наибольшую отрицательную аномалию обуславливают в одних случаях среднетерригенный комплекс (Елабуга-Бондюжская структура), в других — нижнетерригенный комплекс (Нурлатская структура). Так что осадочная толща в целом обуславливает небольшую часть наблюдаемой аномалии. Поэтому без специальной обработки карт наблюдаемого гравитационного поля невозможно указать точное местоположение интересующих нас локальных положительных структур. Эту незначительную часть аномалии, обусловленную структурами, в благоприятных случаях можно выделить путем разделения суммарной аномалии на локальные и региональные.

С целью выбора рационального способа разделения суммарных аномалий на теоретических полях моделей было испытано несколько различных методов: способ осреднения А. Н. Тихонова и Ю. Д. Буланже, С. Саксова, К. Нигарда; способ локализации Б. А. Андреева; перевычисления аномалий в высшие производные по формулам Т. А. Элkinsa, О. А. Розенбаха и Вакье.

Разделение суммарных аномалий на составляющие осуществлялось перевычислением поля в высшие производные.

На теоретических моделях производились перевычисления аномалий во вторые производные силы тяжести при различных значениях радиуса меньшей окружности палетки. По распространению вторых производных силы тяжести было выбрано два значения оптимального радиуса палетки, равного 4 и 8 км. Аномалии V_{zzz} , полученные при радиусе палетки, равном 4 км, отражают гравитационный эффект структур осадочной толщи и глубинных масс при минимальном влиянии ошибок наблюдения. Аномалии V_{zzz} , вычисленные при радиусе палетки, равном 8 км, содержат гравитационный эффект главным образом глубинных масс. Так, если через ΔV_{zzz} обозначить разность аномалий вторых производных силы тяжести, полученных при двух оптимальных радиусах на точках максимумов и минимумов карты (составленной при меньшем значении радиуса палетки в 4 км), то эта разность будет отражать полезный эффект, обусловленный в основном влиянием границ раздела плотности пород в осадочной толще и частично по поверхности фундамента.

Для исследованных форм моделей глубинных структур и локальных поднятий осадочной толщи установлен характер изменения величины ΔV_{zzz} . В тех случаях, когда аномалии обусловлены только лишь глубинными поднятиями (телами в форме уступа и призмы), расположенными ниже поверхности фундамента, величина ΔV_{zzz} равна или близка к нулю. В случаях же суммарного влияния структурных поднятий глубинных масс и осадочной толщи величина ΔV_{zzz} оказывается значительно больше нуля.

Применяя эту закономерность на практике и определяя рассматриваемую величину в области интерпретируемой аномалии, делаем заключение о наличии полезного гравитационного эффекта.

Наиболее благоприятными для выявления площадей вероятных локальных структур осадочной толщи и фундамента являются та-

кие участки, которые характеризуются региональным фоном в виде максимумов и минимумов.

Менее благоприятными являются участки, характеризующиеся повышенными значениями горизонтальных градиентов силы тяжести. Неблагоприятными являются участки локальных минимумов и максимумов. На таких участках гравитационный эффект, обусловленный структурами осадочной толщи, в ряде случаев оказывается завуалированным эффектом глубинных масс и, по-видимому, влиянием тектонических разломов фундамента.

С целью более уверенного выделения участков, перспективных для поисков локальных поднятий в осадочной толще либо по поверхности фундамента на семи детально изученных площадях, исследовано распределение наблюдаемых и вычисленных аномалий.

Обработка материалов детальных съемок Восточной Татарии дала возможность оконтурить участки полезного эффекта, соответствующие структурным поднятиям осадочной толщи либо фунда-

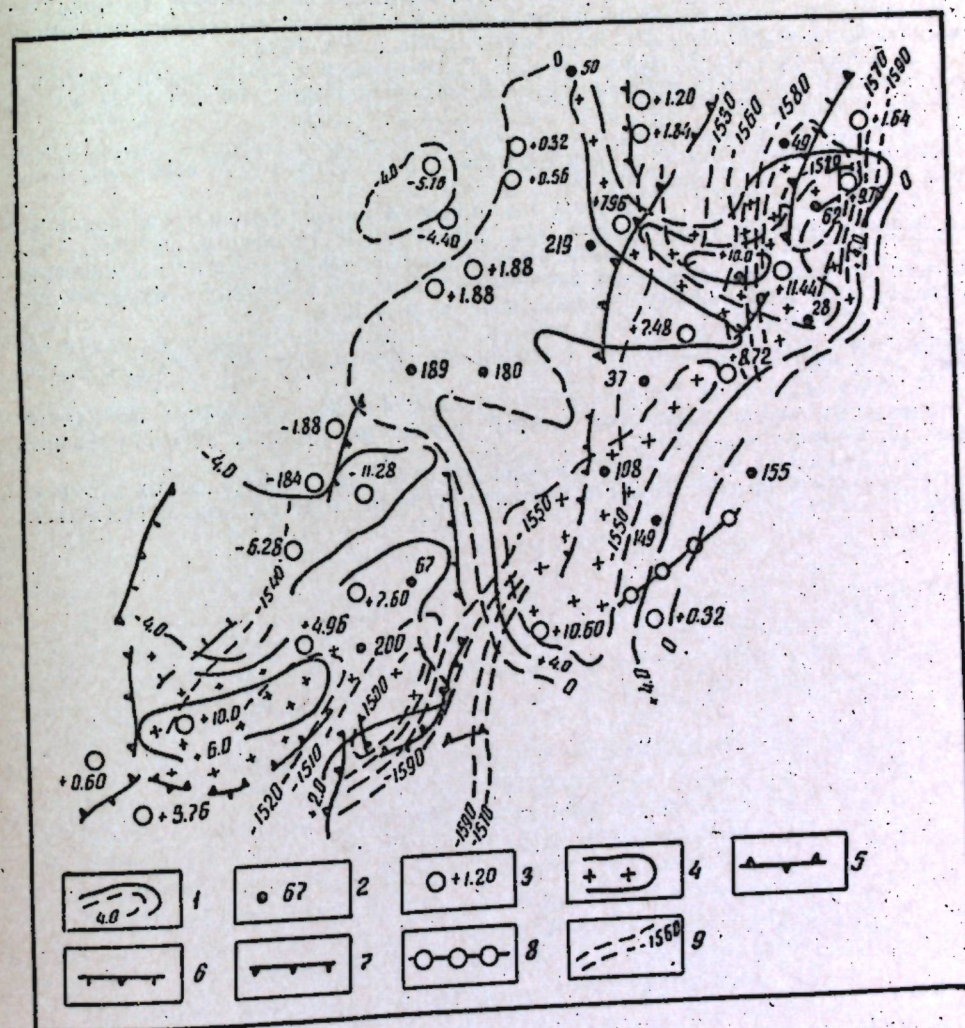


Рис. 2. Карта аномалий ΔV_{zzz} в сопоставлении с рельефом поверхности фундамента Елабужской и Бондюжской разведочных площадей.
1 — изолинии ΔV_{zzz} ; 2 — разведочные скважины; 3 — расчетные точки и значения ΔV_{zzz} ; 4 — предполагаемые локальные структурные поднятия фундамента и терригенного девона.
Зоны предполагаемых тектонических нарушений:
5 — I порядка; 6 — II порядка; 7 — III порядка; 8 — разломы с внедрением интрузий;
9 — стратонизогипсы поверхности фундамента.

мента. Сопоставление аномалий ΔV_{zzz} с известными структурными поднятиями по фундаменту показало удовлетворительную их сходимость. Для примера на рис. 2 представлена карта полезного эффекта Елабужско-Бондюжской зоны поднятий.

Елабужское и Бондюжское поднятия оконтуриваются несколькими изолиниями ΔV_{zzz} . Аномальные значения здесь изменяются от $-11,28$ до $+10,00$ мгл/км². Над другими более пологими поднятиями аномальное значение ΔV_{zzz} изменяется в более узких пределах.

Комплексное рассмотрение наблюдаемого гравитационного поля с распределением аномалий высших производных позволяет выделить полезный гравитационный эффект. На основе этого для определенных типов аномалий удается локализовать районы расположения структур III порядка.

ЛИТЕРАТУРА

1. Крибари А. И., Салихов А. Г. Плотность и магнитная восприимчивость пород палеозоя восточной части Татарии и их влияние на гравитационные и магнитные аномалии. Изв. АН СССР, серия геофиз., № 8, 1956.
2. Крибари А. И., Салихов А. Г. Материалы к изучению плотности пород палеозоя Татарии и природы гравитационных аномалий. Изв. КФАН СССР, сер. геол. наук, вып. 7, 1959.
3. Салихов А. Г. Некоторые данные о плотности и магнитной восприимчивости пород юго-востока Татарской республики. Изв. КФАН СССР, сер. геол. наук, вып. 3, 1955.
4. Салихов А. Г. К вопросу геологической интерпретации гравитационных аномалий в условиях Татарской республики. Изв. КФАН СССР, юбилейный сборник, 1957.
5. Салихов А. Г. Основные итоги гравитационно-магнитных исследований в связи с перспективами поисков нефтеносных структур в Татарии и прилегающих областях. Изв. КФАН СССР, сер. геол. наук, вып. 9, 1960.
6. Салихов А. Г., Степанов В. П. О плотности и гравитационном эффекте пород палеозоя территории Татарской республики. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 2, 1960.
7. Фотиади Э. Э. Геологическое строение Русской платформы по данным региональных геофизических исследований и опорного бурения. ВНИИ Геофизика, вып. IV, Гостехиздат, 1958.
8. Хатянов Ф. И. Опыт выделения региональных гравитационных аномалий в Предуральском прогибе. Новости нефтяной техники. Геология, вып. 2, ГОСИНТИ, 1960.

А. Г. Салихов

К ВОПРОСУ О ГЛУБИННОМ СТРОЕНИИ ФУНДАМЕНТА СЕВЕРНЫХ РАЙОНОВ ТАТАРИИ И МЕТОДИКЕ ПОИСКОВ ЛОКАЛЬНЫХ СТРУКТУР ПО МАТЕРИАЛАМ ДЕТАЛЬНОЙ И ВЫСОКОТОЧНОЙ ГРАВИРАЗВЕДКИ

В структурной геофизике в настоящее время наибольший интерес представляет расшифровка аномалий, обусловленных строением осадочного комплекса и поверхностью кристаллического фундамента. Однако большой фактический материал разведочной геофизики и сейсмологии показывает на тесную связь между глубинной и поверхностной тектоникой. Поэтому вопросы поисков пологих структур должны решаться с учетом тектоники глубинного строения.

Глубинное строение фундамента северо-востока Татарии и прилегающих территорий изучалось по материалам двухмиллигальных съемок, а рельеф его поверхности и структурно-морфологические элементы осадочной толщи — по материалам детальных и высокоточных работ.

По результатам качественной и количественной интерпретации аномалий гравитационного поля с учетом распределения геомагнитных аномалий на исследованной территории выделены блоки кристаллического фундамента, которые оконтуриваются глубинными разломами.

На рис. 1 представлена схема расположения блоков фундамента, характеризующихся различной плотностью пород и глубиной их залегания. Среднее значение последних в северо-восточной части Татарии определено по 42 расчетным точкам, размещенным в зонах повышенных значений горизонтальных градиентов.

Учитывая результаты исследования плотности петрографического состава метаморфических и магматических образований Э. Э. Фотиади, И. Б. Кононовой [9, 14], породы, слагающие верхнюю часть фундамента, можно подразделить ориентировочно на пять групп (табл. 1).

В соответствии с данными табл. 1 по распределению плотности геологических образований можно ориентировочно оценить петрографический состав пород отдельных блоков.

В глубинном строении фундамента этой территории до глубины приблизительно 10 км участвуют разнородные по плотности, а следовательно, и вещественному составу породы, консолидированные в отдельные блоки.

