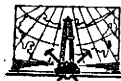


В. В. ЗНАМЕНСКИЙ,  
М. С. ЖДАНОВ,  
Л. П. ПЕТРОВ

---

# ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ РАЗВЕДКИ И ИССЛЕДОВАНИЯ СКВАЖИН

*Допущено Управлением кадров и учебных заведений  
Министерства нефтяной промышленности в качестве  
учебника для геологических специальностей  
нефтяных техникумов*



МОСКВА «НЕДРА» 1981

**Знаменский В. В., Жданов М. С., Петров Л. П.** Геофизические методы разведки и исследования скважин: Учебник для техникумов.— М.: Недра, 1981. 320 с.

В учебнике описаны полевые геофизические методы, применяемые при поисках месторождений нефти и газа, и геофизические методы исследования скважин. Наибольшее внимание уделено основному геофизическому методу при поисках нефти и газа — сейсморазведке. Изложены основы радиометрической разведки.

По каждому полювому (гравиразведка, магниторазведка, электроразведка, сейсморазведка) и скважинному методам рассмотрены физические основы, аппаратура, методика работ, обработка и интерпретация результатов. Кратко рассмотрены методы контроля за техническим состоянием скважин, прострелочно-взрывные работы в них.

Учебник предназначен для учащихся геологических специальностей нефтяных техникумов.

Табл. 9, ил. 135, список лит.— 9 назв.

Рецензенты: д-р техн. наук Е. А. КОЗЛОВ, д-р техн. наук Н. Н. СОХРАНОВ (ВНИИГеофизика), И. И. ДРАНКО (Дрогобычский нефт. техникум)

**Владимир Вячеславович Знаменский,  
Михаил Семенович Жданов,  
Лев Петрович Петров**

### **ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ РАЗВЕДКИ И ИССЛЕДОВАНИЯ СКВАЖИН**

Редактор издательства Н. Г. Богачева

Переплет художника В. Я. Батищева

Художественный редактор В. В. Шутько

Технические редакторы В. В. Соколова, Н. С. Гришанова

Корректор И. Н. Таранева

**ИБ № 2447**

---

Сдано в набор 29.10.80. Подписано в печать 03.03.81. Т-06018. Формат 60×90<sup>1/16</sup>. Бумага типографская № 2. Гарнитура «Литературная». Печать высокая. Усл. печ. л. 20,0. Усл. кр.-отт. 20,0. Уч.-изд. л. 20,87. Тираж 5800 экз. Заказ 418/7003-3. Цена 95 коп.

---

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19.  
Ленинградская типография № 8 ордена Трудового Красного Знамени Ленинградского объединения «Техническая книга» им. Евгении Соколовой Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. 190000, г. Ленинград, Прачечный переулок, 6.

## ВВЕДЕНИЕ

Геофизические методы разведки основаны на изучении распределения естественных и искусственных физических полей: силы тяжести, магнитного, электрического, упругих волн, теплового, радиоактивного излучения и др. Эти методы были созданы на базе комплекса наук о Земле, объединяемых под общим названием геофизика: геомагнетизма (учение о земном магнитном поле), гравиметрии (учение о поле силы тяжести), сейсмологии (учение о землетрясениях) и др. Различные геофизические науки развивались на протяжении последних четырех столетий, но особенно интенсивно в XIX и XX столетиях. Так, еще в XVIII—XIX веках с целью изучения фигуры Земли проводились измерения ускорения силы тяжести в различных точках земной поверхности. Изучение времен пробега упругих волн, возникающих при землетрясениях, позволило установить слоистость земной коры. Как образно сказал русский сейсмолог акад. Б. Б. Голицын, «Можно уподобить всякое землетрясение фонарю, который зажигается на короткое время и освещает нам внутренность Земли, позволяя тем самым рассмотреть то, что там происходит». Геомагнитные явления использовали для целей мореплавания еще в глубокой древности. Но потребовалось много времени, прежде чем изучение геофизических полей удалось привлечь для поисков и разведки месторождений полезных ископаемых: возникновение геофизических методов разведки относится только к 20-м годам текущего столетия.

В основе изучаемых геофизических полей лежат такие фундаментальные законы физики, как гравитационное и магнитное притяжение, электромагнитная индукция, отражение, преломление и дифракция упругих волн, радиоактивное излучение и др. В физике эти законы рассматриваются применительно к простым условиям: среды, в которых они действуют, в физическом отношении принимаются за однородные. Геологические же разрезы в физическом отношении являются существенно неоднородными средами, что сильно усложняет практическое использование этих законов. Поэтому для применения геофизических методов (кроме сложной физико-математической теории) требуется высокоточная аппаратура с элементами электроники, точной механики, оптики и вычислительной техники; обработку получаемых материалов выполняют на мощных электронных вычислительных машинах.

Наша страна по праву может гордиться тем, что она оказала существенное влияние на становление и развитие

геофизических методов разведки, где впервые в мировой практике они получили широкое применение в народном хозяйстве. Еще в годы гражданской войны по инициативе В. И. Ленина была создана Особая Комиссия по изучению Курской магнитной аномалии, которую возглавили выдающиеся ученые академики И. М. Губкин (геолог) и П. П. Лазарев (геофизик). В работе Комиссии приняли участие многие крупнейшие геологи и геофизики того времени, а геологическая интерпретация полученных материалов была выполнена под руководством академика А. Д. Архангельского. Эти работы завершились открытием месторождения железных руд. Выдающийся вклад в создание геофизических методов был внесен работами академика Б. Б. Голицына, которого по праву называют отцом важнейшего метода полевых геофизических исследований — сейсморазведки. Большой вклад в развитие геофизических методов внесли многие крупные ученые нашей страны и среди них академики Г. А. Гамбургцев и В. А. Фок, профессора Д. В. Голубятников, А. И. Заборовский, С. Г. Комаров, П. Н. Никифоров, А. А. Петровский, Л. В. Сорокин, В. В. Федьинский, Б. М. Яновский и др. В настоящее время наша страна является первой в мире по объему выполняемых геофизических исследований при поисках и разведке месторождений полезных ископаемых. Многотысячный коллектив советских геофизиков занимает передовые позиции в развитии теории, методики и техники геофизических разведок и практического их применения.

Геофизические методы разведки можно подразделить на две самостоятельные отрасли: полевые геофизические методы разведки, кратко, полевая геофизика, и геофизические исследования в скважинах, кратко, промысловая геофизика, или каротаж.

Полевая геофизика включает комплекс методов, применяемых с целью изучения геологических разрезов с поверхности Земли (наземные или морские съемки) или в воздухе (аэро-съемки). В зависимости от природы изучаемых геофизических полей методы подразделяются на гравиметрическую разведку — изучение естественного поля силы тяжести, магнитную разведку — изучение распределения естественного геомагнитного поля; электрическую разведку — использование как естественных, так и искусственно созданных электромагнитных полей; сейсмическую разведку — изучение поля упругих колебаний, искусственно возбуждаемых взрывом заряда взрывчатого вещества ударами, механическими вибрациями и т. п.; радиометрическую разведку — использование проявления естественной радиоактивности горных пород и др.

Полевые геофизические методы широко используются при поисках и разведке различных полезных ископаемых: угля, железных и других руд, радиоактивных руд, редких и драго-

ценных металлов и т. д. Но особенно велика их роль при поисках и разведке месторождений нефти и газа, которые скапливаются в породах, залегающих на больших глубинах и перекрытых мощными толщами вышележащих пород. Поскольку в основном известные залежи нефти и газа, а также многие другие полезные ископаемые приурочены к определенным структурным условиям, то основной задачей полевых геофизических методов разведки является изучение характера залегания геологических напластований в большом диапазоне глубин на суше, под дном морей и океанов и т. д. Комплекс геофизических методов, используемый для изучения условий залегания геологических напластований, называется структурной геофизикой. Геофизические методы — главный вид геологоразведочных работ при поисках и разведке нефтегазоперспективных структур и подготовке их под глубокое бурение. Наряду с этим залежи нефти и газа по своим физическим свойствам отличаются от вмещающих их пород, что является основанием для использования этих отличий при прямых поисках нефтегазовых залежей. Проблема прямых поисков в настоящее время еще требует изучения многих важных теоретических, методических и интерпретационных вопросов.

Геофизические исследования в скважинах включают разнообразный комплекс измерений, важнейшими составляющими которого являются электрические методы, с помощью которых измеряют удельное электрическое сопротивление горных пород, их электрохимическую и вызванную активность и др.; радиоактивные (ядерные) методы, при которых измеряют естественную или искусственно вызванную радиоактивность пород; методы термометрии, основанные на изучении температуры горных пород в скважинах; акустический метод, при котором изучают скорость и затухание упругих волн в породах; магнитный метод, основанный на измерении магнитной восприимчивости горных пород, и др.

Основные геологоразведочные задачи, решаемые с помощью геофизических исследований в скважинах, заключаются в следующем: изучение разреза, определение литологии и глубины залегания пройденных скважиной горных пород; выделение нефтегазоносных пластов и оценка в них запасов нефти и газа; контроль за разработкой месторождений нефти и газа и др. Кроме того, геофизические исследования скважин являются важной составной частью работ с целью технического контроля бурения и состояния скважин: определение диаметра скважин, искривления их ствола, качества цементировки затрубного пространства и др. В настоящее время геофизические исследования являются неотъемлемой частью бурения всех нефтяных и газовых скважин. Благодаря использованию геофизических исследований стало возможным значительно сократить отбор горных пород (керн) при бурении глубоких разведочных

скважин и перейти на бескерновое бурение эксплуатационных скважин, достигнуть тем самым большего экономического эффекта за счет существенного увеличения скорости бурения.

Данный учебник состоит из двух частей: в первой части рассмотрены полевые геофизические методы разведки, входящие в комплекс поисковых и разведочных работ на нефть и газ; во второй части — геофизические исследования в скважинах.

Учебник написан коллективом авторов: введение, разделы первый, второй и четвертый написаны В. В. Знаменским, третий и шестой — М. С. Ждановым, седьмой — двенадцатый — Л. П. Петровым, пятый — Р. А. Резвановым.

# Часть первая

## ПОЛЕВАЯ ГЕОФИЗИКА

---

### Раздел первый

### ГРАВИРАЗВЕДКА

#### Глава I

#### ФИЗИЧЕСКИЕ И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ГРАВИРАЗВЕДКИ

Гравиметрическая разведка (сокращенное название — гравиразведка) основана на изучении чрезвычайно малых возмущений (аномалий) гравитационного поля Земли (называемого также полем силы тяжести), обусловленных различием плотности находящихся внутри Земли горных пород. Геологоразведочное значение гравиразведки состоит в том, что многие антиклинальные складки и другие геологические структуры, представляющие интерес при поисках и разведке нефтяных и газовых месторождений, находят отражение в измеряемом на поверхности Земли гравитационном поле в виде положительных или отрицательных аномалий различных размеров и интенсивности. Эти аномалии очень малы и часто не превышают  $1/1\,000\,000$  долю от полного значения силы тяжести на поверхности Земли. Поэтому для обнаружения гравитационных эффектов от интересующих структур требуется очень высокая точность полевых измерений, которая достигается применением высокочувствительных приборов, называемых гравиметрами и гравитационными вариомерами.

Изучение гравиразведки мы начнем с общих законов, которые определяют распределение поля силы тяжести на поверхности Земли.

#### § 1. Сила тяжести. Потенциал силы тяжести

Поле силы тяжести является естественным физическим полем Земли. Его действие проявляется в том, что на любую массу  $m$ , находящуюся в произвольной точке  $P$  на поверхности Земли, действует сила, равная  $P = mg$ , называемая силой тяжести, где  $g$  — ускорение силы тяжести.

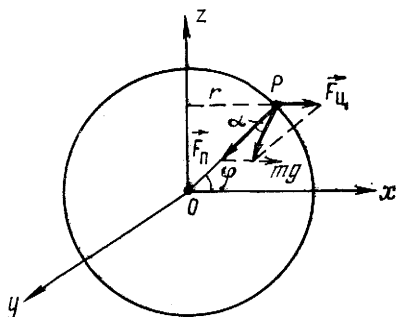


Рис. 1. Сила тяжести и ее составляющие

альными точками (точечными массами) с массами  $m_1$  и  $m_2$ , находящимися друг от друга на расстоянии  $\rho$ , вычисляется согласно закону Ньютона по формуле

$$F_n = G \frac{m_1 m_2}{\rho^2}. \quad (I.1)$$

Эта сила направлена по прямой, соединяющей точечные массы.

Входящая в формулу (I.1) константа  $G$  называется гравитационной постоянной. Размерность и величина  $G$  зависят от системы единиц: в системе СИ  $G = 66,7 \cdot 10^{-12} \text{ м}^3/\text{кгс}^2$ , в системе СГС  $G = 66,7 \cdot 10^{-9} \text{ см}^3/\text{Гс}^2$ . По своему физическому смыслу гравитационная постоянная — это сила, которая действует между двумя единичными массами ( $m_1 = m_2 = 1$ ), находящимися друг от друга на расстоянии 1 м в СИ или 1 см в СГС.

В гравиразведке за теоретическую фигуру Земли принят так называемый сфероид — сфера, сплюснутая у географических полюсов. Для земного сфероида Международной ассоциацией геодезии в 1975 г. установлены следующие параметры: масса  $M = 5,974 \cdot 10^{24}$  кг, экваториальный радиус  $a = 6378$  км, полярный радиус  $b = 6357$  км, коэффициент сжатия (сплюснутости у полюсов)  $\alpha = \frac{a-b}{a} \approx 1/298,25$ , средний радиус  $R$ , определенный как радиус шара того же объема, что и объем земного сфероида,  $R = 6371$  км.

При вычислении силы притяжения земным сфероидом его следует разбить на бесконечно малые объемы, в каждом из которых заключена элементарная (точечная) масса  $m$ , найти силы притяжения  $\Delta F_n$ , создаваемые каждой элементарной массой, и результат просуммировать. Поскольку направления элементарных сил притяжения различные, их нельзя суммировать арифметически. Такое суммирование можно сделать только в отношении составляющих, которые действуют вдоль одних и тех же направлений: например, вдоль оси  $x$  или  $y$  или  $z$ . Эти

Сила тяжести является равнодействующей двух сил: силы притяжения, изображенной на рис. 1 вектором  $\vec{F}_n$ , и центробежной силы, которая показана вектором  $\vec{F}_ц$ ; на рис. 1 ось  $z$  совмещена с осью вращения Земли, а начало координат  $O$  — с центром тяжести Земли.

*Сила притяжения.* Как известно из курса физики, сила притяжения, действующая между двумя тяжелыми матери-



составляющие обозначим соответственно через  $F_{\text{пх}}$ ,  $F_{\text{пу}}$  и  $F_{\text{пз}}$ , причем  $F_{\text{пх}} = \sum \Delta F_{\text{пх}}$  и т. д.

Полное значение силы притяжения в точке  $P$

$$F_{\text{п}} = \sqrt{F_{\text{пх}}^2 + F_{\text{пу}}^2 + F_{\text{пз}}^2} \quad (1.2)$$

Известно, что однородный шар (или шар, состоящий из однородных по плотности концентрических слоев) притягивает так же, как и эквивалентная точечная масса, помещенная в центре этого шара. Следовательно, согласно формуле (1.1) сила притяжения однородным шаром находящейся на его поверхности точечной массы  $m$

$$F_{\text{п}} = G \frac{Mm}{R^2}, \quad (1.3)$$

где  $M$  — масса шара;  $R$  — радиус шара.

Земля по форме близка к шару и, по-видимому, состоит из концентрических слоев, которые при определенных допущениях можно принять за однородные. Поэтому в грубом приближении формула (1.3) позволяет оценить силу земного притяжения и считать, что она направлена к центру Земли.

Сила притяжения шаром массой  $M$  единичной массы  $m=1$  численно равна ускорению силы притяжения

$$|F_{\text{п}}| = |a_{\text{п}}|. \quad (1.4)$$

Это следует из второго закона Ньютона, согласно которому ускорение  $a$  массы  $m$  под действием силы  $F$  равно  $a=F/m$ . Следовательно, ускорение массы  $m$  под действием силы притяжения  $F_{\text{п}}$  с учетом выражения (1.3) можно записать так:

$$a_{\text{п}} = F_{\text{п}}/m = G \frac{M}{R^2}. \quad (1.5)$$

Если в формуле (1.3) положить  $m=1$ , то выражение для  $F_{\text{п}}$  принимает вид (1.5), и, следовательно, в этом случае  $|F_{\text{п}}| = |a_{\text{п}}|$ .

Ускорение силы притяжения на поверхности Земли обозначим  $g_{\text{п}}$ . В грубом приближении (если считать Землю шаром) согласно (1.5)

$$g_{\text{п}} = G \frac{M_3}{R^2} \quad (1.6)$$

и направлено по радиусу  $R$  к центру Земли ( $M_3$  — масса Земли).

*Центробежная сила.* На единичную массу, находящуюся в точке  $P$ , действует центробежная сила, которая направлена по перпендикуляру к оси вращения (см. рис. 1),

$$F_{\text{ц}} = \omega^2 r = \frac{v^2}{r}, \quad (1.7)$$

где  $r$  — расстояние точки  $P$  от оси вращения;  $\omega$  и  $v$  — угловая и линейная скорости вращения Земли.

Угловая скорость

$$\omega = \frac{2\pi}{T}; \quad (1.8)$$

здесь  $T$  — период вращения Земли, который несколько меньше календарных суток (24 ч) и составляет 86 164 с (в календарных сутках 86 400 с).

Линейная скорость вращения Земли зависит от широты  $\varphi$ : она максимальная на экваторе ( $v=460$  м/с) и равна нулю на географических полюсах. Центробежная сила имеет только горизонтальные составляющие  $F_{цх}$  и  $F_{цy}$ , а вертикальная составляющая  $F_{цz}=0$ .

*Сила тяжести.* Согласно данному выше определению силы тяжести

$$\vec{P} = \vec{F}_n + \vec{F}_ц = m\vec{g}. \quad (1.9)$$

Поскольку мы условились действие силы тяжести относить к единичной массе, то следует положить  $m=1$ ; тогда сила тяжести численно равна ускорению силы тяжести, т. е.  $|P| = |g|$ ; для краткости  $g$  обычно называют силой тяжести, и этим сокращением мы также будем пользоваться при дальнейшем изложении. В общем случае направление силы тяжести отклоняется от направления к центру Земли на некоторый угол  $\alpha$  (см. рис. 1). Это обусловлено двумя причинами: влиянием центробежной силы и отличием истинной фигуры Земли от формы шара; при грубых оценках этим отклонением можно пренебречь.

Единицей измерения ускорения силы тяжести является см/с<sup>2</sup>. Величина, равная 1 см/с<sup>2</sup>, называется галом (Гал) — в честь знаменитого итальянского ученого Галилея, впервые измерившего величину ускорения силы тяжести. Представляющие разведочный интерес аномалии силы тяжести в сотни и тысячи раз меньше гала, и поэтому в гравиразведке величины силы тяжести выражаются в миллигалах (мГал): 1 мГал = = 1/1000 Гал.

Составляющие силы тяжести по осям  $x$ ,  $y$  и  $z$  можно записать так:

$$\left. \begin{aligned} g_x &= g \cos(\widehat{gx}); \\ g_y &= g \cos(\widehat{gy}); \\ g_z &= g \cos(\widehat{gz}), \end{aligned} \right\} \quad (1.10)$$

где символ  $(\widehat{gx})$  обозначает угол между направлением силы тяжести и осью  $x$  и т. д.;  $g_x$  и  $g_y$  называются горизонталь-

ными, а  $g_z$  — вертикальной составляющими силы тяжести;  $g_z$  численно равно ускорению силы земного притяжения.

Полное значение силы тяжести

$$g = \sqrt{g_x^2 + g_y^2 + g_z^2}. \quad (I.11)$$

*Потенциал силы тяжести. Геоид.* Многие силовые поля, в том числе гравитационное, магнитное, электрическое и др., напряженность которых зависит только от координат точек пространства и характеристик источника поля, можно охарактеризовать через скалярную функцию, называемую потенциалом поля. Потенциал силового поля связан с его напряженностью следующим образом: скорость изменения величины потенциала вдоль любого направления равна проекции (составляющей) вектора напряженности поля на это направление. Математически составляющие напряженности поля выражаются через частные производные по  $x$ ,  $y$  и  $z$  от функции, которой определен потенциал.

Напряженность поля представляет собой силу, действующую на единичную массу. Таким образом, по своему физическому смыслу ускорение силы тяжести можно рассматривать как напряженность гравитационного поля. Потенциал гравитационного поля принято обозначать буквой  $W$ . Составляющие силы тяжести  $g_x$ ,  $g_y$  и  $g_z$  можно теперь выразить через соответствующие частные производные потенциала гравитационного поля:

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial W}{\partial x} &= g \cos(\widehat{gx}) = g_x; \\ \frac{\partial W}{\partial y} &= g \cos(\widehat{gy}) = g_y; \\ \frac{\partial W}{\partial z} &= g \cos(\widehat{gz}) = g_z. \end{aligned} \right\} \quad (I.12)$$

В поле силы тяжести можно провести поверхность, в любой точке которой потенциал  $W$  принимает одно и то же значение, т. е.  $W(x, y, z) = \text{const}$ . Такая поверхность называется *уровневой поверхностью*. В ее названии отражено важное свойство поверхности равного потенциала: в любой ее точке сила тяжести всегда направлена нормально (перпендикулярно) к эквипотенциальной поверхности, как и в случае установившегося уровня налитой в сосуд жидкости. Следует иметь в виду, что сама величина силы тяжести от точки к точке уровня поверхности (в отличие от потенциала силы тяжести) может изменяться.

Очевидно, в пространстве можно провести бесчисленное множество *уровневых поверхностей*, различающихся значениями потенциала  $W$ . Одна из них совпадает с невозмущенной поверхностью океана и называется *геоидом*. В пределах суши

геоид имеет сложную конфигурацию, которую мысленно можно представить как поверхность уровня воды, установившегося в бесчисленных узких каналах, прорытых под сушей и сообщающихся с открытым морем. Поверхность геоида не совпадает с поверхностью земного сфероида. Однако эти отличия невелики: в среднем они составляют  $\pm 50$  м, а максимальное отклонение не превышает  $\pm 100$  м.

Потенциал силы тяжести (подобно тому, как это выше было сделано для силы тяжести) можно выразить через сумму потенциалов силы притяжения  $V$  и центробежной силы  $U$ :  $W = V + U$ . В общем случае выражение для гравитационного потенциала  $W$  довольно сложное. Поэтому ограничимся формулой потенциала силы притяжения Земли  $V$ , считая ее в первом приближении шаром:

$$V = G \frac{M_3}{R}, \quad (I.13)$$

где  $R$  — радиус Земли;  $G$  — гравитационная постоянная.

В том, что выражение (I.13) определяет потенциал силы притяжения, легко убедиться: если продифференцировать его по  $R$ , то получим формулу (I.6).

Потенциал  $V$  принимает максимальное значение в центре Земли; при удалении от центра Земли он непрерывно убывает.

## § 2. Нормальное значение силы тяжести

Теоретическое значение силы тяжести, вычисленное для поверхности Земли в предположении, что она однородная или состоит из однородных по плотности концентрических слоев, называется нормальной силой тяжести и обозначается  $\gamma_0$ . Французский математик и астроном А. К. Клеро получил приближенную формулу нормального значения силы тяжести на поверхности однородной Земли в форме шара:

$$\gamma_0 = \gamma_3 (1 + \beta \sin^2 \varphi). \quad (I.14)$$

Коэффициент  $\beta$  в (I.14) определяет относительный избыток значения силы тяжести на полюсе по сравнению с ее значением на экваторе ( $\gamma_3$ ). Величина  $\beta$  приблизительно равна  $1/189$ .

В гравиметрии используют более точную формулу, которая определяет значение силы тяжести на поверхности однородного земного сфероида. Сжатие земного сфероида учтено в формуле (I.14) добавочным третьим членом:

$$\gamma_0 = \gamma_3 (1 + \beta_1 \sin^2 \varphi - \beta_2 \sin^2 2\varphi). \quad (I.15)$$

Входящие в формулу (I.15) коэффициенты  $\gamma_0$ ,  $\beta_1$  и  $\beta_2$  определены экспериментально. В табл. 1 приведены значения коэффициентов  $\gamma_0$ ,  $\beta_1$  и  $\beta_2$  по формуле Гельмерта 1901—1909 гг., по которой вычисляют нормальные значения силы тяжести на тер-

ритории нашей страны и некоторых других стран, и международной формуле Кассиниса 1930 г.

Как следует из табл. 1, нормальные значения силы тяжести, вычисленные по формулам Гельмерта и Кассиниса, не совпадают: расхождения в зависимости от широты изменяются в пределах от 6 до 19 мГал. Инструкцией по гравиразведке 1975 г. нормальные значения силы тяжести на территории нашей страны рекомендуется определять по модифицированной формуле Гельмерта

$$\gamma_0 = 978\,016 (1 + 0,005\,302 \sin^2 \varphi - 0,000\,007 \sin^2 2\varphi) - 14 \text{ мГал} \\ (1 \text{ Гал} = 10^{-2} \text{ м/с}^2).$$

(I.16)

Таблица 1

Коэффициент	Значение коэффициента (в мГал) по формуле	
	Гельмерта 1901—1909 гг.	Кассиниса 1930 г.
$\gamma_0$	978 030	978 049
$\beta_1$	0,005 302	0,005 288 4
$\beta_2$	0,000 007	0,000 005 9

### § 3. Редукции и аномалии силы тяжести

В гравиразведке в каждом пункте наблюдений вычисляют аномалии силы тяжести как разность между измеренным и нормальным значениями силы тяжести. При вычислении аномалий предполагают, что измеренное (наблюденное) и нормальное значения силы тяжести определены на одной и той же поверхности. В реальных условиях силу тяжести  $g$  измеряют на физической поверхности Земли, тогда как нормальные ее значения  $\gamma_0$  вычислены для поверхности земного сфероида (рис. 2). Поэтому все наблюденные значения силы тяжести приводят к поверхности уровня моря, которая, как было сказано выше, близка к поверхности земного сфероида. Приведение наблюденных значений силы тяжести к поверхности уровня моря называется редуцированием силы тяжести и состоит во введении поправок за высоту, промежуточный слой и некоторых других.