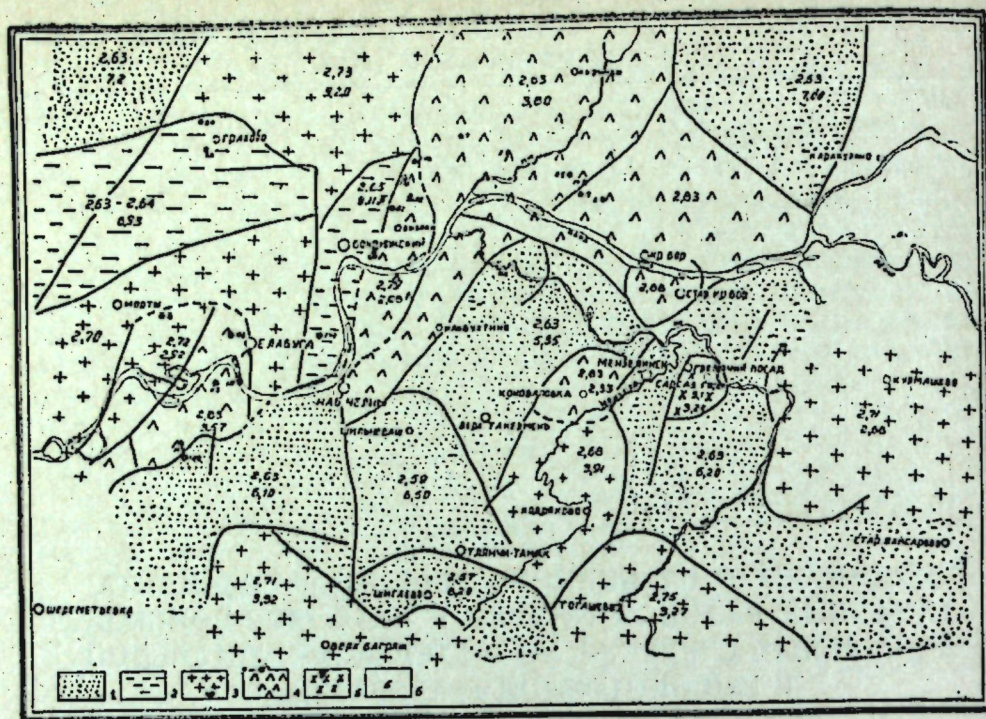


Рис. 1. Карта блокового строения фундамента северо-восточной части Татарии. 1 — микроклиновые граниты ($\sigma = 2,57-2,63 \text{ г/см}^3$); 2 — плагиоклазовые граниты, гранито-гнейсы, биотито-плагиоклазовые гнейсы ($\sigma = 2,64-2,67 \text{ г/см}^3$); 3 — гранодиориты, чарнокитовые гнейсы, метаморфические сланцы, кварциты ($\sigma = 2,68-2,75 \text{ г/см}^3$); 4 — биотит-гранатово-силлиманитовые гнейсы, амфиболиты, диориты, габбро, габбро-нориты ($\sigma = 2,76-2,99 \text{ г/см}^3$); 5 — габбро-диабазы, базальты, пироксениты, перидотиты, железистые кварциты ($\sigma = 3,0-3,2 \text{ г/см}^3$); 6 — плотность и средняя глубина залегания блока.

Таблица 1

№ п/п	Среднее значение плотности пород, г/см^3	Ориентировочный тип пород
1	2,57—2,63	Микроклиновые граниты
2	2,64—2,67	Плагиоклазовые граниты, гранито-гнейсы, биотито-плагиоклазовые гнейсы
3	2,68—2,75	Гранодиориты, чарнокитовые гнейсы, метаморфические сланцы, кварциты
4	2,76—2,99	Биотит-гранатово-силлиманитовые гнейсы, амфиболиты, диориты, габбро, габбро-нориты
5	3,0—3,20	Габбро-диабазы, базальты, пероксиниты, перидотиты, железистые кварциты

Верхняя часть фундамента Удмуртии и Северной Татарии сложена менее плотными породами. Вертикальная мощность последних оценивается приблизительно от 0,3 (Бизякинский блок) до 8,2 км (Шигаевский блок). Ниже этой метаморфизованной толщи залегают более плотные образования, по-видимому, близкие по составу породам основного ряда, которые в пределах отдельных, сравнительно небольших, блоков сильно уплотнены.

Следует отметить, что выходы на поверхность фундамента магматических пород основного ряда габбро-норитов и ортоамфиболитов (скв. 25, на Азеве-Салаушской площади), диабазов, габбро-диабазов (скв. 47, 62 на восточной части Бондюжской площади), диаба-

зовых порфиритов (скв. 7 на Варзи-Ятчинской площади), диоритов и габбро-диабазов (скв. 134, 183 на Елабужской площади), габбро-норитов (скв. 6 у д. Ломик) и лабрадоритов (скв. 1 на Чигиринской площади) [7, 8, 9] соответствуют участкам развития плотных пород, представляющих отдельные блоки, верхняя кромка которых находится приблизительно на 2,0—3,5 км ниже дневной поверхности, а нижняя располагается на глубинах от 4,5 до 10 км и ниже.

На исследованном регионе по распределению аномалий гравитационного поля выделено 53 блока*. Из них, в соответствии с данными табл. 1 и значениями плотности пород, 38 блоков отнесены к гранитному слою, а 15 — к базальтовому. По этим блокам среднее значение плотности составляет для гранитного слоя 2,67, для базальтового — 2,82 г/см^3 .

Сравнительные данные распределения плотности слоев в толще земной коры, полученные различными исследователями [5, 11], представлены в табл. 2.

Таблица 2

Авторы работ	Плотность слоев, г/см^3		
	гранитного	базальтового	подкорового
Х. Хесс			
для континентальных областей	2,65	2,95	3,30
Б. К. Балавадзе			
по Грузии	2,65	2,85	3,40
Г. А. Гамбургер, П. С. Вейцман			
по северному Тянь-Шаню			
I вариант	2,70	2,80	3,30
II вариант	2,65	2,85	3,50
В. А. Магницкий			
для континентальных областей	2,70	2,80	3,30
Е. Ф. Саваренский			
для континентальных областей	2,65	2,85	3,25

Как видно из табл. 2, средние плотности «гранитного» и «базальтового» слоев исследованной нами территории согласуются с известными данными, полученными для других областей.

Элементы залегания блоков получены исходя из основного положения интерпретации материалов съемок о том, что более плотные геологические образования отражаются на наблюдаемом поле относительными гравитационными максимумами, а менее плотные — относительными минимумами. Зоны повышенных значений горизонтальных градиентов, соответствующие зонам тектонических разломов фундамента, в этом случае должны характеризовать границу двух разнородных по плотности блоков.

Тектонические разломы, наблюдаемые в земной коре, необходимо рассматривать как следствие процессов изменения температуры и давления, обусловивших изменение свойства вещества, в частности плотность пород. Известно, что для вещества данного состава плотность обуславливается давлением и температурой [4]. Следовательно,

* Ввиду ограниченности объема настоящего сборника карта блокового строения Удмуртии и прилегающих территорий Кировской области здесь не представлена.

основным критерием для определения тектонических разломов и классификации их нужно принять показатель изменения физического свойства вещества — его плотность. Действительно, если на некоторой глубине в земной коре, несколько ниже подошвы двух отличающихся друг от друга по плотности участков фундамента, в результате физико-химических процессов изменились температура и давление, то, ввиду разного термического расширения и неодинакового соотношения деформации пород (различной плотности), можно утверждать, что рассматриваемые два участка по-разному будут реагировать на изменение температуры и давления. В результате этого возникнут нарушения сплошности пород, очевидно, на границе участков.

При одинаковых температурных условиях участок, состоящий из более плотных (основных) пород, получит меньшее объемное расширение (сжатие), чем участок, сложенный менее плотными (кислыми) породами. Об этом свидетельствуют, в частности, значения коэффициентов расширения различных типов пород. Среднее значение коэффициента линейного расширения, например гранитов, равно $(8 \pm 3) \cdot 10^{-6}$, а базальтов, габбро, диабазов $(5,4 \pm 1) \cdot 10^{-6}$ * [3].

В результате различного изменения объемов пород на границе участков будет нарушена сила сцепления между частицами и произойдет сдвиг одного участка относительно другого. Амплитуда сдвига усилится за счет разности сил реакции деформации. Действительно, при одинаковых напряжениях размер деформации блоков будет определяться величиной модуля Юнга. Последняя для различных горных пород разная. Так, например, для наиболее плотных основных пород (базальтов) она равна 9700, для кислых пород (гранитов) не превышает 6000, а еще менее плотных (глин и песков) — всего лишь 30.

Поэтому при одних и тех же условиях изменения температуры и давления в породах различной плотности менее плотные породы получают большее объемное расширение и большую деформацию. Так, по-видимому, на границе двух блоков возникли нарушения сплошности пород, которые при аналогичных повторных процессах превратились в тектонические разломы. В идентичных условиях изменения температуры и давления на глубине интенсивность разломных дислокаций, вероятно, будет пропорциональна разности средней плотности пород на границе двух блоков. Учитывая увеличение температуры и давления с глубиной, можно прийти к выводу о том, что чем больше разность плотностей пород на границе блоков, тем больше глубинность заложения разломов. Последние классифицированы исходя из этих соображений, для чего на основе разработанных нами номограмм производились определения разности плотности аномалеобразующих масс, глубины залегания их верхней и нижней кромок.

Полученные данные с учетом имеющихся материалов о геологическом строении позволяют выделить на изученной территории глубинные и поверхностные разломы.

Глубинные разломы I и II порядка выделены по региональным изменениям средней плотности пород на границах блоков фундамента. Глубина их заложения достигает десятков километров.

Поверхностные разломы — III порядка — выделены на основе локального изменения плотности пород над блоками фундамента. Глубина их заложения не превышает приблизительно 2—5 км.

* Эти данные получены при температурах до 100° С. Однако нужно допустить, что пропорциональность изменения их сохранится и при температурах > 100° С.

Глубинные разломы I порядка характеризуются резким изменением плотности пород на границе отдельных блоков фундамента, отражающихся переходной зоной, от положительных к отрицательным региональным аномалиям гравитационного поля.

Разность плотностей на этих зонах обычно характеризуется максимальными значениями (от 0,10 до 0,30 г/см³ и более). На исследованной территории к такому типу относится, например, Удмуртский разлом, трассирующийся от с. Киясово на юге республики по направлению к с. Торфострой и далее на север через г. Глазов. На юго-западе Удмуртии разлом I порядка установлен к югу от сс. Нов. Кизнерки и Вятские Поляны и прослеживается в северо-западных районах Татарской республики севернее пос. Богатые Сабы, южнее г. Арск и Рус.-Мар. Ковали. К этому же типу относится разлом, трассируемый от г. Елабуги на пос. Камские Поляны и далее на юго-запад.

Разломы II порядка характеризуются изменением средней плотности пород на границе блоков, значительно меньших (от 0,04—0,06 до 0,10 г/см³), чем на разломах I порядка. Они фиксируются повышенными значениями градиентов аномалий гравитационного поля, и, в зависимости от петрографического состава пород, на картах аномалий магнитного поля отражаются либо положительными аномалиями, либо локальными минимумами, либо зоной градиентов.

Протяженность их обычно несколько десятков километров, то есть значительно меньше протяженности разломов I порядка.

Разломы III порядка — поверхностные — связаны с разрешением тектонических напряжений, возникающих в толще пород фундамента, расположенных выше поверхности блоков. Поэтому глубина их заложения не превышает глубины верхней кромки блоков фундамента. Эти разломы обычно заполнены внедрением интрузий основного или кислого состава.

На гравитационных картах поверхностные разломы, в зависимости от вертикальной и горизонтальной мощности внедрившихся пород и их состава, характеризуются осевой линией положительных аномалий либо локальными изгибами изоаномал с тенденцией образования положительных локальных аномалий (когда в этих зонах имеются внедрения интрузий основного состава), а иногда с тенденцией образования отрицательных локальных аномалий (если зоны разломов заполнены интрузиями кислых пород). Эти зоны на деталь-ных магнитометрических картах обычно характеризуются локальными максимумами вертикальной составляющей аномалий геомагнитного поля.