**Поправки силы тяжести.** Поправкой за высоту  $\delta g_h$  учитывается только высота пункта

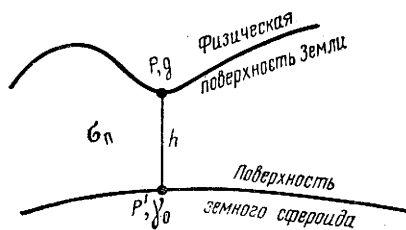


Рис. 2. Приведение наблюденных значений силы тяжести к уровню моря

наблюдений над уровнем моря; при этом принимается, что между физической поверхностью и поверхностью уровня моря нет никаких притягивающих масс, т. е. все пространство между ними как бы заполнено воздухом. Поэтому данная поправка часто называется поправкой за свободный воздух.

Значение силы тяжести на поверхности уровня моря можно выразить приближенной формулой (I.6)

$$\gamma_0 \approx G \frac{M_3}{R^2}, \quad (I.17)$$

где  $M_3$  — масса Земли;  $R$  — средний радиус Земли.

Поправка за высоту пункта наблюдений  $h$

$$\delta g_h = GM_3 \left[ \frac{1}{R^2} - \frac{1}{(R+h)^2} \right] \approx \frac{2GM_3 h}{R^3} = 2 \frac{\gamma_0}{R} h. \quad (I.18)$$

При вычислении выражения (I.18) учтено, что высота  $h \ll R$ .

Полагая  $\gamma_0 = 980\,000$  мГал,  $R = 6371 \cdot 10^3$  м, получим

$$\delta g_h \approx 0,3086h, \quad (I.19)$$

где  $h$  — в м,  $\delta g_h$  — в мГал.

Изменение силы тяжести на каждый метр высоты составляет примерно 0,3 мГал. Поправку за высоту берут со знаком плюс, если пункт наблюдений находится выше уровня моря, и со знаком минус — если ниже уровня моря.

Притяжение масс, расположенных между физической поверхностью и уровнем моря, учитывается с помощью другой поправки — поправки за промежуточный слой  $\delta g_\sigma$ :

$$\delta g_\sigma = -2\pi G \sigma_n h \approx -0,0419 \sigma_n h, \quad (I.20)$$

где  $\delta g_\sigma$  — в мГал;  $h$  — в м;  $\sigma_n$  — плотность пород промежуточного слоя, г/см<sup>3</sup>.

Эта поправка вычислена в предположении, что притягивающие массы между физической поверхностью и уровнем моря заключены в горизонтальном слое бесконечного простираения, мощность которого равна превышению пункта наблюдения над уровнем моря.

Поскольку притяжение промежуточного слоя вызывает увеличение значения силы тяжести в точке наблюдения, эту поправку вычитают, если пункт наблюдений находится выше уровня моря, и прибавляют — если ниже его.

Суммарная поправка за высоту и промежуточный слой называется поправкой Буге:

$$\delta g_B = (0,3086 - 0,0419 \sigma_n) h. \quad (I.21)$$

В районах с сильно пересеченным рельефом может потребоваться введение поправки, которая бы учитывала действи-

тельное распределение масс между физической поверхностью и уровнем моря. Соответствующая поправка называется топографической или поправкой за окружающий рельеф. Смысл топографической поправки состоит в том, чтобы привести силу тяжести к такому значению, какое она имела бы при горизонтальной поверхности измерения. Формулы для расчета топографических поправок довольно сложны. На практике их определяют по специальным таблицам и номограммам или рассчитывают с помощью ЭВМ.

При высокоточных определениях силы тяжести требуется введение поправок за притяжение Луны и Солнца, создающих упругий прилив твердой оболочки Земли с амплитудой до 0,25 м. Влияние солнечно-лунного притяжения учитывают по специальным графикам. Максимальная поправка за притяжение Луны — около 0,25 мГал, Солнца — 0,1 мГал.

*Аномалии силы тяжести.* Аномалией силы тяжести в гравиразведке называется разность между наблюдаемым (измеренным) и теоретическим (нормальным) значениями силы тяжести:

$$\Delta g_a = g - \gamma_0, \quad (1.22)$$

где  $\gamma_0$  и  $g$  — нормальное и наблюдаемое значения силы тяжести.

Наблюдаемое значение силы тяжести включает значения нормального поля и поля, созданного неоднородными массами, находящимися внутри Земли. Вычитая из наблюдаемого поля нормальное, получают аномалии силы тяжести, которые отражают распределение плотностных неоднородностей внутри Земли, т. е. содержат информацию о ее внутреннем строении.

Аномалия силы тяжести с поправкой Буге (1.21) называется аномалией в редукции Буге (кратко аномалия Буге):

$$\Delta g_b = g - \gamma_0 + (0,3086 - 0,0419\sigma_n) h. \quad (1.23)$$

При составлении сводной карты аномалий Буге по крупному региону плотность промежуточного слоя принимают равной среднему значению плотности верхней части земной коры (2,67 г/см<sup>3</sup>). В районах, где кристаллические породы перекрыты мощным чехлом осадочных образований, составляют также карты аномалий Буге с плотностью промежуточного слоя 2,3 г/см<sup>3</sup> — средней плотностью осадочных пород. По отдельным разведочным площадям для более полного отражения в поле силы тяжести локальных геологических структур составляют карты аномалий Буге с реальной плотностью пород, слагающих приповерхностную часть изучаемого разреза.

В отдельных случаях аномалии силы тяжести вычисляют только с поправкой за высоту, которые называются

аномалиями в редукции Фая (кратко аномалии Фая),  
Аномалия Фая

$$\Delta g_{\Phi} = g - \gamma_0 + 0,3086h. \quad (I.24)$$

Для геологической интерпретации карты аномалий силы тяжести в редукции Фая используют сравнительно редко.

#### § 4. Вторые производные потенциала силы тяжести

В гравиразведке кроме силы тяжести широко используют величины, характеризующие быстроту (скорость) изменения силы тяжести по какому-либо направлению. Эти величины называются вторыми производными потенциала силы тяжести. По своему гравиметрическому смыслу они подразделяются на градиенты силы тяжести и кривизны.

Под термином «градиент» в математике понимают вектор, определяющий величину и направление наиболее быстрого изменения некоторой другой величины, значение которой меняется от одной точки пространства к другой. Например, можно говорить о топографическом градиенте, понимая под ним разность отметок земного рельефа на каждый километр; подобным же образом можно определить градиенты температур, давлений и т. п. Градиент — вектор, который всегда перпендикулярен к изолиниям равных значений рассматриваемой величины. Например, линия наиболее быстрого спуска на топографической карте будет перпендикулярна к изолиниям равных превышений (изогипс) рельефа и т. д.

Подобное же понятие градиента можно применить и к полю силы тяжести, понимая под ним вектор, который характеризует величину и направление максимального изменения силы тяжести в пространстве. Проекция этого вектора на оси  $x$ ,  $y$  и  $z$  выражаются производными по  $\frac{\partial}{\partial x}$ ,  $\frac{\partial}{\partial y}$  и  $\frac{\partial}{\partial z}$  от составляющих силы тяжести. Поскольку составляющие силы тяжести согласно (I.12) сами являются производными от потенциала силы тяжести, то проекции градиента на координатные оси представляют производные от производных потенциала силы тяжести, т. е. являются вторыми производными потенциала силы тяжести.

В гравиразведке при интерпретации используют составляющие градиента вертикальной составляющей силы тяжести по осям координат  $x$ ,  $y$  и  $z$ :

$$\left. \begin{aligned} W_{xz} &= \frac{\partial g_z}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{\partial W}{\partial z} \right) = \frac{\partial^2 W}{\partial x \partial z}; \\ W_{yz} &= \frac{\partial g_z}{\partial y} = \frac{\partial^2 W}{\partial y \partial z}; \\ W_{zz} &= \frac{\partial g_z}{\partial z} = \frac{\partial^2 W}{\partial z^2}. \end{aligned} \right\} \quad (I.25)$$



Горизонтальные составляющие градиента  $W_{xz}$  и  $W_{yz}$  определяют скорость изменения вертикальной составляющей силы тяжести в направлении осей  $x$  и  $y$ , и их кратко называют горизонтальными градиентами силы тяжести; вертикальная составляющая градиента  $W_{zz}$  характеризует скорость изменения вертикальной составляющей силы тяжести с высотой, и ее кратко называют вертикальным градиентом силы тяжести. Геометрическая сумма горизонтальных градиентов  $W_{xz}$  и  $W_{yz}$  позволяет определить величину и направление наиболее быстрого изменения вертикальной составляющей силы тяжести на плоскости наблюдений.

Вторые производные потенциала силы тяжести  $\frac{\partial^2 W}{\partial x^2}$ ,  $\frac{\partial^2 W}{\partial y^2}$  и  $\frac{\partial^2 W}{\partial x \partial y}$  связаны с кривизной, а следовательно, и формой уровня поверхности и называются кривизнами. Измерение этих вторых производных позволяет определить истинную фигуру Земли.

Единицей измерения вторых производных потенциала силы тяжести является этвеш (Е). Один этвеш (1Е) соответствует изменению силы тяжести в 0,1 мГал на расстоянии в 1 км, т. е.  $1Е = 10^{-9} \text{ с}^{-2}$ .

## § 5. Плотность горных пород

Наблюдаемые в гравиразведке аномалии силы тяжести обусловлены плотностными неоднородностями внутри Земли и прежде всего различием плотности горных пород, слагающих ее верхнюю оболочку — земную кору. Например, чем больше плотность образующих антиклинальную складку горных пород по сравнению с вмещающими эту складку породами, тем больше наблюдаемая гравитационная аномалия. Таким образом, одним из основных физических параметров, определяющих возможность и эффективность применения гравиразведки, является объемная плотность горных пород. Она обозначается буквой  $\sigma$  и связана с массой  $M$  горной породы и ее объемом  $\Omega$  соотношением

$$\sigma = \frac{M}{\Omega}. \quad (1.26)$$

В единицах СИ плотность имеет размерность  $\text{кг/м}^3$ , в СГС —  $\text{г/см}^3$ .

В табл. 2 приведены данные о плотности некоторых магматических, метаморфических и осадочных пород.

Из табл. 2 следует, что плотность магматических пород увеличивается с повышением их основности. У метаморфических пород она определяется исходным материалом, а также степенью метаморфизма. Диапазон изменения плотности

Таблица 2

Порода	Плотность, г/см <sup>3</sup>	
	средняя	пределы изменения
Гранит	2,6	2,4—2,7
Диорит	2,8	2,7—2,9
Сиенит	2,8	2,6—2,9
Диабаз, габбро, габбродиабаз	2,9	2,7—3,3
Базальт	3,0	2,6—3,3
Дунит, перидотит, пироксенит	3,2	2,8—3,6
Мрамор, кристаллический известняк	2,7	2,3—3,0
Кварцит железистый	3,5	3,2—4,3
Гнейс	2,7	2,6—3,2
Сланец глинистый	2,3	2,0—3,8
Глина, аргиллит	2,3	1,6—2,8
Песок, алевролит	2,1	2,0—2,4
Песчаник	2,3	2,1—2,8
Мергель	2,2	2,0—2,5
Известняк, доломит	2,5	2,1—2,9
Мел	2,2	2,1—2,3
Соль	2,15	2,15—2,3
Почва	2,0	1,5—2,4

Примечание. Средняя плотность земной коры в целом 2,8 г/см<sup>3</sup>, средняя плотность Земли 5,52 г/см<sup>3</sup>.

осадочных пород очень широк, и поэтому значения, указанные в табл. 2, дают только ее ориентировочную величину. Как правило, плотность одних и тех же осадочных пород возрастает с увеличением глубины их залегания.

Достоверные значения плотности горных пород можно получить только по результатам ее массового определения в условиях естественного залегания или на образцах. В последнем случае необходимо вводить поправки, приводящие измеренные значения плотности к тем естественным физическим условиям (давлению, влажности, температуре и т. п.), в которых залегают данные породы.

## Глава II

### МЕТОДИКА И ТЕХНИКА ПОЛЕВЫХ РАБОТ

#### § 6. Измерение силы тяжести

Методы измерения силы тяжести подразделяются на динамические и статические. В динамических методах наблюдают движение тела под действием силы тяжести. Непосредственно измеряемой величиной в них является период колебаний физического маятника, или время свободного падения тела,

или частота колебаний струны. В статических методах наблюдают изменение положения равновесия тела под действием силы тяжести и некоторой уравнивающей ее силы. Непосредственно измеряемой величиной в них является линейное или угловое смещение постоянной массы.

Определения силы тяжести бывают абсолютные и относительные. При абсолютных определениях измеряют полную величину силы тяжести в данном пункте наблюдений. При относительных определениях измеряют приращение  $\Delta g = g_2 - g_1$  или отношение  $g_2/g_1$  значений силы тяжести в двух пунктах наблюдений.

Динамические методы измерения силы тяжести могут быть как абсолютными, так и относительными, а статические — только относительными.

Приборы для измерений силы тяжести называют гравиметрами. Гравиметры, в которых использованы динамические принципы измерения силы тяжести, называются динамическими гравиметрами, а гравиметры, в которых использованы статические принципы, — статическими гравиметрами.

В гравиразведке все полевые измерения пока выполняют только в виде относительных определений силы тяжести. Абсолютные определения, необходимые для пересчета приращений силы тяжести в их полные значения, выполняют только в стационарных геофизических обсерваториях.

*Динамические методы измерения силы тяжести.* Один из динамических методов измерения силы тяжести основан на наблюдении периода  $T$  колебаний физического маятника, который связан с ускорением силы тяжести формулой

$$T \approx 2\pi \sqrt{L/g}, \quad (1.27)$$

где  $L$  — приведенная длина маятника.

Период колебаний и приведенную длину маятника необходимо измерять с очень высокой точностью: если точность измерения  $g$  задана в 1 мГал, то  $T$  и  $L$  должны быть измерены с точностью не менее  $10^{-6}$  с и 1 мкм.

С помощью маятника можно выполнять как абсолютные, так и относительные определения силы тяжести. Для абсолютных определений используют обратные маятники, но наблюдения с ними очень громоздки и выполнимы только в стационарных геофизических обсерваториях. При относительных определениях измеряют период колебаний одного и того же маятника в двух пунктах; если в первом пункте период  $T_1$ , а во втором —  $T_2$ , то согласно формуле (1.27)

$$T_1 = 2\pi \sqrt{L/g_1}; \quad T_2 = 2\pi \sqrt{L/g_2}.$$

Отношение квадратов периодов

$$T_1^2/T_2^2 = g_2/g_1.$$

Зная абсолютное значение силы тяжести в первом пункте, легко найти ее значение и во втором:

$$g_2 = g_1 T_1^2 / T_2^2. \quad (1.28)$$

Маятниковые приборы для относительных определений силы тяжести вполне применимы для работы в поле. В последние годы созданы маятниковые приборы, которые позволяют определять силу тяжести с точностью до 0,1 мГал; время наблюдений в одном пункте составляет около 15 мин.

Другой динамический метод измерения силы тяжести основан на изучении времени свободного падения тела, которое связано с ускорением силы тяжести и путем, проходимым падающим телом,

$$s = \frac{gt^2}{2}. \quad (1.29)$$

Прибор, в котором используется принцип свободного падения тел, называется баллистическим гравиметром. Он позволяет проводить высокоточные абсолютные определения силы тяжести. Принцип прибора заключается в следующем (рис. 3). В вертикальной цилиндрической вакуумной камере высотой примерно 50 см падает стеклянная призма 2 (углоковый отражатель). Пути падения призмы измеряют с помощью лазерного интерферометра, а время падения — с помощью атомных часов 4. Пучок когерентного света от лазера 1 с помощью полупрозрачного зеркала 5 разделяется на два пучка. Пучки света проходят различные пути, а затем сводятся вместе. В результате будет наблюдаться интерференционная картина в виде чередования светлых и темных полос. Число интерференционных полос  $N$  связано с разностью хода оптических лучей  $\Delta$  и длиной волны света  $\lambda$  соотношением  $\Delta = N\lambda$ . Измеряя число интерференционных полос, легко определить пути, проходимые падающей призмой в различные моменты времени. Интерференционная картина регистрируется в специальном устройстве — фотоблоке 3 гравиметра. Точность измерения силы тяжести баллистическим гравиметром весьма высокая: в настоящее время она составляет около микрогала (1 мкГал = 0,001 мГал); имеются возможности для дальнейшего ее повышения. Время одного измерения составляет примерно 10 с. С целью повышения точности определения силы тяжести проводят многократные измерения, результаты которых

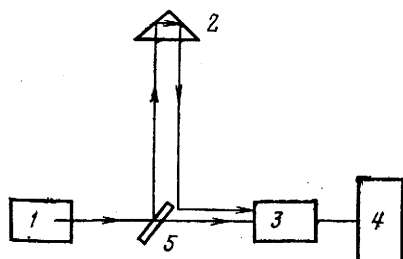


Рис. 3. Схема баллистического гравиметра

проводят многократные измерения, результаты которых

затем обрабатывают статистическими способами. Недостаток существующих конструкций баллистических гравиметров — их громоздкость и относительно большое время одного измерения. Поэтому баллистическим гравиметром пока можно измерять силу тяжести только в стационарных условиях в геофизических обсерваториях.

Для определений силы тяжести на море с борта движущегося судна используют струнные гравиметры. Чувствительным его элементом является натянутая колеблющаяся струна, нагруженная некоторой инертной массой  $m$ . Частота поперечных колебаний струны  $f$  связана с силой тяжести  $g$  следующей формулой:

$$f = \frac{1}{2l} \sqrt{\frac{mg}{\sigma_l}}, \quad (I.30)$$

где  $l$  — длина струны;  $\sigma_l$  — линейная плотность.

Измеряют приращение частоты  $\Delta f$  в пункте наблюдений относительно ее опорной частоты  $f_0$ . Приращение силы тяжести вычисляют по формуле

$$\Delta g \approx 2g \frac{\Delta f}{f_0}. \quad (I.31)$$

Точность измерений находится в пределах  $\pm (0,5-1,0)$  мГал.

*Статические методы измерения силы тяжести.* В статических методах действие силы тяжести компенсируется упругими силами пружин, газов или жидкости. Преимущественно применяются приборы с вращательным перемещением рычага (маятника) и упругой системой из кварца (кварцевые гравиметры).

Принципиальная схема чувствительной системы кварцевого астазированного гравиметра (ГАК) показана на рис. 4. На тонкой нити 1, натянутой на раме 6, укреплен рычаг (маятник) 2. В горизонтальном положении маятник удерживается силой натяжения главной пружины 3 и силой закручивания нити 1 подвеса маятника. Вся чувствительная система гравиметра изготовлена из кварца и заключена в сосуд Дюара. При изменении силы тяжести маятник гравиметра отклоняется от горизонтального положения, растягивая главную пружину 3 и закручивая нить подвеса 1, пока момент силы тяжести не будет уравновешен моментом главной пружины и моментом закручивания нити подвеса.

Приращение силы тяжести между двумя точками определяют компенсационным способом. Для этого в систему вводят дополнительный (компенсирующий) момент, возвращающий маятник в горизонтальное положение. Компенсирующий момент создается в результате закручивания нити подвеса 1 измерительной пружиной 5. Для фиксации горизонтального положения маятника на нем имеется индекс. Наблюдая в микроскоп с большим увеличением за отклонением маятника,

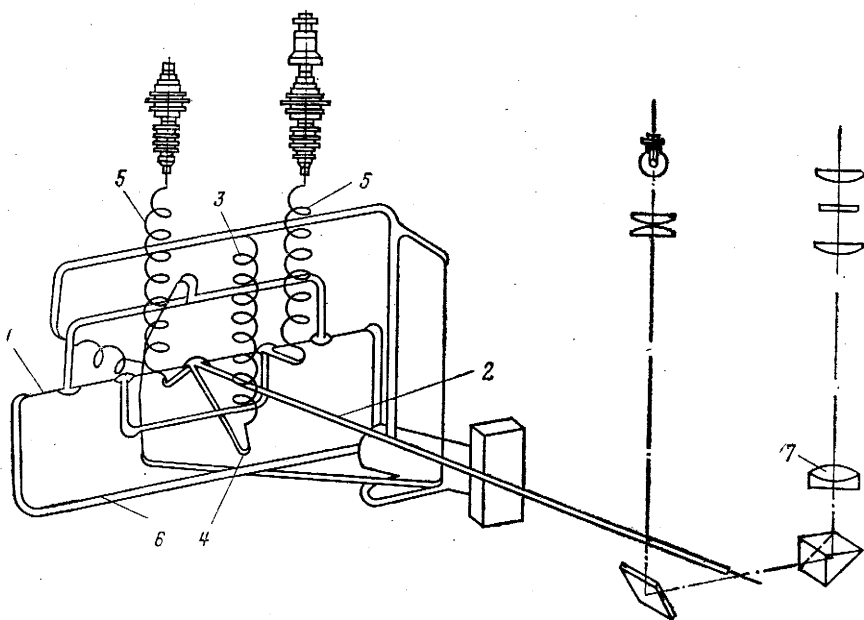


Рис. 4. Чувствительная система кварцевого гравиметра.

1 — нить подвеса; 2 — маятник; 3 — главная пружина; 4 — отрезок маятника; 5 — измерительная пружина; 6 — рама; 7 — микроскоп

закручивают нить подвеса 1 до тех пор, пока индекс маятника не будет совмещен с нулем шкалы окуляра микроскопа 7. После этого берут по микрометру измерительной пружины 5 отсчет в делениях шкалы микрометра.

Силу тяжести вначале измеряют в делениях шкалы микрометра прибора. Затем взятые отсчеты переводят в приращения силы тяжести между двумя пунктами в миллигалах. Для этого используют переводной коэффициент  $C$ , называемый ценой деления гравиметра:

$$\Delta g = C(n_2 - n_1), \quad (I.32)$$

где  $n_1$  и  $n_2$  — отсчеты по микрометру гравиметра соответственно в первом и втором пунктах наблюдений.

Определения цены деления гравиметра можно выполнять разными способами. В одном из них производят измерения в двух пунктах с известными значениями (или приращениями) силы тяжести. Если в первом пункте наблюдений значение силы тяжести было  $g_1$  и взятый отсчет по гравиметру  $n_1$ , а во втором — значение  $g_2$  и отсчет  $n_2$ , то цена деления согласно выражению (I.32) (в миллигалах на одно деление шкалы)

$$C = \frac{g_2 - g_1}{n_2 - n_1} = \frac{\Delta g}{n_2 - n_1}. \quad (I.33)$$

Если в одном и том же пункте наблюдений выполнять повторные измерения в течение продолжительного времени (часа и более), то можно заметить, что отсчеты, взятые по микрометру гравиметра, будут различаться, причем изменения отсчетов, пересчитанные в миллигалы, могут значительно превышать изучаемые изменения силы тяжести. Изменение во времени показаний гравиметра в одном и том же пункте наблюдений называется смещением нуля-пункта гравиметра. Оно обусловлено неидеальной упругостью измерительной системы: под нагрузкой упругие свойства кварца, из которого изготовлен чувствительный элемент гравиметра, изменяются во времени. В процессе полевых работ смещение нуля-пункта гравиметра тщательно изучают для последующего введения поправок в отсчеты гравиметра.

### § 7. Измерение вторых производных потенциала силы тяжести

Для измерения вторых производных потенциала силы тяжести созданы приборы, которые получили название гравитационных вариометров и градиентометров. В гравитационных вариометрах используется принцип крутильных весов Кулона. Простейшие крутильные весы — весы первого рода — представляют собой легкое горизонтальное коромысло с двумя равными грузиками на концах (рис. 5, а). Коромысло подвешено в середине на очень тонкой нити, вокруг

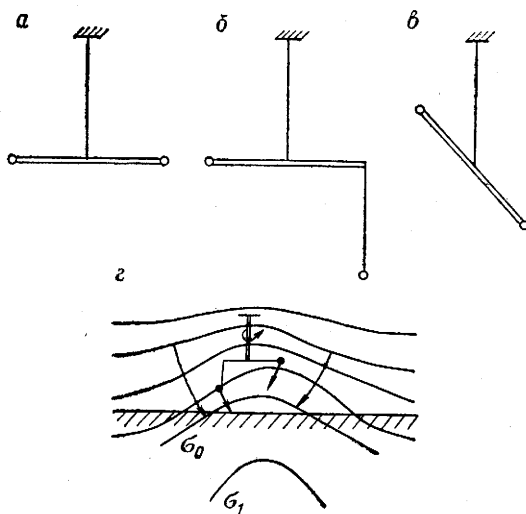


Рис. 5. Системы крутильных весов с различным расположением грузиков (а, б, в) и чувствительная система гравитационного вариометра (z) в неоднородном поле

которой оно может поворачиваться. Английский физик Г. Кавендиш в 1789 г. использовал подобную систему для определения величины гравитационной постоянной.

В гравиразведке используют приборы, в которых грузики расположены на разных уровнях,—крутильные весы второго рода (рис. 5, б, в). Теорию и первую модель гравитационного вариометра в конце XIX в. создал венгерский геофизик Р. Этвеш. Он показал, что крутильными весами второго рода можно измерить как градиенты силы тяжести, так и кривизны (см. § 4). Если чувствительную систему прибора Этвеша поместить в неоднородное гравитационное поле (рис. 5, з), то к грузикам будут приложены разнонаправленные гравитационные силы, которые вызовут поворот коромысла в горизонтальной плоскости на некоторый угол. Таким образом, чувствительная система прибора ведет себя в гравитационном поле так же, как стрелка компаса в магнитном поле. В результате происходит закручивание нити подвеса и за счет этого возникает момент упругих сил, уравновешивающий момент гравитационных сил. Угол поворота зависит от степени неоднородности гравитационного поля и его измеряют с высокой точностью. Современные гравитационные вариометры позволяют определять вторые производные потенциала силы тяжести с точностью до  $\pm (1-2) 10^{-9} \text{ с}^{-2}$ , т. е.  $\pm (1-2) \text{ Е}$ .