Вопросы методики поисков локальных поднятий фундамента и осадочной толщи изучались на основе выявления закономерности распределения аномалий высших производных гравитационного поля.

По результатам изучения распределения плотностей пород отдельных стратиграфических горизонтов осадочного чехла и верхней части кристаллического основания было установлено, что платформенного типа пологие структуры обуславливают небольшие по интенсивности аномалии γ , не превышающие на исследованной территории приблизительно 1,5 мгл. Общий же фон гравитационных аномалий, созданный блоковым строением фундамента, по интенсивности в 10—30 раз превосходит эффект, обусловленный структурными особенностями и распределением плотности пород осадочной толщи. В этих условиях без применения рациональных способов разделения полезного структурного эффекта из общего фона невозможно указать местоположения локальных поднятий. Однако стандартные способы локализации рассматриваемых аномалий не обеспечивают решения задачи поисков структур. Повышение эффектив-

ности высокоточной гравиразведки в деле поисков пологих структур связано прежде всего с разработкой методики интерпретации наблюдаемых аномалий. В этом аспекте исследовался способ пересчета аномалий v_z в высшие производные применительно к точности исходных данных. При этом был использован математический аппарат, позволяющий определять по распределению аномалий их вертикальную производную.

Известно, что второй вертикальный градиент силы тяжести определяется из следующего уравнения Лапласа

$$-\frac{\partial^2 v}{\partial z^2} = \frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \quad (1)$$

Горизонтальные градиенты, выражающиеся частными производными правой части формулы (1) на дискретных точках, могут быть приближенно вычислены по формулам конечных разностей.

Пусть функция $v(x, y)$ задана в узловых точках прямоугольной сетки $v_{i,k}$ при шаге сетки $\Delta x_i = x_{i+1} - x_i$ и $\Delta y_k = y_{k+1} - y_k$. В этом случае приближенное значение второй производной $v''(x)$ функции $v(x)$ в точке x_i отыскивается [10] из выражения

$$\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} \approx \frac{2 \left(\frac{v_{i+1,k} - v_{i,k}}{\Delta x_i} - \frac{v_{i,k} - v_{i-1,k}}{\Delta x_{i-1}} \right)}{\Delta x_i - \Delta x_{i-1}}$$

Если $\Delta x_i = \Delta x_{i-1} = R$, то можно записать

$$v_{zxx} = \frac{\partial^2 v}{\partial x^2} \approx \frac{v_{i+1,k} + v_{i-1,k} - 2v_{i,k}}{R^2} \quad (2)$$

Аналогично выражению (2) из распределения функции $v(y)$ по оси y получим:

$$v_{zyy} = \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \approx \frac{v_{i,k+1} + v_{i,k-1} - 2v_{i,k}}{R^2} \quad (3)$$

Из формулы (1) для определения приближенного значения второго вертикального градиента имеем

$$v_{zzz} = \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \approx \frac{4v_{i,k} - [v_{i+1,k} + v_{i-1,k} + v_{i,k+1} + v_{i,k-1}]}{R^2}$$

Так как $v_{i,k}$ — значение функции в точке, для которой вычисляется $\frac{\partial^2 v}{\partial z^2}$, то ее можно представить как $v_{(0)}$ или

$$\frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \approx \frac{4}{R^2} [v_{(0)} - \bar{v}_{1(R)}], \quad (4)$$

где $\bar{v}_{1(R)}$ — осредненное по четырем точкам значение функции $v_{z(R)}$. Эту формулу можно использовать на практике для вычисления вторых производных от v_z .

С целью исключения ошибок наблюдений при вычислении вторых производных целесообразно учитывать распределение $v(x, y)$ на большем числе точек.

Результаты вычисления улучшатся, если распределение $v(x, y)$ учитывать, например, на восьми точках, расположенных по окружности с радиусом R . В этом случае для дополнительных четырех точек, размещенных на осях новой системы координат x', y' , повернутой на угол 45° , относительно старой системы получим аналогичное выражение вторых производных

$$\frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \approx \frac{4}{R^2} [v_{(0)} - \bar{v}_{2(R)}] \quad (5)$$

Тогда, складывая правые части уравнения (4) и (5), можем написать следующее равенство:

$$\frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \approx \frac{4}{R^2} \left[v_{(0)} - \frac{\bar{v}_{1(R)} + \bar{v}_{2(R)}}{2} \right] \quad (6)$$

Точность вычисляемой величины также заметно повысится, если при расчетах учитывать распределение функции $v_{i,k}$ не в одной, а в пяти точках, четыре из которых относительно центральной точки размещены на осях координат по окружности с радиусом r .

Обозначим через R оптимальный радиус палетки пересчета аномалий силы тяжести во вторые вертикальные производные, тогда рабочая формула приближенного пересчета $v_{(x,y)}$ в $\frac{\partial^2 v}{\partial z^2}$ будет иметь следующий вид:

$$v_{zzz} = \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \approx \frac{4}{R^2} \left\{ \left[\frac{v_{(0)} + \sum_{i=1}^4 v_{i(r)}}{5} \right] - \left[\frac{\sum_{i=1}^8 v_{i(R)}}{8} \right] \right\}, \quad (7)$$

где

$$\frac{\sum_{i=1}^8 v_{i(R)}}{8} = \frac{\bar{v}_{1(R)} + \bar{v}_{2(R)}}{2}$$

При пересчетах v_z во вторые производные $\frac{\partial^2 v}{\partial z^2}$ по материалам повышенной и высокоточной съемки осреднения в центральной точке делать не следует. В этом случае формула (7) переписывается в следующем виде:

$$v_{zzz} \approx \frac{4}{R^2} \left[v_{(0)} - \frac{\sum_{i=1}^8 v_{i(R)}}{8} \right] \quad (8)$$

Из выражения (7) для вычисления второй вертикальной производной силы тяжести двумерной модели получим

$$v_{zzz} \approx \frac{2}{R^2} \left[\frac{v_{(0)} + \sum_{i=1}^2 v_{i(r)}}{3} - \frac{\sum_{i=1}^2 v_{i(R)}}{2} \right], \quad (9)$$

а для определения той же величины по материалам высокоточных съемок из формулы (8) имеем

$$v_{zzz} \approx \frac{2}{R^2} \left[v_{(0)} - \frac{\sum_{i=1}^2 v_{i(R)}}{2} \right] \quad (10)$$

Формула (7) была реализована в виде круговой палетки. Размещение точек отсчета по ней показано на рис. 2.

Оценим, насколько улучшаются результаты пересчета функции $v_{(x,y)}$ в v_{zzz} за счет увеличения количества точек отсчета палетки. Воспользуемся известным соотношением, выражающим среднюю погрешность σ_{zz} второй вертикальной производной от средней погрешности функции $v = f(x_1, x_2, \dots, x_n)$

$$\sigma_{zz} = \sigma_0 k \sqrt{\left(\frac{\partial f}{\partial x_1} \right)^2 + \left(\frac{\partial f}{\partial x_2} \right)^2 + \dots + \left(\frac{\partial f}{\partial x_n} \right)^2}, \quad (11)$$

где σ_0 — средняя ошибка измерения функции,
 k — коэффициент, зависящий от вида операций.

Из формулы (7) видно, что $k = \frac{4}{R^2}$. Дифференцируя (7) и подставляя в (11), для нашей палетки находим

$$\sigma_{zz} = k\sigma_0 \sqrt{\left(\frac{1}{5}\right)^2 + \left(\frac{1}{5}\right)^2 \cdot 4 + \left(\frac{1}{8}\right)^2 \cdot 8} = \frac{4\sigma_0}{R^2} \cdot 0,57.$$

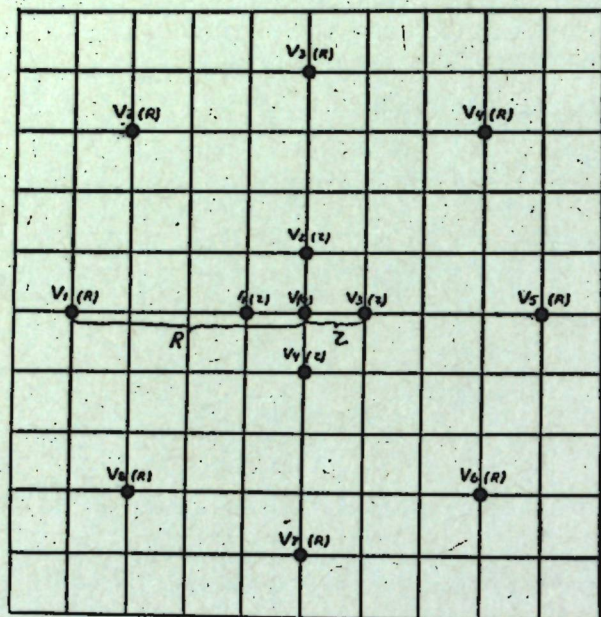


Рис. 2. Палетка пересчета v_z в v_{zzz} ; $v_1(R)$, $v_2(R)$, ... точки отсчета v_z по радиусу R ; $v_1(r)$, $v_2(r)$, точки отсчета v_z по радиусу r , для осреднения v_z вокруг центральной точки.

Теперь предположим, что пересчет $v_{(x,y)}$ в v_{zzz} производится обычной палеткой, без дополнительных отсчетов в новой системе координат и без осреднения отсчетов вокруг центральной точки. В этом случае формула пересчета запишется в следующем виде:

$$v_{zzz} \approx \frac{4}{R^2} \left[v_{(0)} - \frac{\sum_{i=1}^4 v_i(R)}{4} \right]. \quad (12)$$

Для такой палетки, аналогично рассмотренному выше, находим

$$\sigma_{zz} = k\sigma_0 \sqrt{1 + 4\left(\frac{1}{4}\right)^2} = \frac{4\sigma_0}{R^2} \cdot 1,12.$$

Из результатов вычислений видно, что если пересчет $v_{(x,y)}$ в v_{zzz} выполнить палеткой с дополнительными точками отсчета, то средняя погрешность второй вертикальной производной уменьшится в два раза. Так что целесообразность практической применимости рассмотренной выше палетки не вызывает сомнений.

Численные значения вторых вертикальных градиентов аномалий силы тяжести с помощью палеток вычисляются, как известно, с некоторым приближением. Результаты расчетов при этом зависят главным образом от параметров палетки пересчета и элементов залегания возмущающих масс.

Для примера было рассмотрено распределение вертикальных производных гравитационного поля модели возмущающей массы в форме прямоугольной бесконечной призмы.

Аномалии v_z этой модели вычислены по общезвестной формуле:

$$v_z = k\Delta\sigma \left[(b-x) \ln \frac{(b-x)^2 + H^2}{(b-x)^2 + h^2} + 2 \left(H \operatorname{arctg} \frac{b-x}{h} - h \operatorname{arctg} \frac{b-x}{h} \right) + \right. \\ \left. + (b+x) \ln \frac{(b+x)^2 + H^2}{(b+x)^2 + h^2} + \left(H \operatorname{arctg} \frac{b+x}{h} - h \operatorname{arctg} \frac{b+x}{h} \right) \right], \quad (13)$$

где k — гравитационная постоянная,
 h — глубина верхней грани призмы,
 H — глубина нижней грани призмы,
 x — текущая координата,
 b — горизонтальная полумощность.

Точное значение второй вертикальной производной силы тяжести той же возмущающей массы определялось (см. А. Г. Салихов, Л. А. Жаркова, 1961) по формуле

$$\frac{\partial^2 v_z}{\partial z^2} = 2k\Delta\sigma \left[\frac{b-x}{(b-x)^2 + h^2} - \frac{b-x}{(b-x)^2 + H^2} + \right. \\ \left. + \frac{b+x}{(b+x)^2 + h^2} - \frac{b+x}{(b+x)^2 + H^2} \right]. \quad (14)$$

Предполагалось, что масса рассматриваемой модели с некоторой избыточной плотностью $\Delta\sigma$, горизонтальной мощностью $2b$ может залегать на разных глубинах и иметь разную вертикальную мощность.