Уравнение, связывающее угол поворота  $\alpha = \theta - \theta_0$  коромысла со вторыми производными потенциала силы тяжести, называется основным уравнением гравитационного вариометра:

$$\tau(\theta - \theta_0) = k_1 W_{\Delta} + k_2 W_{xy} + k_3 W_{xz} + k_4 W_{yz}. \quad (1.34)$$

В нем  $W_{\Delta} = W_{yy} - W_{xx}$ ; коэффициенты  $\tau$ ,  $k_1$ ,  $k_2$ ,  $k_3$  и  $k_4$  зависят только от конструкции прибора и указаны в его паспорте. В уравнении (1.34) содержится пять неизвестных:  $W_{xz}$ ,  $W_{yz}$ ,  $W_{xy}$ ,  $W_{\Delta}$  и начальный азимут коромысла  $\theta_0$ . Для их определения в одном пункте необходимо выполнить наблюдения по крайней мере при пяти разных азимутах ориентировки крутильной системы. Для уменьшения времени наблюдений в одном приборе совмещены две крутильные системы, повернутые относительно друг друга на  $180^\circ$ . Если обозначить начальный азимут первого коромысла  $\theta'_0$ , а второго —  $\theta''_0$ , то в двух уравнениях (1.34) теперь будут содержаться шесть неизвестных:  $\theta'_0$ ,  $\theta''_0$ ,  $W_{\Delta}$ ,  $W_{xy}$ ,  $W_{xz}$  и  $W_{yz}$ . Для их определения достаточно выполнить наблюдения при ориентировке каждой крутильной системы в трех азимутах; обычно системы ориентируют в азимутах  $0$ ,  $120$  и  $240^\circ$ .

Высокая чувствительность гравитационных вариометров к близким массам и большое время успокоения крутильных систем не позволяют снимать показания прибора визуальным способом, и поэтому предусмотрена их фотографическая запись в автоматическом режиме работы.



Для измерения горизонтальных градиентов  $W_{xz}$  и  $W_{yz}$  созданы приборы, называемые градиентометрами. Промышленность выпускает приборы, каждый из которых содержит четыре крутильные системы, что позволяет ограничиться измерениями только в двух азимутах. Градиентометры имеют пониженную чувствительность и малое время успокоения крутильной системы, что дает возможность визуально снимать отсчеты непосредственно по шкале прибора.

## § 8. Разведочные гравиметрические съемки. Обработка и изображение их результатов

Гравиразведка позволяет выявлять находящиеся внутри Земли неоднородности, отличающиеся по плотности от вмещающих пород. Для создания аномалий в гравитационном поле породы должны быть выведены из горизонтального залегания. Если геологические напластования при различной плотности залегают горизонтально, то их гравиразведкой изучать невозможно. Эффективность гравиразведки будет тем выше, чем больше различие в плотности пород, слагающих геологические структуры, и чем больше их углы наклона.

Гравиразведка применяется преимущественно в качестве рекогносцировочного геофизического метода поисков. Она позволяет решать следующие геологические задачи: тектоническое и литолого-петрографическое районирование крупных геологических регионов; изучение границ районов с различным геологическим строением; выявление в них мощных толщ осадочных отложений; выявление глубинных разломов в земной коре и т. д. В благоприятных условиях гравиразведку можно применять для поисков локальных структур в осадочной толще, перспективных в отношении нефтегазоносности.

В зависимости от характера поставленных задач гравиметрические съемки подразделяются на региональные, поисковые и детальные. Региональные съемки выполняют с целью изучения общего характера гравитационного поля на обширных территориях. По их материалам делают заключение о геологическом строении крупных геологических регионов: например, устанавливают границы между платформами и геосинклинальными областями, погруженными и приподнятыми участками залегания пород кристаллического фундамента и т. п. Поисковые съемки выполняют на перспективных в геологическом отношении площадях, выявленных в результате предшествовавших региональных работ. Задача поисковых съемок заключается в выявлении локальных аномалий, с которыми часто связаны перспективные в отношении нефтегазоносности антиклинальные складки. Детальные съемки выполняют с целью изучения отдельных локальных аномалий, выявленных в результате поисковых работ. При благоприятных условиях

данные детальных гравиметрических съемок используют для расчета глубины залегания и геометрии локальных структур, а также для прогноза нефтегазоносности пород разреза (прямые поиски).

*Выполнение полевых наблюдений.* Для производства гравиметрических работ создают гравиметрическую партию, которая выполняет проектирование, полевые работы, обработку и интерпретацию полученных материалов. Партию укомплектовывают необходимым персоналом, аппаратурой и другой необходимой техникой.

Все гравиметрические съемки на территории СССР привязывают к общегосударственной сети основных гравиметрических пунктов «А» и I класса. Значения силы тяжести на этих пунктах непосредственно привязаны к основным маятниковым пунктам: Пулково—Москва—Казань—Полтава, которые, в свою очередь, непосредственно связаны с международным маятниковым пунктом в Потсдаме (ГДР). При необходимости сеть основных гравиметрических пунктов сгущают за счет создания опорных пунктов II класса. Примерная густота опорных пунктов II класса составляет один пункт на 3000—10 000 км<sup>2</sup> (расстояние между точками 50—100 км).

Непосредственно на площади работ гравиметрической партии наблюдения выполняют на опорных и рядовых пунктах. Сеть опорных пунктов создают в начале полевых работ. Она предназначена для создания пунктов, на которых с большой точностью определены полные значения силы тяжести. К опорным пунктам в следующем привязывают наблюдения на рядовых пунктах. Полевую опорную сеть привязывают к опорным пунктам I и II классов (находящимся на площади работ или вблизи) с известными полными значениями силы тяжести. Точность определения силы тяжести на опорных пунктах должна быть в 1,5—2 раза выше точности ее определения на рядовых пунктах. Повышенная точность измерений обеспечивается применением высокоточных гравиметров или, что наиболее часто, проведением многократных наблюдений, сокращением времени переезда из одного опорного пункта в другой. Опорные пункты располагают по возможности в условиях наиболее спокойного рельефа, а в качестве средств передвижения используют самолет или вертолет. Наблюдения на пунктах опорной сети ведут так, чтобы каждый рейс начинался и заканчивался в одном и том же опорном пункте.

После создания опорной сети проводят наблюдения на рядовых пунктах. Совокупность наблюдений на нескольких рядовых пунктах составляет рядовой рейс. Наблюдения в рядовом рейсе всегда должны начинаться и заканчиваться на опорных пунктах (одном и том же или разных). Методика наблюдений в рядовом рейсе может быть однократной и с повторением. При однократной методике наблюдения выполняют в каж-

дом рядовом пункте только один раз при прямом рейсе. Прямой рейс должен включать наблюдения не менее чем на трех опорных пунктах (в начале, в середине и в конце рейса). Такая методика наблюдений позволяет определять поправки за смещение нуль-пункта гравиметра путем сопоставления разности значений силы тяжести между опорными пунктами, измеренных в рейсе, с разностями твердых значений силы тяжести между теми же пунктами. При методике наблюдений с повторением измерения выполняют во время прямого рейса и обратного хода. Доля повторяемых пунктов в обратном ходе зависит от условий съемки и может составлять 30—100%. Поправки за смещение нуль-пункта гравиметра при использовании этой методики определяют по повторным наблюдениям в одном и том же пункте. Методика наблюдений с повторением более громоздкая, менее производительная, и ее применяют в основном при высокоточных съемках.

При выполнении полевых работ необходимо определять географические координаты и превышения относительно уровня моря каждого пункта наблюдений. Эти определения составляют содержание топографо-геодезических работ. Точность топографо-геодезических работ должна быть согласована с точностью определения аномалий силы тяжести. Так, при погрешности в определении координат пункта наблюдений по широте 100 м и по высоте 1 м погрешность в нормальном значении силы тяжести составит 0,08 мГал, в поправке Буге — 0,3 мГал. Поэтому при высокоточных гравиметрических съемках допуски на определение координат и высот пунктов наблюдений могут составлять соответственно единицы метров и единицы сантиметров. Естественно, что стоимость таких высокоточных топографо-геодезических работ может в 2—4 раза превосходить стоимость собственно гравиметрических наблюдений. Меньшие требования к точности топографо-геодезических работ предъявляются при выполнении региональных съемок, при которых часто достаточно ограничиться барометрическим нивелированием. Для выполнения барометрического нивелирования созданы высокопроизводительные автоматические приборы — высотомеры.

*Обработка материалов полевых наблюдений и изображение результатов.* По результатам полевых наблюдений с гравиметрами вначале вычисляют приращения силы тяжести между пунктами наблюдений по формуле (1.32). Затем их пересчитывают в полные значения силы тяжести в каждом пункте, используя для этого известные полные значения силы тяжести на опорных пунктах. Далее в каждом пункте вычисляют аномалию Буге согласно формуле (1.23). Нормальное значение силы тяжести учитывают по модифицированной формуле Гельмерта (1.16). Аномалии Буге вычисляют с несколькими значениями плотности промежуточного слоя: 2,67 и 2,30 г/см<sup>3</sup>; в случае

необходимости также с истинной (реальной) постоянной или переменной плотностью промежуточного слоя. При съемках в районах с сильно пересеченным рельефом (например, в предгорных районах) требуется введение поправок за влияние окружающего рельефа, которые вычисляют, используя топографические карты или аэрофотоснимки в масштабах, удовлетворяющих заданной точности съемки, а при их отсутствии — данные инструментальных измерений (нивелировки) вокруг пунктов наблюдений. При высокоточных гравиметрических съемках вводят также поправки за лунно-солнечное притяжение.

Основным критерием качества выполненной съемки является средняя квадратическая погрешность определения аномалий силы тяжести. Сечение изолиний (изоаномал) на картах аномалий силы тяжести берут не менее чем в 2,5—3 раза больше средней квадратической погрешности определения аномалий силы тяжести. Карта аномалий силы тяжести является основным результативным документом площадной гравиметрической съемки, и она используется для последующей геологической интерпретации данных гравиразведки. При профильных гравиметрических съемках составляют и используют для интерпретации графики изменения аномалий силы тяжести.

### Глава III

## ОСНОВЫ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ДАННЫХ ГРАВИРАЗВЕДКИ

### § 9. Вычисление гравитационных эффектов (прямая задача гравиразведки)

В создании наблюдаемых гравитационных эффектов участвует не вся масса аномалиеобразующего тела, а его избыточная масса, которая определяется по формуле

$$M_{\text{изб}} = (\sigma_2 - \sigma_1) \Omega, \quad (I.35)$$

где  $\sigma_2$  и  $\sigma_1$  — плотности соответственно аномалиеобразующего тела и вмещающей среды;  $\Omega$  — объем аномалиеобразующего тела.

Избыточная плотность, а следовательно, и аномалии силы тяжести могут быть положительными (при  $\sigma_2 > \sigma_1$ ) или отрицательными (при  $\sigma_2 < \sigma_1$ ).

В создании гравитационных эффектов участвует только вертикальная составляющая силы тяжести  $g_z$ . Поэтому при решении прямой задачи достаточно ограничиться вычислением только этой составляющей, которая, в свою очередь, равна вертикальной составляющей силы притяжения (см. § 1). Необ-

ходимо задать форму, глубину залегания и избыточную плотность аномалиеобразующего тела.

Решение прямой задачи гравиразведки рассмотрим на примере тела простейшей формы — однородного шара. Известно, что однородный шар создает такое же притяжение, как если бы вся его масса была сконцентрирована в одной точке, являющейся центром шара. Выведем формулу для расчета  $g_z$  однородного шара с избыточной массой  $M_{изб}$ , объемом  $\Omega = 4/3\pi R^3$  (где  $R$  — радиус шара). Начало координат поместим в точку  $O$  — проекцию центра шара на

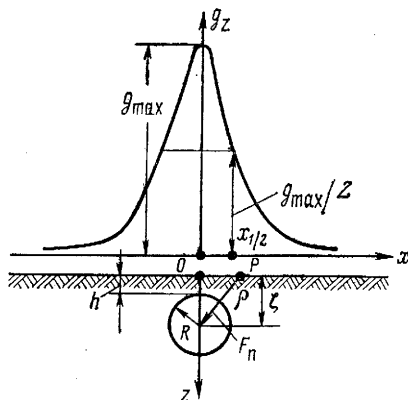


Рис. 6. График аномалий силы тяжести над однородным шаром

земную поверхность; центр шара расположим на оси  $z$  на глубине  $\zeta$  (рис. 6). В произвольной точке  $P$  на профиле  $x$  сила притяжения  $g_z$  направлена по  $\rho$  и согласно формуле (1.3)

$$F_n = G \frac{M_{изб}}{\rho^2} = G \frac{4\pi R^3 \sigma_{изб}}{3(x^2 + \zeta^2)}, \quad (1.36)$$

где

$$\rho = \sqrt{x^2 + \zeta^2}.$$

Вертикальная компонента  $g_z = F_n \cos(\rho \hat{z})$  или  $g_z = F_n \frac{\zeta}{\rho}$ .

С учетом уравнения (1.36) ее можно выразить так:

$$g_z = G \frac{M_{изб} \zeta}{(x^2 + \zeta^2)^{3/2}}. \quad (1.37)$$

График  $g_z$  вдоль профиля  $x$  (для  $\sigma_{изб} > 0$ ) изображен на рис. 6. Он имеет следующие особенности: в точке  $x=0$   $g_z$  принимает максимальное значение:

$$g_{zmax} = G \frac{M_{изб}}{\zeta^2}. \quad (1.38)$$

При неограниченном возрастании  $x$  ( $x \rightarrow \pm \infty$ ) величина  $g_z$  стремится к нулю.

Если  $\sigma_{изб} < 0$ , то аномалия  $g_z$  отрицательная, и в этом случае график на рис. 6 следует перевернуть.

Подобным же образом вычисляются гравитационные эффекты и от других возмущающих тел правильной геометрической формы (цилиндр, призма и т. д.).

Гравитационные эффекты от тел сложной геометрической формы аналитически рассчитать значительно труднее. В подобных случаях можно воспользоваться следующим приемом. Тело сложной геометрической формы заменить конечной суммой тел простой формы (шаров, цилиндров, призм и т. п.), наиболее компактно заполняющих его объем. Гравитационный эффект от этого тела будет равен сумме эффектов от простых тел, заключенных в его объеме. Этот прием решения прямой задачи проиллюстрируем на примере двумерных тел. Двумерным телом называем тело, у которого размеры по одной из осей во много раз превышают его размеры по двум другим осям. Доказано, что двумерные тела создают такие же гравитационные эффекты, как их вертикальные сечения. При решении прямой задачи двумерное тело разбивают на конечную сумму простых тел (прямоугольники, трапеции и т. п.) и вертикальную составляющую притяжения вычисляют как сумму вертикальных составляющих притяжений, создаваемых каждым из простых тел, заключенных в пределах его контура. Для расчета можно пользоваться специальными диаграммами — палетками.

Простейшей диаграммой является палетка Гамбурцева (рис. 7, а). Она представляет собой семейство лучей, выходящих из одной точки  $O$  (полюса палетки) через равные углы  $\Delta\varphi$ , и горизонтальных линий, проведенных через равные расстояния  $\Delta\zeta$ . Пересечения лучей и горизонтальных линий образуют элементарные трапеции. Они хотя и имеют разные площади, но создают, как это можно доказать, в полюсе палетки одинаковое притяжение

$$\Delta g_z = 2G\sigma_{изб} \Delta\zeta \Delta\varphi = C, \quad (I.39)$$

называемое ценой деления палетки.

Вычисления с помощью палетки Гамбурцева выполняют следующим образом (рис. 7, б). Полюс палетки совмещают с одной из точек наблюдения, а горизонтальную ее ось — с профилем наблюдения  $x$ . Подсчитывают число  $N$  элементарных трапеций, расположенных в пределах контура аномалиеобразующего тела, и умножают его на цену деления палетки. При расчете палетки Гамбурцева обычно принято  $\sigma_{изб} = 1 \text{ г/см}^3$  и  $C = 0,1 \text{ мГал}$ . При избыточной плотности аномалиеобразующего тела  $\sigma_{изб}$ , масштабе, в котором оно изображено,  $M_p$ , и масштабе палетки  $M_n$  формула (I.39) принимает вид

$$g_z = 0,1\sigma_{изб} N \frac{M_n}{M_p}. \quad (I.40)$$

Последовательно совмещая полюс палетки с одной из точек наблюдений, вычисляют силу притяжения на всем профиле. Расчетный график  $g_z$ , полученный с использованием палетки Гамбурцева, изображен на рис. 7, б (кривая 1).

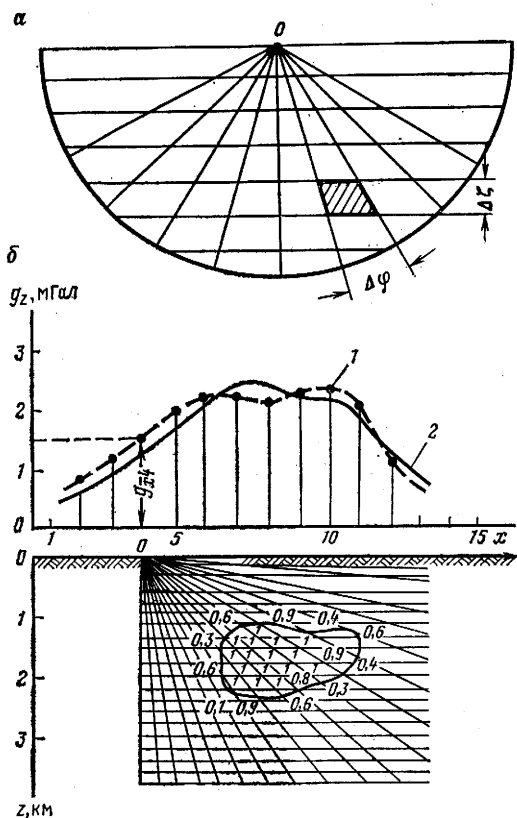


Рис. 7. Палетка Гамбурцева (а) и пример ее использования для решения прямой и обратной задач гравиразведки (б).

Графики  $g_z$ : 1 — расчетный, полученный с использованием палетки Гамбурцева; 2 — наблюдаемый

### § 10. Разделение (трансформации) аномалий силы тяжести

На картах наблюдаемого поля аномалий силы тяжести аномалии от интересующих локальных геологических структур часто не видны из-за регионального фона гравитационного поля или наложения аномалий, вызванных соседними локальными структурами. Для обнаружения в суммарном гравитационном поле аномалии от интересующей геологической структуры необходимо, чтобы ее интенсивность преобладала над интенсивностями аномалий от других аномалиеобразующих тел. С целью усиления аномалий от изучаемой геологической структуры выполняют различные преобразования (трансформации) наблюдаемого поля аномалий силы тяжести. Эти преобразования

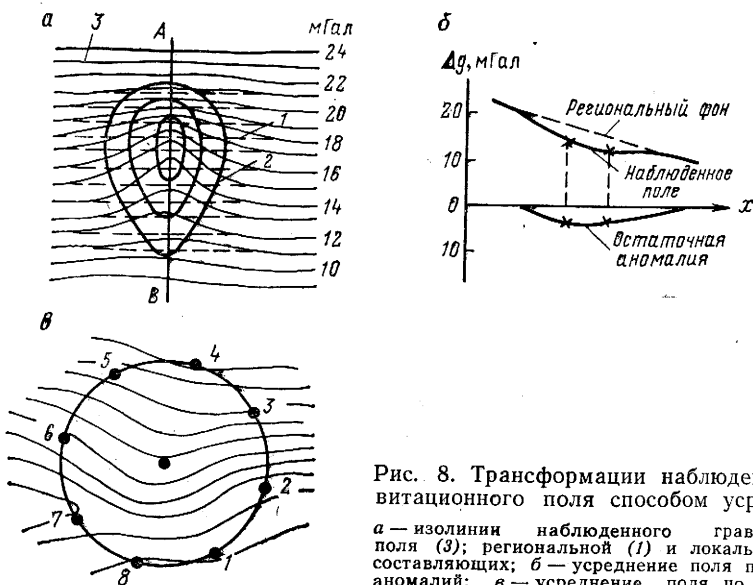


Рис. 8. Трансформации наблюдаемого гравитационного поля способом усреднения.

*a* — изолинии наблюдаемого гравитационного поля (3); региональной (1) и локальной (2) его составляющих; *б* — усреднение поля по графикам аномалий; *в* — усреднение поля по окружности

условно подразделяются на три основных класса: осреднение наблюдаемого поля; аналитическое продолжение наблюдаемого поля на новые уровни; перевычисление наблюдаемого поля аномалий силы тяжести в поле высших (вторых и более высокого порядка) производных потенциала силы тяжести.

**Усреднение наблюдаемого поля.** В том случае, когда контуры изоаномал на наблюдаемой карте аномалий на некотором расстоянии от локальных осложнений становятся достаточно правильными, имеется возможность построить карту регионального фона простой интерполяцией промежутков между неискривленными участками изоаномал прямыми линиями (рис. 8, *a*). Вычитая из наблюдаемых аномалий региональный фон, получаем остаточную (локальную) аномалию, изображенную на рисунке замкнутыми изолиниями. Лучшие результаты можно получить, если для построения регионального фона использовать графики аномалий по профилям, вычерченным вкrest простирания изоаномал исходной карты (рис. 8, *б*).

В случае более сложного поля его осредняют по площади. Рис. 8, *в* иллюстрирует вычисление среднего значения аномалии по восьми точкам, равномерно размещенным на окружности радиусом  $R$ . Среднее значение аномалии в центре круга

$$\Delta g_{\text{ср}} = \frac{\Delta g_1 + \Delta g_2 + \dots + \Delta g_8}{8}.$$

Остаточная аномалия в центре окружности

$$\Delta g_{\text{ост}} = \Delta g_{\text{Б}} - \Delta g_{\text{ср}}. \quad (I.41)$$



По результатам преобразований способом осреднения строят карты регионального фона и остаточных аномалий.

Главная трудность при использовании этого способа состоит в выборе правильного радиуса осреднения поля: он должен быть достаточно большим, чтобы на карте регионального фона исключалось влияние локальных аномалий, но не настолько большим, чтобы при этом произошло осреднение аномалий, вызванных находящимися на близких горизонтальных расстояниях друг от друга источниками.

*Аналитическое продолжение наблюдаемого поля на новые уровни.* Гравитационное поле, измеренное на поверхности Земли, аналитически пересчитывают на новую плоскость, опущенную на некоторую глубину относительно земной поверхности, или на плоскость, приподнятую на некоторую высоту относительно ее.

С изменением расстояния от источников аномалий до плоскости наблюдений интенсивность аномалий изменяется по-разному в зависимости от глубины и размеров возмущающих масс. С увеличением расстояния (при пересчете поля на плоскость выше земной поверхности) аномалии от неглубоких и небольших по размерам масс уменьшаются сильнее, чем от глубоких и протяженных масс. В результате лучше выделяются крупные (региональные) аномалии и ослабляются небольшие по площади (локальные) аномалии. Здесь можно провести такую аналогию: если смотреть на Землю с большой высоты, то глаз хорошо различает лишь крупные элементы земного рельефа, тогда как его мелкие детали как бы нивелируются, сливаясь с общим фоном. Если же уменьшить расстояние (пересчет поля на плоскость ниже земной поверхности), то, наоборот, локальные аномалии возрастают быстрее, чем региональные, и в результате локальные аномалии выделяются в общем гравитационном поле более рельефно. Подобное преобразование гравитационного поля можно сравнить с результатом действия короткофокусной линзы, которая дает четкое изображение близко расположенных предметов, тогда как удаленные предметы оказываются не в фокусе и их изображение становится расплывчатым, нечетким.

Аналитическое преобразование поля на новые уровни представляет собой весьма громоздкие математические операции, которые в настоящее время выполняются с помощью ЭВМ.

*Перевычисление наблюдаемого поля аномалий силы тяжести в поле высших производных потенциала силы тяжести.* Когда густота и точность съемки достаточно высокие, хорошие результаты при выделении аномалий от небольших по размерам и неглубоко залегающих масс может дать пересчет карты аномалий силы тяжести в карту вторых и более высокого порядка производных потенциала силы тяжести. Можно показать, что высшие производные потенциала силы тяжести убывают вдоль профиля наблюдений значительно быстрее, чем его первые производные.

Поэтому на карте градиентов силы тяжести гравитационные эффекты от мелких и неглубоко залегающих масс проявляются значительно ярче, чем на карте наблюдаемых аномалий силы тяжести.

### § 11. Качественная интерпретация гравитационных аномалий

Распределение аномалий силы тяжести на поверхности Земли в целом подчинено определенным закономерностям. В областях, сильно приподнятых над уровнем моря (молодые горные сооружения), аномалии имеют наибольшие (до 400 мГал) отрицательные значения. В равнинных районах суши, где отметки рельефа не очень сильно отклоняются от уровня моря, аномалии силы тяжести изменяются в небольших пределах (от +100 до -100 мГал) и в среднем колеблются около нуля. На акваториях морей и океанов аномалии, как правило, положительные и в районах глубоководных океанических впадин имеют наибольшие значения, достигающие +400 мГал. Объяснить подобное распределение аномалий силы тяжести на поверхности Земли удастся с привлечением данных сейсмологии (сейсмология — раздел геофизики, изучающий землетрясения). По современным геофизическим данным верхняя оболочка Земли (земная кора) имеет мощность 10—100 км. Кора состоит из трех слоев — осадочного, гранитного и базальтового. Ее подстилает слой, называемый верхней мантией. Геофизические характеристики и мощности слоев земной коры и верхней мантии приведены в табл. 3.

Таблица 3

Слой	Мощность, км	Плотность, г/см <sup>3</sup>	Скорость распространения упругих колебаний, км/с
Осадочный чехол	До 20	1,5—3	1,5—6
Гранитный	15—30	2,6—2,7	5,0—6
Базальтовый	15—50	2,8—3,0	6,5—7,0
Верхняя мантия	850—900	3,1—3,5	8,1

График распределения аномалий Буге в зависимости от мощности земной коры изображен на рис. 9. Наибольшие положительные значения аномалий наблюдаются на участках с наименьшей мощностью земной коры, в пределах которых породы верхней мантии залегают наиболее близко к поверхности. На участках, где плотные породы верхней мантии погружены на большую глубину, аномалии силы тяжести имеют наибольшие отрицательные значения, — это геосинклинальные области.

В платформенных областях средняя мощность земной коры составляет 30—40 км, а аномалии колеблются в пределах  $\pm 100$  мГал.