Вычислив v_z и $\frac{\partial^2 v_z}{\partial z^2}$ по формуле (13), (14), для некоторых заранее заданных размеров модели были построены графики изменения этих величин. Затем из графиков v_z по формуле (13) определялись приближенные значения v_{zzz} .

Для сравнительной характеристики v_{zzz} полученные значения представлены в табл. 3.

Таблица 3

Положение и размеры модели $\Delta\sigma = 0,3 \text{ г/см}^3$			Максимальные значения $v_{zzz} (1 \cdot 10^{-15})$			
			по формуле (14)	по формуле (10) при R		
h	H	b		2	4	8
2	3	20	44,1	38,5	22,4	10,1
3	4	20	21,6	18,9	11,9	5,0
5	10	20	51,8	39,5	19,5	16,8

Из данных табл. 3 видно, что значения вторых вертикальных градиентов, полученные по формулам (10) и (14), отличаются между собой тем больше, чем больше радиус палетки пересчета.

Радиус (R) палетки пересчета аномалий в высшие производные подбирался экспериментальным путем. При различных заданных радиусах локализовались суммарные аномалии, содержащие информацию в виде некоторого гравитационного эффекта структуры осадочной толщи, фундамента и более глубинных образований. Результаты локализации дали основание прийти к заключению о том, что в условиях геологического строения рассматриваемой территории целесообразно принимать радиус палетки для локализации аномалий миллигальных и полумиллигальных съемок $R \geq 4 \text{ км}$, а высокоточных $R \geq 2 \text{ км}$.

Массовая локализация аномалий на участках миллигальных и полумиллигальных съемок осуществлялась приведенной выше палеткой. Для нее были выбраны два оптимальных значения радиуса, равных 4 и 8 км.

Аномалии, локализованные палеткой с радиусом, равным 4 км (2 км для высокоточных), содержат минимальное влияние ошибок наблюдений и отражают суммарный эффект неоднородности строения осадочной толщи и фундамента, а при $R < 4$ км (и $R < 2$ км для высокоточных) аномалии содержат помехи, обусловленные ошибками наблюдения и неоднородности строения самых верхних слоев осадочной толщи. Значение радиуса палетки, равное 8 км, обеспечивает в основном локализацию эффекта, обусловленного внутренним строением фундамента — массами, залегающими несколько ниже его поверхности, и незначительную часть эффекта осадочной толщи.

Дальнейшая обработка аномалий высших производных, полученных двумя различными радиусами палетки, заключалась в том, чтобы выделить полезный эффект из суммарного поля высших производных.

Для этого, очевидно, из локализованной аномалии, отражающей суммарный эффект неоднородности строения осадочной толщи и фундамента, необходимо исключить помехи, обусловленные неоднородностью внутреннего строения фундамента.

Обозначим экстремальные значения вторых производных, полученных палеткой с радиусом $R = 4$ км (и $R = 2$ км для высокоточных съемок) через $a = (v_{zzz})_{\max}$, $b = (v_{zzz})_{\min}$ и с $R = 8$ км — через $a_1 = (v_{zzz})_{\max}$; $b_1 = (v_{zzz})_{\min}$. Тогда для определения полезного эффекта имеем следующую формулу

$$\Delta v_{zzz} = (a + b) - (a_1 + b_1). \quad (15)$$

Был выполнен анализ различных случаев распределения вторых вертикальных производных аномалий силы тяжести и по формуле (15) вычислялся полезный эффект. Для этого полученные по точным формулам значения аномалий v_z моделей вертикального уступа, прямоугольной и наклонной призмы, размещенных на различных глубинах от плоскости наблюдения и соответствующих идеализированному региональному фону, были пересчитаны в v_{zzz} .

По формуле (15) определялась величина полезного эффекта. Расчеты показывают, что значения Δv_{zzz} для рассматриваемых моделей равны либо близки к нулю.

Аналогично этому определялась величина v_{zzz} суммарного поля, состоящего из поля модели (региональный фон) и наложенного на него гравитационного влияния структуры (полезный эффект). Величина последней принята $+1,4$ мгл, равная эффекту структур осадочной толщи и поверхности фундамента Елабужской площади, и $0,8$ мгл, приблизительно соответствующая полезному эффекту структуры поверхности фундамента.

С целью выявления возможности выделения структурного эффекта в различных условиях распределения регионального фона, гравитационное влияние структуры принятой выше интенсивности размещалось на различных участках поля модели вертикального уступа, прямоугольной и наклонной призмы, горизонтальной и наклонной плоскости. Такое размещение эффекта структуры на фоне модельных полей практически можно рассматривать как аналог распределения полезного эффекта в составе суммарного поля на участках его максимумов и в зонах перехода от максимумов к минимумам.

С точки зрения возможности выделения полезного эффекта в различных условиях распределения региональных аномалий определенное

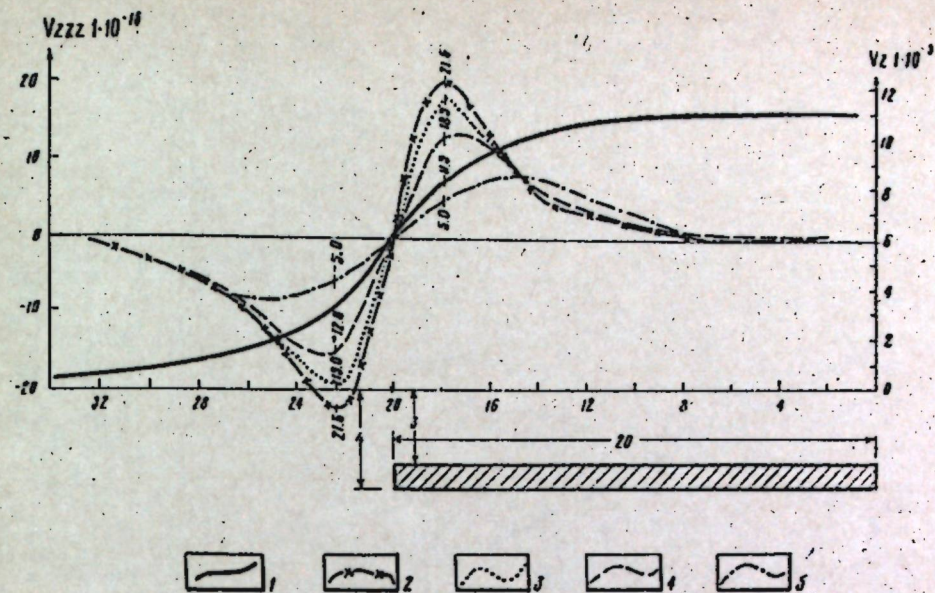


Рис. 3а. Распределение v_z и v_{zzz} модели прямоугольной призмы. 1 — кривая v_z ; 2 — теоретические значения v_{zzz} ; 3, 4, 5 — кривые, полученные пересчетом v_z в v_{zzz} палетками с радиусами, равными соответственно 2, 4 и 8 км.

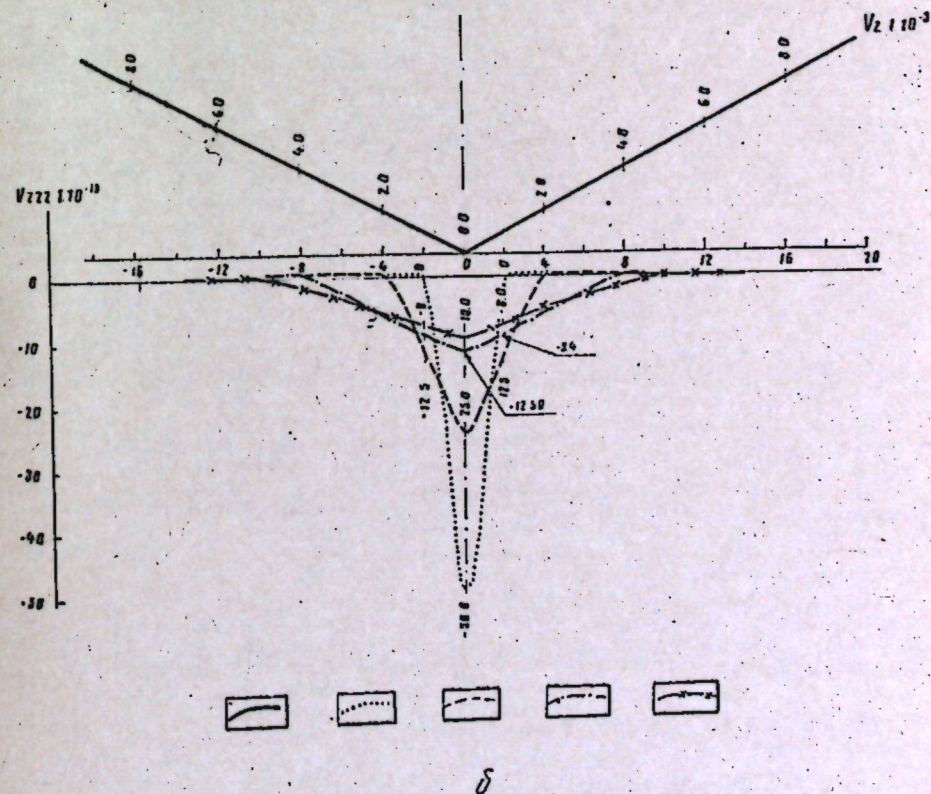


Рис. 3б. Распределение v_z и v_{zzz} модели синклинали. 1 — кривая v_z с одинаковым горизонтальным градиентом; 2, 3, 4, 5 — кривые, полученные пересчетом v_z в v_{zzz} палетками с радиусами, равными соответственно 2, 4, 8 и 10 км.