С учетом приведенных выше закономерностей распределения аномалий Буге обширные территории подразделяются на платформенные и геосинклинальные области. Внутри каждой области обычно наблюдаются многочисленные осложнения гравитационного поля, которые обусловлены находящимися внутри земной коры неоднородностями. В зависимости от размеров этих неоднородностей и глубины их залегания в гравитационном поле выделяются региональные максимумы и минимумы, локальные максимумы и минимумы, гравитационные ступени и др.

К региональным максимумам (минимумам) относят гравитационные аномалии, размеры которых превышают 1000 км<sup>2</sup>; выявлены аномалии площадью до нескольких десятков тысяч квадратных километров и более. Региональные аномалии связаны, как правило, с крупными поднятиями и прогибами в земной коре, а также с петрографически неоднородными крупными блоками пород кристаллического фундамента. Локальные максимумы (минимумы) имеют значительно меньшие размеры — от долей до нескольких сотен квадратных километров и располагаются в пределах региональных аномалий. Они нередко связаны с локальными структурами в осадочном чехле или с зонами тектонических нарушений в нем. Гравитационные ступени представляют собой узкие, линейно вытянутые зоны относительно больших градиентов гравитационного поля. Они, как правило, наблюдаются на участках быстрого погружения или вертикальных контактов пород с различной плотностью.

В процессе качественной интерпретации данных гравиразведки анализируют общий характер наблюдаемого поля и его индивидуальные особенности: знак и степень дифференцированности, наличие осложнений в виде региональных и локальных аномалий, их размеры, интенсивность, простираение осей и т. п.

В платформенных областях гравитационное поле сравнительно слабо дифференцировано, интенсивность его изменяется в пределах нескольких десятков миллигал и в среднем колеблется около нуля. Контуры наблюдаемых региональных аномалий неопределенны, не имеют четкой ориентировки, а осложнения внутри них в виде локальных аномалий крайне редки. Лишь в пределах наиболее крупных краевых впадин, заполненных

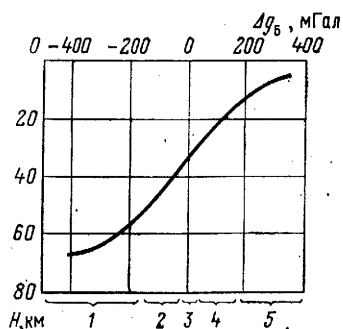


Рис. 9. График зависимости аномалий Буге  $\Delta g_B$  от мощности земной коры  $H$

1 — складчатые области; 2 — платформы; 3 — щиты; 4 — шельф; 5 — океанические впадины

мощными толщами гидрохимических осадков (например, Прикаспийская впадина), гравитационное поле становится весьма сложным и в нем наблюдаются многочисленные локальные минимумы и максимумы, соответствующие соляным куполам и разделяющим их межкупольным прогибам.

Существенно иной характер имеет гравитационное поле геосинклинальных областей. Оно характеризуется большими отрицательными значениями аномалий и сильной дифференцированностью. Крупные аномальные зоны линейно вытянуты вдоль оси геосинклинали и часто оконтуривают межгорные и предгорные впадины, которые заполнены мощными толщами осадочных пород и интенсивно смяты в складки. Последние отражаются в гравитационном поле в виде цепочек локальных максимумов и минимумов, ориентированных вдоль осей впадин. Границы между платформенными и геосинклинальными областями прослеживаются в виде узких гравитационных ступеней протяженностью до нескольких сотен километров и более.

При благоприятных условиях в гравитационном поле в виде локальных аномалий находят отражение локальные геологические структуры: соляные купола, антиклинальные складки и т. п. В особо благоприятных условиях (хорошая выдержанность пород в плотностном отношении и т. п.) на высокоточных картах аномалий могут проявляться гравитационные эффекты, обусловленные мощными нефтегазовыми залежами.

Результаты качественной интерпретации данных гравиразведки являются основой для последующей количественной интерпретации наиболее интересных выделенных аномалий и используются для выбора направлений дальнейших геолого-геофизических работ в данном районе. Для наиболее полной качественной интерпретации необходимо привлекать все имеющиеся в данном районе геолого-геофизические данные.

## **§ 12. Нахождение глубины залегания и формы аномалиеобразующих тел (обратная задача гравиразведки)**

Выше, в § 9 было показано, как можно вычислить гравитационный эффект, если известны форма, размеры, глубина залегания и избыточная масса возмущающего тела. Задача имела единственное решение. Однако это не означает, что и решение обратной задачи — нахождение формы, размеров, глубины залегания и избыточной массы по аномалиям силы тяжести — также будет единственным. Наоборот, из физических предпосылок можно ожидать, что возможно бесчисленное количество вариантов решения обратной задачи гравиразведки. Для подтверждения этого приведем простой пример: однородный шар любого радиуса будет создавать одну и ту же аномалию, если центры шаров находятся в одной и той же точке, а избыточная масса у них одинаковая. Таким образом, мы встречаемся с неодно-

значностью интерпретации данных гравиразведки. Вследствие неоднозначности интерпретации гравитационных аномалий необходимо располагать априорными данными о плотностях горных пород, слагающих изучаемый разрез.

Принцип решения обратной задачи, так же как ранее прямой задачи, рассмотрим на примере однородного шара. Притяжение, создаваемое однородным шаром с избыточной массой  $M_{\text{изб}}$ , центр которого расположен на глубине  $\zeta$  на профиле наблюдений  $x$ , определяется выражением (1.37). Для решения обратной задачи необходимо, используя наблюдаемый график аномалий (см. рис. 6), составить систему из двух уравнений. Первое уравнение получим, пользуясь значением притяжения в точке  $x=0$ :

$$g_{z\text{max}} = G \frac{M_{\text{изб}}}{\zeta^2}. \quad (1.42)$$

При составлении второго уравнения удобно воспользоваться значением притяжения в точке с координатой  $x_{1/2}$ , в которой  $(g_z)_{1/2} = \frac{q_{z\text{max}}}{2}$ . Из выражения (1.37) получаем

$$\frac{g_{z\text{max}}}{2} = G \frac{M_{\text{изб}}\zeta}{(x_{1/2}^2 + \zeta^2)^{3/2}}. \quad (1.43)$$

Решив уравнения (1.42) и (1.43) совместно, найдем глубину центра шара:

$$1/2 G \frac{M_{\text{изб}}}{\zeta^2} = G \frac{M_{\text{изб}}\zeta}{(x_{1/2}^2 + \zeta^2)^{3/2}},$$

откуда

$$(x_{1/2}^2 + \zeta^2)^{3/2} = 2\zeta^3, \text{ т. е. } \zeta \approx 1,305x_{1/2}. \quad (1.44)$$

Подставив выражение (1.44) в (1.42), вычислим избыточную массу шара (в тоннах):

$$M_{\text{изб}} = \frac{g_{z\text{max}}\zeta^2}{G} = \frac{g_{z\text{max}}(1,305x_{1/2})^2}{G} \approx 260g_{z\text{max}}x_{1/2}^2. \quad (1.45)$$

Чтобы определить радиус шара, надо знать избыточную плотность. Выражения для радиуса шара  $R$  и глубины залегания наивысшей к поверхности наблюдений точки шара  $h$  найдем из формулы

$$M_{\text{изб}} = 4/3\pi R^3\sigma_{\text{изб}},$$

откуда

$$R = \sqrt[3]{\frac{3M_{\text{изб}}}{4\pi\sigma_{\text{изб}}}}; \quad (1.46)$$

$$h = \zeta - R. \quad (1.47)$$

В случае тел неправильной геометрической формы можно решить обратную задачу способом подбора. Решение обратной задачи гравиразведки способом подбора состоит в следующем. Исходя из геологических предпосылок и опираясь на данные других геофизических методов, задаются формой, а также избыточной плотностью аномалиеобразующего тела и вычисляют создаваемый им гравитационный эффект (т. е. решают прямую задачу). Затем расчетный график аномалий силы тяжести сравнивают с экспериментальным. Если наблюдаются отклонения точек на графиках, то вводят соответствующие поправки в глубину и геометрию возмущающего тела и вновь вычисляют создаваемый им гравитационный эффект. После этого вновь сравнивают графики и т. д. Глубина залегания и форма вертикального сечения возмущающего тела считаются найденными, когда расчетный и наблюдаемый графики аномалий совпадают наилучшим образом.

Для решения обратной задачи способом подбора в случае двумерных тел можно пользоваться палеткой Гамбурцева (см. § 9). На рис. 7, б показан один из вариантов контура возмущающего тела, наблюдаемый и расчетный графики аномалий силы тяжести. Несовпадение расчетного и наблюдаемого графиков  $g_2$  свидетельствует о необходимости коррекции контура возмущающего тела. Обычно после двух-трех коррекций контур удается подобрать таким, чтобы наблюдаемый и расчетный графики достаточно хорошо совпали. Очевидно, успех решения обратной задачи способом подбора прежде всего зависит от надежности тех априорных данных о форме и размерах ожидаемых геологических структур, которые были использованы для выбора гравиметрической модели геологического разреза, а также от того, насколько достоверны оказались значения взятой избыточной плотности.

Гравитационные эффекты, наблюдаемые над залежами нефти и газа, обусловлены многими факторами: нефтегазонасыщенностью пород, влиянием самой структуры, в которой находится залежь, неоднородностью вмещающей осадочной толщи, рельефом и неоднородностями кристаллического фундамента и др. Эти факторы, накладываясь друг на друга, могут привести к тому, что относительный минимум аномалий силы тяжести над нефтегазовой залежью не всегда будет наблюдаться в явном виде.

Аномалии, связанные с залежами, выделяют в основном по материалам высокоточных гравиметрических съемок, поскольку гравитационные эффекты, обусловленные нефтегазовыми залежами, невелики и обычно даже при сравнительно крупных залежах они не превышают первые десятые доли миллигала. В связи с этим для прямых поисков используют карты аномалий силы тяжести, имеющие точность не ниже  $\pm (0,05-0,1)$  мГал. Для усиления гравитационных эффектов от нефтегазовых залежей

применяют специальную методику обработки наблюденной карты аномалий силы тяжести, предусматривающую исключение влияния на результаты искажающих факторов: структурного, плотностной неоднородности верхней части разреза и т. п. Находит применение пересчет наблюденных аномалий во вторые и более высокого порядка вертикальные производные потенциала силы тяжести. Как показывают расчеты на моделях, на графиках вторых вертикальных производных потенциала силы тяжести нефтегазовые залежи проявляются в виде отчетливых относительных минимумов. Получены положительные примеры опробования этого способа на известных месторождениях нефти и газа. Однако следует подчеркнуть, что наиболее надежные данные можно получить только в результате комплексной интерпретации всех имеющихся геолого-геофизических данных.

## Раздел второй

### МАГНИТОРАЗВЕДКА

Магнитная разведка или, как сокращенно ее называют, магниторазведка—старейший полевой геофизический метод. В магниторазведке с помощью специальных измерений выявляют возмущения (аномалии) магнитного поля Земли, которые возникают вследствие неодинаковой намагниченности различных горных пород. При поисках и разведке нефтяных и газовых месторождений магнитную разведку стали применять после того, как акад. А. Д. Архангельский в 1922 г. высказал предположение о тесной связи магнитных аномалий с глубинным строением крупных регионов.

На первом этапе магнитные измерения выполняли только на поверхности Земли (наземные съемки). В последующем после изобретения в 1936 г. советским геофизиком А. А. Логачевым первого в мире аэромагнитометра и разработки методики измерений с ним стало возможным проводить магнитные измерения и на борту самолета и вертолета (аэромагнитные съемки). В настоящее время магниторазведочные работы на нефть и газ преимущественно выполняют в виде аэромагнитных съемок. Созданы магнитометры и разработана методика также применительно к морским магниторазведочным работам.

Магниторазведка имеет много общих черт с гравиразведкой: как в магниторазведке, так и в гравиразведке изучают аномалии естественных полей, обусловленные различием физических свойств пород; оба метода применяют главным образом при региональных геофизических исследованиях; много общего у этих разведок в методике полевых работ и интерпретации получаемых материалов.

В то же время магниторазведка — более сложный по сравнению с гравиразведкой метод. Главная причина заключается в том, что намагничённость горных пород, которой определяются магнитные аномалии, — величина векторная, в то время как аномалии силы тяжести зависят от скалярной величины — избыточной плотности.

## Глава IV

### ФИЗИЧЕСКИЕ И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ МАГНИТОРАЗВЕДКИ

#### § 13. Силы магнитного взаимодействия. Магнитный потенциал

Магнитное поле можно изучать, используя законы электромагнетизма или рассматривая магнитные аномалии как результат взаимодействия «магнитных масс». Во втором случае удастся выявить больше сходства между магниторазведкой и гравиразведкой, поэтому он оказывается предпочтительнее.

В общем случае магнитное поле Земли довольно быстро изменяется во времени. Быстро меняющееся во времени физическое поле называется нестационарным. В магниторазведке измеряют медленно меняющуюся часть геомагнитного поля, которая рассматривается как постоянное поле.

Вначале остановимся на некоторых характеристиках магнетизма.

*Магнитные полюса (массы).* Из курса физики известно, что любой магнит имеет два полюса: один полюс условно назван северным, другой — южным. Магнитные полюса существуют только в паре. Их можно рассматривать как точки сосредоточения равных по величине и обратных по знаку магнитных масс. На северном полюсе расположена положительная масса ( $+m$ ), на южном — отрицательная ( $-m$ ). Если магнит очень длинный, то можно ограничиться рассмотрением действия только одного (ближнего) полюса (т. е. одиночной магнитной массы).