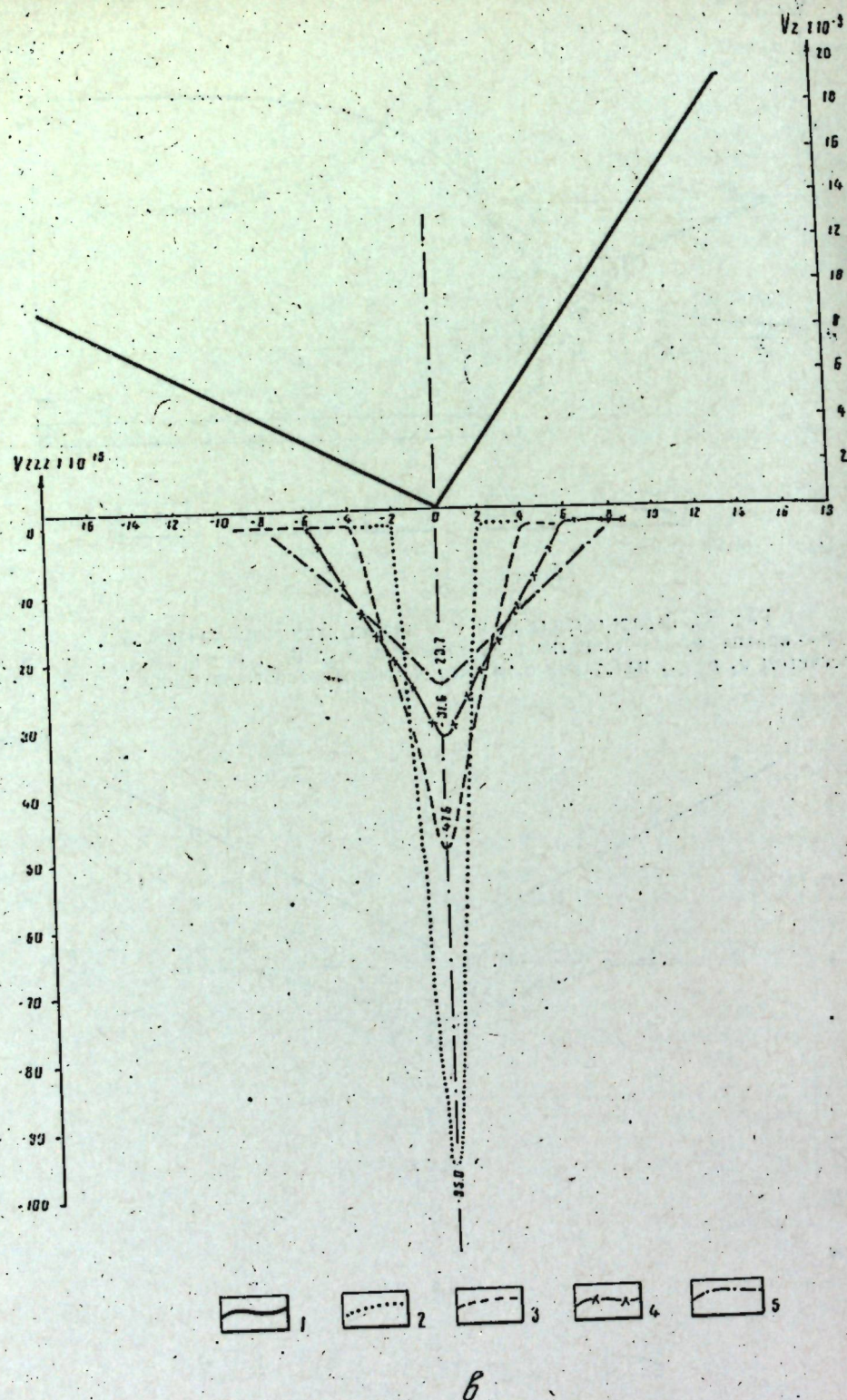


Рис. 3б. Распределение v_z и v_{zzz} модели синклинали.
1 — кривая v_z с неодинаковым горизонтальным градиентом; 2, 3, 4, 5 — кривые, полученные пересчетом v_z в v_{zzz} палетками с радиусами, равными соответственно 2, 4, 6 и 8 км.

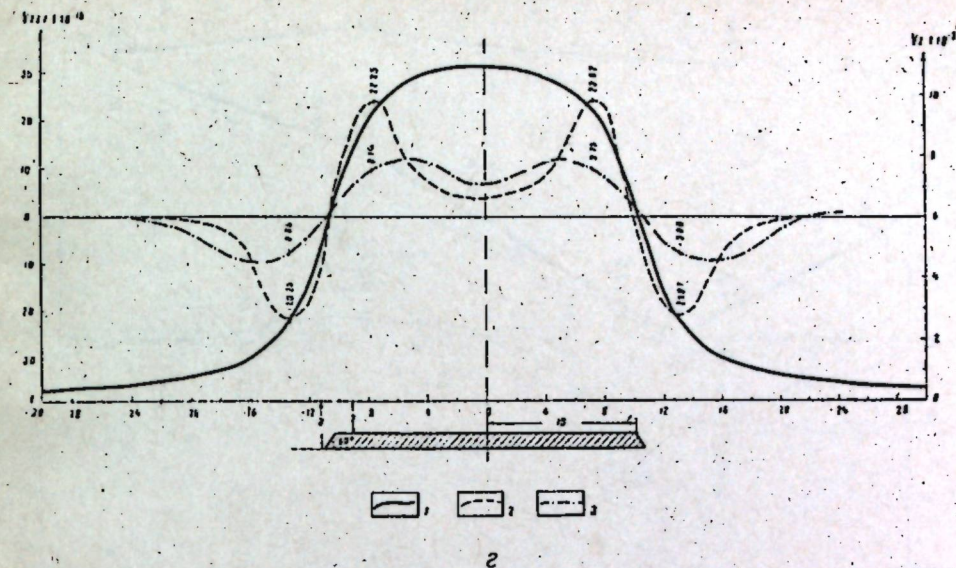


Рис. 3а. Распределение v_z и v_{zzz} модели равнобокой трапеции.
1 — кривая v_z ; 2, 3 — кривые, полученные пересчетом v_z в v_{zzz} палетками с радиусами, равными соответственно 4 и 8 км.

значение имеет размещение эффекта положительных структур на участках поля синклинали. Последнее можно представить в виде минимума или, в первом приближении, в виде двух аномальных плоскостей v_z , взаимно пересекающихся над центром синклинали.

Вторые вертикальные градиенты силы тяжести от суммарных аномалий моделей вычислены при радиусах палетки пересчета, равных 2, 4, 8 км, а в некоторых случаях и при 6, 10 км. Распределение полученных данных в виде графиков представлено на рис. 3 и 4.

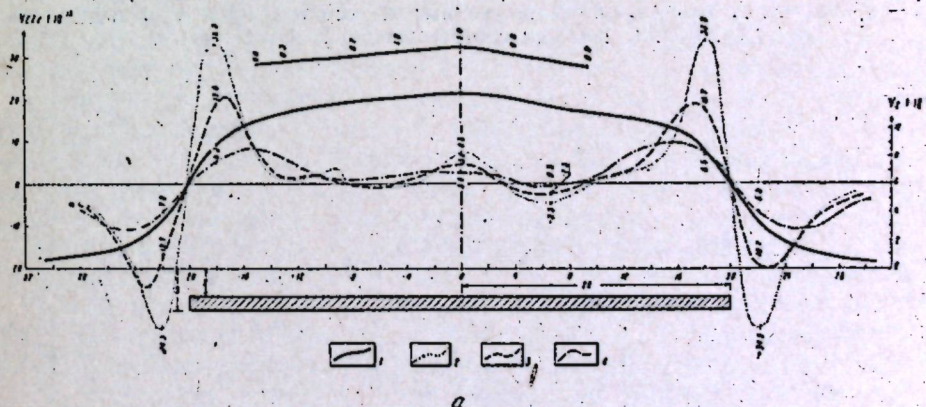


Рис. 4а. Распределение v_z и v_{zzz} моделей прямоугольной призмы и структуры.
1 — кривая v_z ; 2, 3, 4 — кривые, полученные пересчетом v_z в v_{zzz} палетками с радиусами, равными соответственно 2, 4 и 8 км.

По значениям v_{zzz} на участках наложенного на фон структурного эффекта, по формуле (15) вычислены значения Δv_{zzz} . Для распределения аномального фона, соответствующего минимуму (рис. 3б, 3в и 4б, 4д) эффект Δv_{zzz} вычислялся отдельно по левой и правой ветви кривых v_{zzz} от центра их минимума. Результативные значения в этих случаях получены по разности Δv_{zzz} левой — Δv_{zzz} правой ветви кривых.

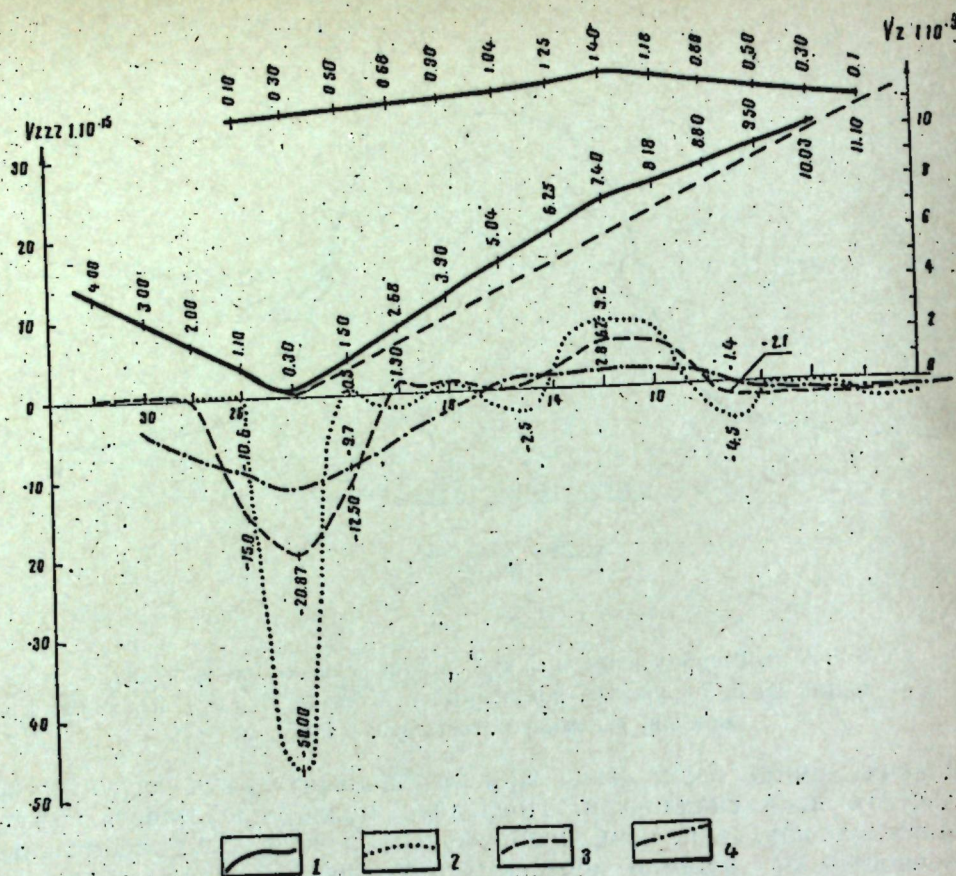


Рис. 45. Распределение v_z и v_{zzz} моделей равнобокой трапеции и структуры.
1 — кривая v_z ; 2, 3, 4 — кривые, полученные пересчетом v_z в v_{zzz} палетками с радиусами, равными соответственно 2, 4 и 8 км.

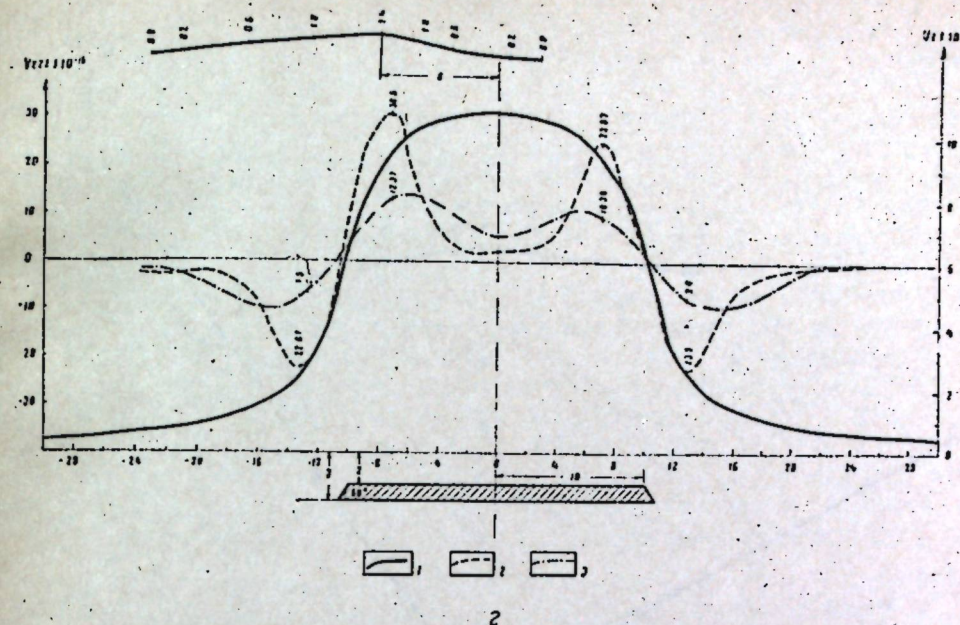


Рис. 46. Распределение v_z и v_{zzz} моделей синклинали и структуры.
1 — кривая v_z ; 2, 3, 4 — кривые, полученные пересчетом v_z в v_{zzz} палетками с радиусами, равными соответственно 2, 4 и 8 км.

При такой обработке данных интересующий нас полезный эффект может быть не выявлен лишь в тех случаях, когда величины аномалий v_z структур имеют симметричное относительно фона распределение с совершенно одинаковым значением градиентов по левой и правой ветви. Такой случай соответствует размещению пологой структуры в центре синклинали с одинаковыми углами падения ее крыльев. Сочетания перечисленных геологических условий в природе, очевидно, могут быть как редкое исключение.

Для рассмотренных выше случаев заранее наложенный на аномальный фон структурный эффект выделяется достаточно уверенно.

Наконец, по результатам вычислений v_z в v_{zzz} двумя (или несколькими) палетками с разными радиусами можно довольно четко оконтурить в направлении оси x участок расположения возмущающих тел. Действительно, для вертикального уступа (и других форм тел, если они залегают сравнительно неглубоко) над вертикальной его гранью имеет место $v_z = 0$; $v_{xz} = \text{макс}$; $v_{zzz} = 0$. Отсюда следует, что точки пересечения двух кривых v_{zzz} , полученных различными радиусами палетки пересчета, близко соответствуют границе распространения гравитирующих масс. Этот вывод в первом приближении может быть распространен и для оконтуривания плана структурных поднятий осадочной толщи из распределения кривых вторых вертикальных производных силы тяжести, полученных двумя различными значениями радиусов палетки пересчета.

Анализ значений вторых вертикальных производных над моделями прямоугольной и наклонной призмы, вертикального уступа наклонной плоскости и синклинали показывает закономерное их распределение. Эта закономерность заключается в том, что, если наблюдаемые гравитационные аномалии обусловлены лишь глубинными массами, расположенными ниже поверхности фундамента в силу их резкой вертикальной границы распространения; величина Δv_{zzz} оказывается равной или близкой к нулю и, наоборот, эта величина отличается от нуля, если на гравитационный эффект глубинных масс накладывается полезный эффект, обусловленный пологими структур-

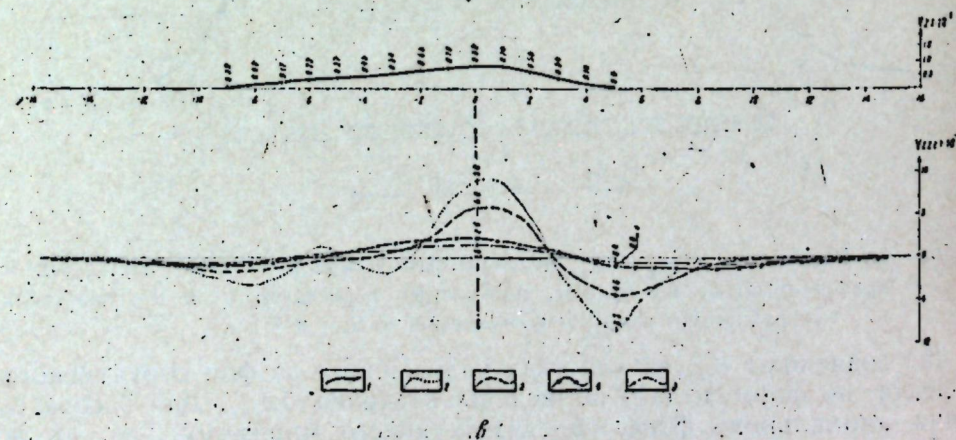


Рис. 47. Распределение v_z и v_{zzz} модели структуры.
1 — кривая v_z ; 2, 3, 4, 5 — кривые, полученные пересчетом v_z в v_{zzz} палетками с радиусами, равными соответственно 2, 4, 8 и 10 км.

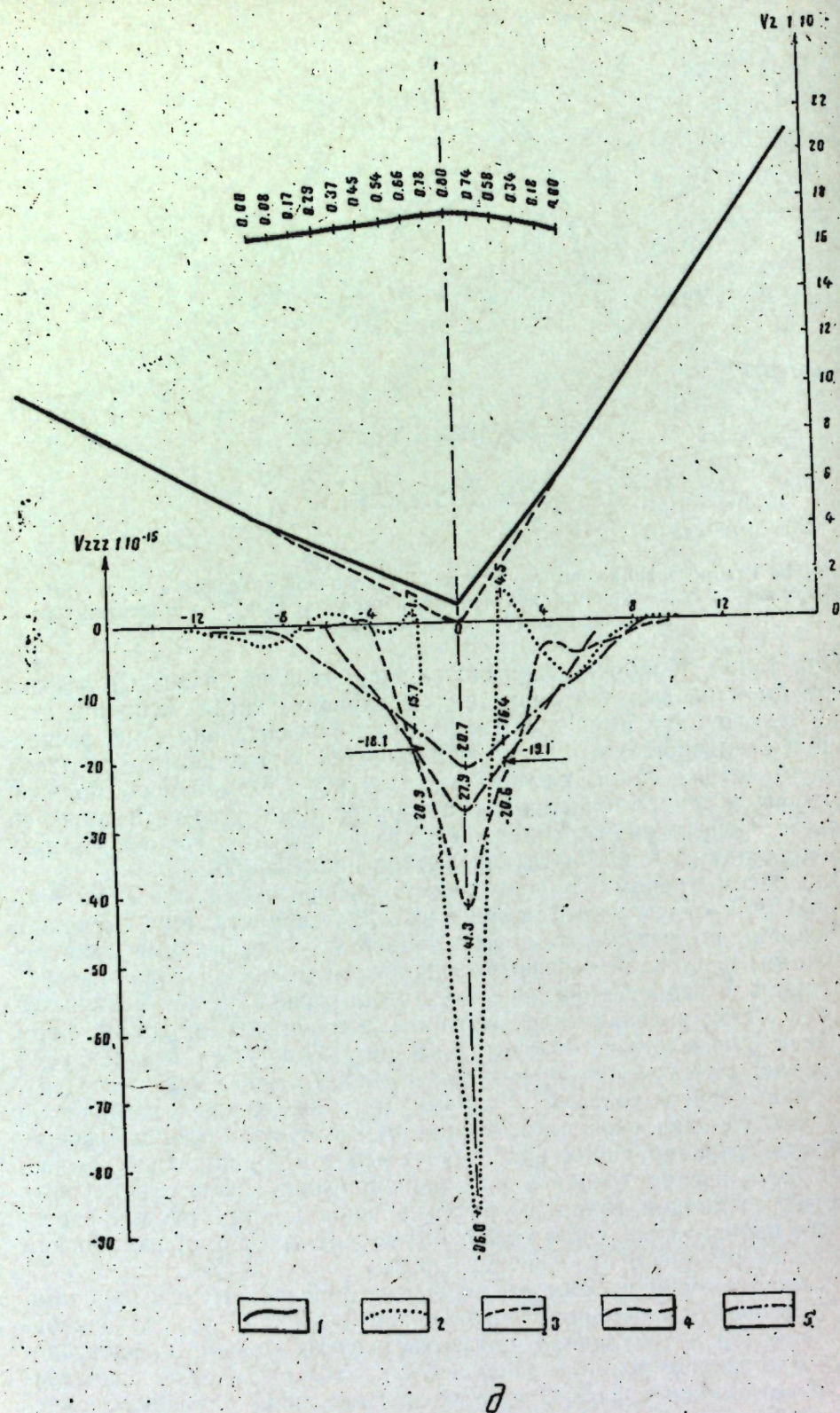


Рис. 4д. Распределение v_z и v_{zzz} моделей синклинали и структуры.
1 — кривая v_z ; 2, 3, 4, 5 — кривые, полученные пересчетом v_z в v_{zzz} палетками с радиусами, равными соответственно 2, 4, 6 и 8 км.

ными поднятиями осадочной толщи и поверхности фундамента. Глубоко залегающие массы обычно создают большие аномалии вторых вертикальных производных силы тяжести, максимумы и минимумы которых приблизительно равны.

С точки зрения существующего в настоящее время представления о блоковом строении фундамента и влиянии последнего на осадочную толщу по глубинным тектоническим разломам, имеются основания полагать, что во многих случаях распределения глубинных масс могут быть близкими по форме к одной из моделей, рассмотренных нами выше.

Поэтому величина Δv_{zzz} в ряде случаев будет отражать полезный гравитационный эффект, обусловленный структурными особенностями осадочной толщи и поверхности фундамента.

Намечается несколько вариантов вычисления полезного эффекта.

Первый вариант вычисления Δv_{zzz} предусматривает определение интересующей нас величины с размещением расчетных профилей между максимумом и минимумом аномалий v_{zzz} на картах, локализованных палеткой с меньшим радиусом (в нашем случае $R=2$ и 4 км). Значение $(v_{zzz})_{\text{макс.}}$ и $(v_{zzz})_{\text{мин.}}$ на концах профиля выписывается

в журнал обработки, затем тот же профиль точно по координатной сетке переносится на карту v_{zzz} локализованной палеткой с большим радиусом (при $R=8$ или 10 км). На концах профиля выписывается из этой карты $(v_{zzz})_{\text{макс.}}$ и $(v_{zzz})_{\text{мин.}}$, величина полезного эффекта находится согласно формуле (15). В зависимости от участка интерпретируемой кривой, Δv_{zzz} относится на точку ее максимума правой ветви либо на точку ее минимума левой ветви. Далее обычной интерполяцией выписанных значений составляется карта полезного гравитационного эффекта.

Второй вариант обработки данных отличается от первого тем, что расчетные профили намечаются на карту локализованных аномалий (при $R=2$ или 4 км) не повсеместно, а только между такими максимумами и минимумами вторых вертикальных производных, которые по абсолютной величине близки между собой $|+v_{zzz}| \approx |-v_{zzz}|$.

Третий вариант вычисления Δv_{zzz} аналогичен первому. Отличие состоит только в том, что вся обработка наблюдений ведется по отдельным профилям v_z , расположенным вкострости простираения изомал. Пересчет наблюдаемых значений в v_{zzz} в этом случае осуществляется по формуле (9) или (10).

Исходя из предпосылок, которые были положены в основу геологического истолкования аномалий Δv_{zzz} , геологическая задача, решаемая первым вариантом, состоит в выделении полезного эффекта, обусловленного главным образом структурными особенностями осадочной толщи. Поэтому исходные для пересчета карты гравитационных аномалий должны быть составлены на основе высокоточных наблюдений.

Второй вариант обработки данных обеспечивает выявление эффекта, обусловленного в основном теми положительными структурами поверхности фундамента, которые генетически могут быть связаны с глубинной тектоникой.

По изученной нами территории большая часть площади охарактеризована картами миллигального сечения. Ввиду этого обработка материалов по выявлению полезного эффекта осуществлялась по второму варианту.

Аномальное поле было перевычислено с помощью рассмотренной выше палетки (с радиусом 4 и 8 км) в высшие производные.

На основании полученных данных составлены две карты локализованных аномалий. Последующая обработка их позволила составить

результативную карту полезного эффекта. Точность проведения изоаномал последнего оценивалась по формуле (11). При этом учитывалась точность построения исходных карт.

Аномалии силы тяжести в северо-восточной части Татарии характеризуются средней ошибкой проведения изоаномал $\sigma_0 = \pm 0,25$ мгл, а в Южной Удмуртии $\sigma_0 = \pm 0,10$ мгл.

Так что среднюю погрешность второй вертикальной производной, вычисленной палетками с разными радиусами, найдем из соотношения

$$\sigma_{zz} = \frac{4\sigma_0 \cdot 0,57}{R^2}$$

Для северо-восточной части Татарии при радиусе палетки $R = 4$ км имеем:

$$\sigma_{zz} = \frac{4 \cdot 0,25 \cdot 0,57}{16} = 3,5 \cdot 10^{-15}$$

а при радиусе палетки $R = 8$ км:

$$\sigma_{zz} = \frac{4 \cdot 0,25 \cdot 0,57}{64} = 0,89 \cdot 10^{-15}$$

Погрешность определения полезного эффекта вычислим по следующей формуле:

$$\sigma_{\Delta v_{zzz}} = \pm \sqrt{(\sigma_{zz}^2 + \sigma_{zz}^2)} \quad (16)$$

Подставляя численные значения в формулу (16), получаем

$$\sigma_{\Delta v_{zzz}} = \pm 3,6 \cdot 10^{-15}$$

Густота изоаномал полезного эффекта определится из соотношения $\lambda \cdot \Delta v_{zzz}$.

Учитывая вероятность появления наибольшей ошибки не более 5 и 100 возможных, можно принять $\lambda = 2$. Тогда

$$\lambda \Delta v_{zzz} = 3,6 \cdot 2 = 7,2 \cdot 10^{-15}$$

Для площади Южной Удмуртии аналогично только что вычисленному получаем:

$$\sigma_{\Delta v_{zzz}} = 1,44 \cdot 10^{-15} \text{ и } \lambda \Delta v_{zzz} = 2,9 \cdot 10^{-15}$$

Обработка гравиметрических наблюдений по описанной выше методике дала удовлетворительные результаты для разбуренных участков Нижнего Прикамья Татарии и южных районов Удмуртии.

Выявленные бурением Елабужское, Бондюжское, Усть-Икское, Покровское, Граховское поднятия оконтурены изоаномалами полезного гравитационного эффекта вторых вертикальных производных. На карте (рис. 5) не отразилось южное продолжение Усть-Икской группы поднятий и не четко выделена Первомайская структура. На слабо изученных бурением участках выявлены Евлевское, Орлово-Сидоровское, Салиховское, Тлянчи-Тамакское, Верхне-Налимское, Верхне-Такерменское, Тайгузинское, Топосевское, Сулюковское, Войковское, Мензелинское, Ольгинское, Пойсевское, Кандызское, Князевское, Дедковское и Ново-Котловское (в Южной Удмуртии) предполагаемые поднятия.

Сопоставление карты полезного гравитационного эффекта со структурной картой, составленной сотрудниками треста "Татнефтегеофизика", по третьему отражающему горизонту сейсморазведки показывает, что Евлевское, Октябрьское, Верхне-Такерменское, Языковское, Кондызское, Ольгинское, Пойсевское структурные поднятия

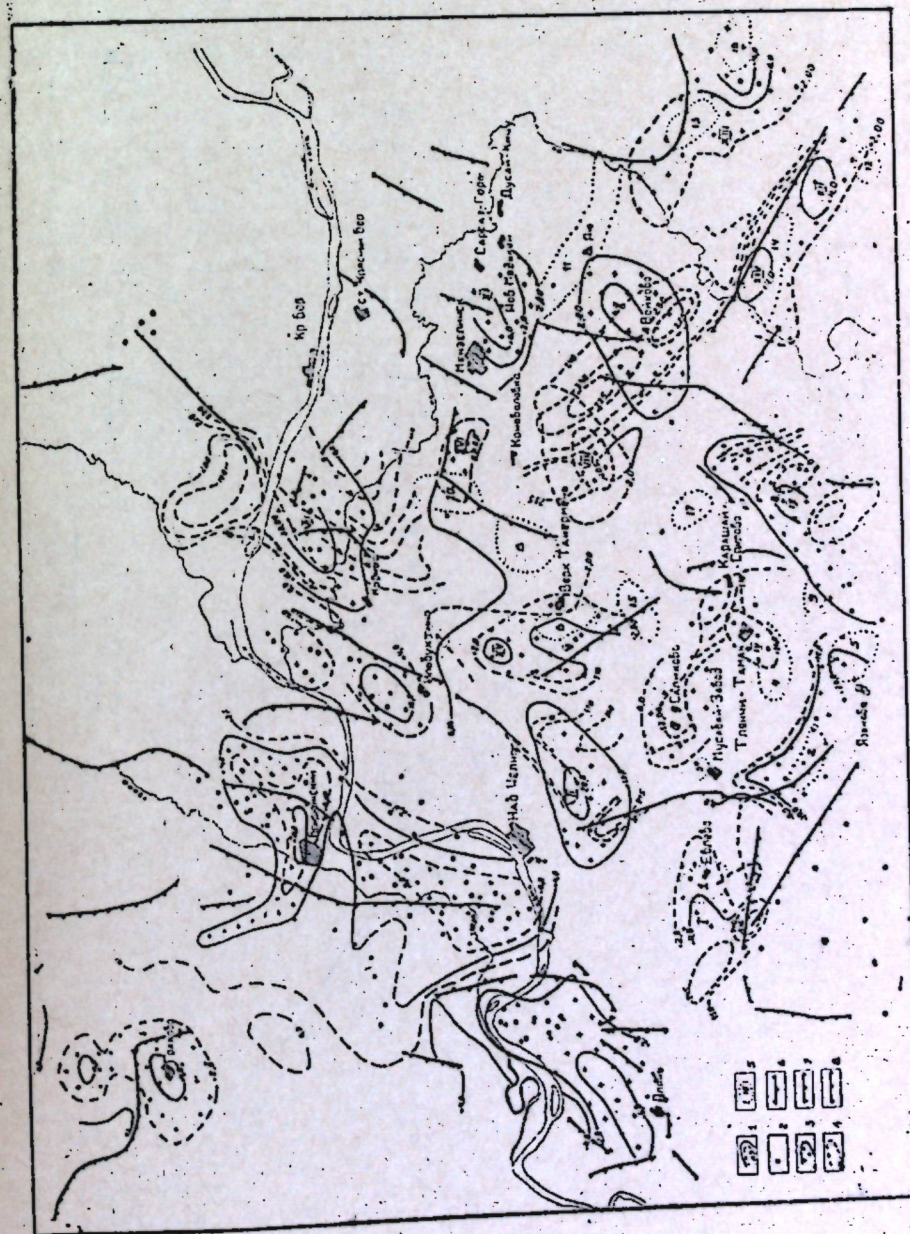
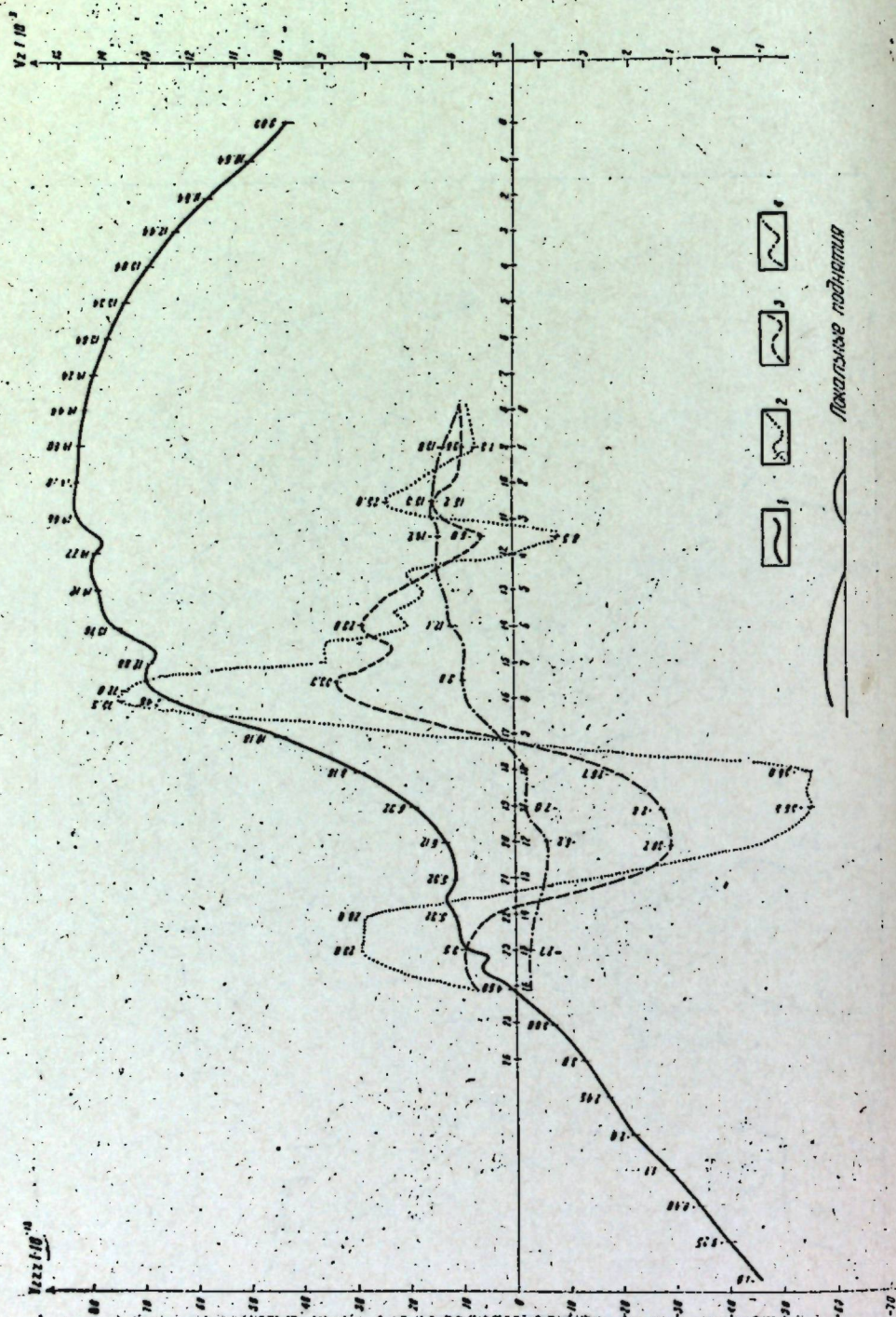


Рис. 5. Структурная карта северо-востока Татарии по данным бурения и гравиметрии.

1 — изолинии Δv_{zzz} ; 2 — глубокие скважины; 3 — предполагаемые локальные структурные поднятия фундамента и терригенного девона; 4 — стратонизогипсы по кровле асфальтового яруса; 5 — перспективные площади по данным сейсморазведки; 6 — зоны предполагаемых тектонических нарушений I порядка; 7 — зоны предполагаемых тектонических нарушений II порядка; 8 — зоны предполагаемых тектонических нарушений III порядка.

Рис. 6. Профиль 1 — 1 вы-
сокоточных наблюдений.
1 — кривая v_z ; 2, 3, 4 —
кривые, полученные пе-
ресчетом v_z в v_{zzz} палет-
ками с радиусами, рав-
ными соответственно 2,
4 и 8 км.



полностью совпадают с выделенными нами поднятиями. Кроме того, Тлянчи-Тамакское, Ургуденское, Дедковское и Исансуповское под-
нятия, выделенные сейсморазведкой, оказались частично приуро-
ченными к площадям аномалий полезного эффекта.

По материалам высокоточных гравиметрических съемок Л. Д. Нем-
цова для одного из районов Татарии в условных единицах составлен
профиль изменения v_z и описанным выше способом вычислен эффект
локальных поднятий (рис. 6).

Результаты интерпретации показаны в нижней части чертежа.
Как видно из приведенных данных, определение полезного эффекта
из кривых v_{zzz} , полученных при радиусе палетки пересчета 2 и 8 км,
позволяет наметить два участка локальных поднятий: между точ-
ками 1—3 и 4—9.

В районе расположения рассматриваемого профиля имеется не-
сколько глубоких скважин. По материалам последних сотрудниками
треста „Татнефтегазразведка“ составлена карта рельефа поверхности
фундамента, согласно которой выделенные нами участки характе-
ризуются локальными поднятиями с амплитудами приблизительно
30—50 м.

На результатах интерпретации не отразилось третье поднятие,
расположенное между точками 10—12. Этот участок профиля, как
видно из рис. 6, характеризуется своеобразным минимумом наблю-
денного поля. Применение описанного выше способа выявления
полезного эффекта в данном случае осталось невыясненным.

Важное теоретическое и практическое значение имеет оценка
интенсивности полезного эффекта, выделенного описанным выше
способом, и определения глубины залегания границы раздела плот-
ности пород (локального поднятия).

С целью решения этой задачи для вычисления значений силы
тяжести по значениям вторых производных получена следующая
формула:

$$v_z(n) = \frac{1}{n} [(n-1) v_{zzz(n)} R^2 + (n-2) v_{zzz(n-1)} R^2 + (n-3) v_{zzz(n-2)} R^2 + \dots + v_{zzz(2)} R^2 + v_z(0) + (n-1) v_z(n+1)], \quad (17)$$

где $v_z(n)$ — искомое значение силы тяжести в точке n ,
 $v_{zzz(n-1)}, v_{zzz(n-2)}, \dots, v_{zzz(2)}$ — значения вторых производных силы тя-
жести в точках $n, n-1, \dots, 2$,
 $v_z(0), v_z(n+1)$ — известные значения силы тяжести в на-
чальной и конечной точках профиля,
 n — порядковый номер точки, для которой
вычисляется v_z ,

R — радиус палетки пересчета v_z в v_{zzz} .
Заметим, что $v_z(0)$ и $v_z(n+1)$ на концах профиля можно принимать
равными нулю.

По формуле (17) значения вторых производных, полученных при
радиусе палетки пересчета 2 и 8 км из кривых суммарного модель-
ного поля (рис. 7), пересчитывались в значения силы тяжести. Затем
в соответствии с выражением (15) были определены значения полез-
ных эффектов как разность силы тяжести в идентичных точках,
полученных при $R=2$ и $R=8$ км.

Задачей дальнейших исследований является определение элемен-
тов залегания геологических образований из кривых полезных эффек-
тов. Это, очевидно, можно сделать, имея палетки либо номограммы
для решения обратной задачи гравиметрии. В настоящее время
такие палетки для некоторых моделей уже рассчитаны. Принцип
построения последних состоит в следующем. Для геометрически
правильной формы модели по оси x (в случае трехмерных и по

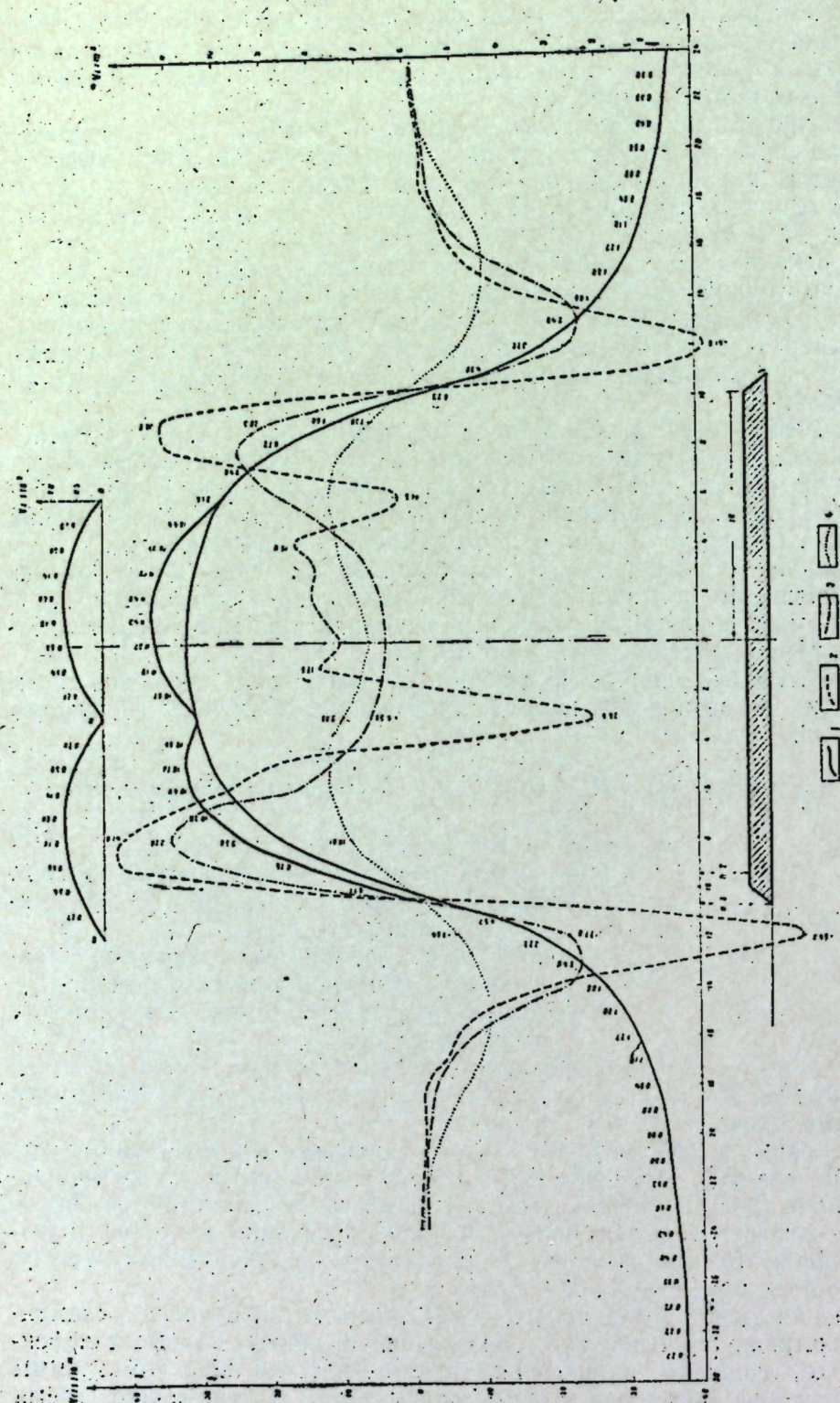


Рис. 7. Распределение v_z и v_{zz} моделей равнобедренной трапеции и двух локальных структур. 1 — кривая v_z ; 2, 3, 4 — кривые, полученные пересчетом v_z в v_{zz} палетками с радиусами, равными соответственно 2, 4 и 8 км.

оси y) вычисляется значение силы тяжести при заданных элементах ее залегания. Полученные данные в виде отношения $v_z : v_{z \text{ макс}}$ наносятся по ординате на билогарифмические бланки с модулем 6,25 см, в соответствии с отношением $x : h$, где x — значение абсциссы точки, а h — глубина залегания верхней кромки принятой модели. Если значения v_z рассчитаны для достаточно большого числа параметров модели, то по серии таких теоретических кривых, путем подбора, нетрудно определить глубину залегания, размеры и избыточную плотность геологических образований, обусловивших полезный эффект.

ЛИТЕРАТУРА

1. Балабушевич И. А. Высшие производные потенциалы силы тяжести. Изд-во АН УССР, Киев, 1963.
2. Беляевский Н. А., Федьинский В. В. Изучение глубинных недр земли и задачи сверхглубокого бурения. "Советская геология", № 12, 1961.
3. Берч Ф., Шерер Д., Снайсер Г. Справочник для геологов по физическим константам. ИЛ, 1949.
4. Джеффрис Г. Земля, ее происхождение, история и строение. ИЛ, 1960.
5. Деменицкая Р. М. Основные черты строения коры Земли по геофизическим данным. Гостоптехиздат, 1961.
6. Еланский Л. Н., Повельев С. В. О третьих вертикальных производных потенциала физических полей Земли. Прикладная геофизика, вып. 24, Гостоптехиздат, 1960.
7. Журавлев Е. Г. Геологические и петрографические особенности кристаллического фундамента Бондюжского поднятия. Геология нефтегазоносных районов СССР. Гостоптехиздат, 1960.
8. Журавлев Е. Г. Петрография и структурные особенности кристаллического фундамента Елабуго-Бондюжской группы поднятий. Петрография фундамента и осадочных отложений нефтегазоносных областей СССР. Гостоптехиздат, 1962.
9. Кононова И. Б. Петрографические особенности и строение кристаллического фундамента Поповской площади. Петрография фундамента и осадочных отложений нефтегазоносных областей СССР. Гостоптехиздат, 1962.
10. Конторович Л. В. и Крылов В. А. Приближенные методы высшего анализа. Госиздат физ.-мат. литературы, 1962.
11. Магницкий В. А. Основы физики Земли. Госгеодезиздат, 1953.
12. Молочко А. К. Основы курс гравиразведки, ч. I и II. Пермь, 1960, 1962.
13. Немцов Л. Д. Таблицы гравитационных эффектов для вычисления аномалий силы тяжести от объемных тел произвольной формы и размеров. ВНИИ Геофизика, 1962.
14. Фотиади Э. Э. Геологическое строение Русской платформы по данным региональных геофизических исследований и опорного бурения. Гостоптехиздат, 1958.

СОДЕРЖАНИЕ

Уразаев И. М., Салихов А. Г. Геомагнитное поле Татарии и методика интерпретации аномалий Z_a и H_a с помощью номограмм	3
Салихов А. Г., Жаркова Л. А., Кузнецов Г. Е. Ускоренный способ определения элементов залегания и гравитационного действия возмущающих масс, имеющих форму уступа	18
Жаркова Л. А. Решение прямой и обратной задачи гравиметрии для тел близких по форме морфологическим элементам осадочной толщи и фундамента	27
Тен К. М. О методике интерпретации данных становления магнитного поля в условиях северо-запада Татарии	32
Салихов А. Г., Жаркова Л. А. К методике расчета гравитационного эффекта неоднородности строения верхних слоев осадочной толщи	39
Салихов А. Г. К вопросу интерпретации аномалий двухмиллигальных и детальных гравиметрических съемок	46
Уразаев И. М. К методике расчета электродвижущей силы, возникающей на контакте сульфидных рудных тел с вмещающими породами на примере рудника Капот в Кананеа (Мексика)	52
Уразаев И. М. Методика учета поправки за удаленную зону при пересчете Z_a в H_a	59
Юсупов Д. Б. Некоторые вопросы количественной интерпретации аномалий гравитационного поля	65
Салихов А. Г., Уразаев И. М., Юсупов Д. Б. Геофизическая характеристика северо-западных районов Татарской АССР в связи с планированием поисково-разведочных работ на нефть и газ	69
Кузнецов Г. Е. О некоторых результатах гравитационно-магнитных исследований в центральной части Прикамья Татарской АССР	77
Евграфов Н. С. Некоторые результаты количественной интерпретации гравитационных аномалий западного склона южного купола Татарского свода	82
Зубков В. Л. Некоторые данные о региональном изменении скорости распространения упругих волн в отложениях осадочного покрова на территории Татарии	87
Зубков В. Л. О результатах изучения скорости распространения упругих волн в породах кристаллического фундамента на территории ТАССР	96
Уразаев И. М. Распределение естественного электрического поля на земной поверхности в зависимости от минералогического состава рудных тел	102
Касимов Р. С. О зависимости собственных потенциалов (U_{cp}) в скважинах от нефтенасыщенности терригенных пород в условиях Татарии	107
Харитонова Р. Ш. Интерпретация аппаратурных γ -спектров естественного излучения горных пород для раздельного определения содержания элементов U—Th рядов и K^{40}	117
Харитонова Р. Ш. О возможности использования люминесцентных счетчиков для спектроскопии естественного γ -излучения пород	120
Евграфов Н. С. К вопросу изучения глубинного строения северного купола Татарского свода по аэромагнитной съемке	126
Солонцов Л. Ф. К вопросу о пересмотре стратиграфической схемы отложений позднего докембрия центральных и восточных областей Русской платформы	130
Салихов А. Г., Жаркова Л. А., Кузнецов Г. Е. Интерпретация материалов детальных гравиметрических съемок в Татарии	144
Салихов А. Г. К вопросу о глубинном строении фундамента северных районов Татарии и методике поисков локальных структур по материалам детальной и высокоточной гравиразведки	151