*Магнитная сила.* Если две точечные одиночные магнитные массы  $m_1$  и  $m_2$  находятся на расстоянии  $\rho$  друг от друга, то они взаимодействуют с силой, определяемой законом Кулона:

$$F = \frac{m_1 m_2}{\mu \rho^2}, \quad (\text{II.1})$$

где  $\mu$  — магнитная проницаемость, характеризующая магнитные свойства среды, в которой находятся массы.

Закон магнитного притяжения Кулона, как можно заключить при сравнении выражений (II.1) и (I.1), является аналогом закона гравитационного притяжения Ньютона.



За единичную принимают магнитную массу, которая действует на равную ей массу, находящуюся от нее на расстоянии 1 см, с силой 1 дина (в СИ  $10^{-5}$  Н). Если массы разного знака, то действует сила притяжения, если одного знака — сила отталкивания. Принято считать, что магнитная сила направлена по прямой от отрицательной массы к положительной.

*Напряженность магнитного поля.* Напряженность магнитного поля определяется как магнитная сила, действующая на находящуюся в поле единичную массу:

$$T = \frac{m}{\mu\rho^2}. \quad (\text{II.2})$$

Единица напряженности магнитного поля в системе СГС называется эрстедом ( $\mathcal{E}$ ) — напряженность поля, при которой на единичную магнитную массу действует магнитная сила в 1 дина (в СИ  $1\mathcal{E}=79,6$  А/м). В магниторазведке в качестве единицы напряженности поля берут величину, равную  $10^{-5}$  Э, и называют г а м м о й (1 гамма =  $10^{-5}$ Э).

*Магнитный момент.* Как отмечалось выше, магнитные массы существуют только в паре. По этой причине действие магнита следует рассматривать с учетом обоих полюсов. В качестве характеристики, учитывающей оба полюса, введем магнитный момент магнита. Для определения магнитного момента воспользуемся понятием магнитного диполя. Магнитным диполем называется система из двух разноименных точечных масс (полюсов)  $m$ , находящихся друг от друга на расстоянии  $2dl$ , бесконечно малом по сравнению с расстоянием до точки, в которой магнитное поле, создаваемое этим магнитом, измеряется. Магнитный момент диполя

$$d\vec{M} = 2d\vec{l}m; \quad (\text{II.3})$$

он направлен вдоль линии  $2dl$ , соединяющей полюса, от южного (отрицательного) полюса к северному (положительному).

Магнитный момент, создаваемый объемным магнитом, равен векторной сумме магнитных моментов элементарных диполей, заключенных в данном объеме:

$$\vec{M} = \sum d\vec{M}. \quad (\text{II.4})$$

*Интенсивность намагничивания.* Магнитные свойства тел определяются векторной величиной  $\vec{J}$ , называемой интенсивностью намагничивания (или сокращенно намагниченностью). По своему физическому смыслу намагниченность представляет магнитный момент, приходящийся на единицу объема:

$$\vec{J} = \frac{\sum d\vec{M}}{\Omega}, \quad (\text{II.5})$$

где  $\Omega$  — объем тела.

*Магнитная восприимчивость.* Вместо векторной величины намагниченности  $\vec{J}$  более удобно пользоваться скалярной величиной, называемой магнитной восприимчивостью  $\kappa$ , связанной с намагниченностью соотношением

$$\vec{J} = \kappa \vec{T}, \quad (\text{II.6})$$

где  $\vec{T}$  — напряженность магнитного поля.

Магнитная восприимчивость характеризует способность материалов намагничиваться под воздействием магнитного поля.

Все магнитные материалы по магнитной восприимчивости  $\kappa$  подразделяются на три группы: диамагнитные, парамагнитные и ферромагнитные. Диамагнитные материалы имеют отрицательную магнитную восприимчивость ( $\kappa < 0$ ); они намагничиваются в направлении, противоположном направлению магнитного поля. Диамагнитными свойствами обладают азот, кремний, вода, соль, благородные металлы и др. Парамагнитные материалы обладают положительной магнитной восприимчивостью ( $\kappa > 0$ ); они намагничиваются по направлению поля. К ним относятся кислород, щелочные и щелочноземельные металлы и др. Магнитная восприимчивость диамагнитных и парамагнитных материалов невелика ( $10^{-4}$ — $10^{-6}$  ед. СГС). Ферромагнитные материалы характеризуются положительными и очень высокими значениями магнитной восприимчивости — до нескольких сотен тысяч  $10^{-6}$  ед. СГС. Ферромагнетиками являются такие важные породообразующие минералы, как магнетит, гематит и др.

*Магнитная индукция.* Находясь в магнитном поле, ферромагнетик сам становится постоянным магнитом и создается собственное магнитное поле  $\vec{T}'$ , которое пропорционально намагниченности  $\vec{J}$ :

$$\vec{T}' = 4\pi \vec{J} = 4\pi \kappa \vec{T}. \quad (\text{II.7})$$

Сумма внешнего (т. е. в котором находится ферромагнетик) и созданного самим ферромагнетиком магнитных полей называется магнитной индукцией ( $\vec{B}$ ). С учетом выражения (II.7) магнитную индукцию можно выразить так:

$$\vec{B} = \vec{T} + \vec{T}' = \vec{T} + 4\pi \kappa \vec{T} = (1 + 4\pi \kappa) \vec{T} = \mu \vec{T}. \quad (\text{II.8})$$

Коэффициент пропорциональности  $\mu = 1 + 4\pi \kappa$  (в СИ  $\mu = 1 + \kappa$ ) называется магнитной проницаемостью. Он характеризует связь между магнитной индукцией и напряженностью внешнего магнитного поля. Для воздуха  $\kappa = 0$  и  $\mu = 1$  (в СИ  $\mu = \mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7}$  Г/м).

*Магнитный потенциал.* В качестве характеристики создаваемого магнитами поля удобно использовать, как это было сде-

лао выше в гравиразведке, некоторую функцию, называемую магнитным потенциалом,  $U(x, y, z)$ . По аналогии с гравитационным потенциалом [см. выражение (I.13)] потенциал, создаваемый точечной магнитной массой,

$$U = \frac{m}{\mu\rho}. \quad (\text{II.9})$$

Потенциал, создаваемый в точке  $P(x, y, z)$  магнитным диполем, очевидно, равен сумме потенциалов точечных масс (рис. 10):

$$dU = \frac{m}{\rho_1} - \frac{m}{\rho_2} = m \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_1\rho_2} \approx \frac{dM}{\rho^2} \cos \theta. \quad (\text{II.10})$$

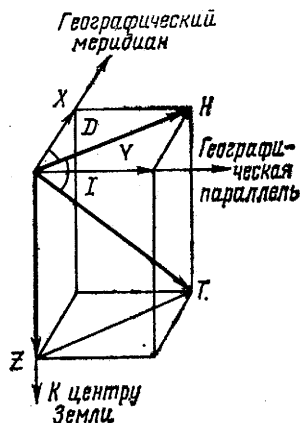
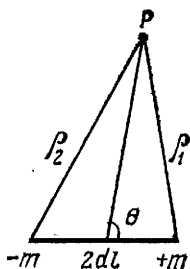


Рис. 10. Схематический магнитный диполь

Рис. 11. Элементы земного магнетизма

При вычислении формулы (II.10) принято:

$$\rho_2 \approx \rho_1; \quad \rho_2 - \rho_1 = 2dl \cos \theta; \quad 2mdl = dM; \quad \mu = 1.$$

Магнитный потенциал, создаваемый объемным магнитом, равен сумме потенциалов заключенных в нем элементарных диполей:

$$U = \sum \frac{dM}{\rho^2} \cos \theta. \quad (\text{II.11})$$

Как следует из формулы (II.11), магнитный потенциал в отличие от гравитационного зависит не только от расстояния до возмущающего тела, но и от азимута  $\theta$ , в котором он измеряется.

Производные  $\frac{\partial U}{\partial x}$ ,  $\frac{\partial U}{\partial y}$ ,  $\frac{\partial U}{\partial z}$  определяют проекции на соответствующие оси напряженности магнитного поля.

## § 14. Элементы земного магнетизма. Изменение магнитного поля Земли во времени

В любой точке на поверхности Земли свободно подвешенная в пространстве магнитная стрелка ориентируется в направлении полного вектора напряженности магнитного поля. Полный вектор напряженности магнитного поля  $T$  можно разложить (рис. 11) на вертикальную  $Z$  и горизонтальную  $H$  составляющие; горизонтальная составляющая, в свою очередь, раскладывается на две составляющие —  $X$  и  $Y$ . На рис. 11 оси  $x$  и  $y$  направлены соответственно на географические север и восток. Угол  $I$  между компонентами  $T$  и  $H$  называется углом наклона, а угол  $D$  между компонентами  $H$  и  $X$  — углом склонения. Семь величин:  $T$ ,  $Z$ ,  $H$ ,  $X$ ,  $Y$ ,  $I$  и  $D$  называются элементами земного магнетизма. Они взаимно связаны между собой следующими соотношениями:

$$\left. \begin{aligned} T &= \sqrt{Z^2 + H^2}; & Z &= T \sin I; \\ H &= T \cos I; & H &= \sqrt{X^2 + Y^2}; \\ X &= H \cos D; & Y &= H \sin D. \end{aligned} \right\} \quad (\text{II.12})$$

Для изучения пространственного распределения элементов геомагнитного поля проведены их измерения в разных точках на поверхности Земли. По измеренным значениям построены карты равных значений элементов. Линии равных значений напряженности магнитного поля ( $T$ ,  $Z$  или  $H$ ) называются *изодинамами*, линии равных значений угла магнитного склонения  $D$  — *изогонами*, линии равных значений угла магнитного наклона  $I$  — *изоклинами*.

На карте имеется линия нулевых значений угла магнитного склонения. Эта линия проходит через точки на поверхности Земли, в которых магнитная стрелка ориентируется в горизонтальной плоскости. Такие точки расположены на магнитном экваторе. Магнитный экватор не совпадает с географическим. С увеличением широты угол магнитного наклона возрастает. В северном полушарии имеется точка, в которой северный (положительный) конец магнитной стрелки наклонен вертикально вниз (угол  $I=90^\circ$ ). Эта точка называется *южным геомагнитным полюсом*. В южном полушарии расположена точка, в которой южный (отрицательный) конец магнитной стрелки направлен вертикально вниз. Эта точка называется *северным магнитным полюсом*. Магнитные полюса изменяют свое положение со временем.

Полная напряженность геомагнитного поля увеличивается от магнитного экватора к полюсам от 0,42 до 0,70 Э. Магнитное поле, наблюдаемое на поверхности Земли, продолжается далеко в околоземное пространство: на высоте около 7000 км напряжен-

ность поля уменьшается до  $1/8$  значения поля на поверхности Земли.

Непрерывная регистрация элементов геомагнитного поля в магнитных обсерваториях показывает, что магнитное поле непрерывно изменяется со временем. Обычно наблюдаются небольшие и достаточно правильные изменения поля в течение суток — суточные вариации, которые в отдельные дни могут достигать нескольких тысяч гамм по напряженности и нескольких градусов по склонению. Такие большие возмущения называются магнитными бурями. Магнитные бури могут продолжаться несколько дней и часто сопровождаются нарушением радиосвязи и полярными сияниями. Кроме того, существуют медленные вековые вариации геомагнитного поля, выражающиеся в том, что изолинии напряженности поля как бы медленно смещаются в западном направлении. Величина таких смещений составляет около  $0,18^\circ$  в год по долготе, т. е. изолинии как бы делают полный оборот вокруг Земли примерно за 2000 лет.

## § 15. Структура магнитного поля Земли. Магнитные аномалии

Магнитное поле на поверхности Земли в первом приближении будет аналогичным полю однородной сферы (диполя), намагниченной по оси, составляющей с осью вращения Земли угол  $11,5^\circ$ . Отклонения измеренных элементов геомагнитного поля от элементов поля намагниченной Земли в виде однородной сферы называются магнитными аномалиями. По площади они подразделяются на мировые (континентальные), региональные и локальные. Мировые аномалии имеют размеры, сравнимые с площадями континентов. Число мировых аномалий однозначно не определено: выделяют четыре, шесть или даже восемь аномалий; одна из них — Восточно-Азиатская — частично расположена в пределах СССР, на территории Восточной Сибири. Полагают, что природа дипольного поля и поля мировых аномалий одна и та же. Поэтому поле мировых магнитных аномалий включено в нормальное магнитное поле Земли  $T_n$ , которое, таким образом, представляет собой сумму дипольного поля  $T_0$  и поля мировых аномалий  $T_{ма}$ :

$$T_n = T_0 + T_{ма}. \quad (II.13)$$

Поскольку величину мировых аномалий в каждой точке на поверхности Земли рассчитать нельзя, нормальное магнитное поле определяют экспериментально. Для этого выполняют измерения элементов геомагнитного поля по определенной сетке (на территории СССР принята сетка  $20 \times 20$  км). Измеренные значения поля осредняют так, чтобы они приняли форму плавных кривых. Срок действия карт установлен 5—10 лет; после этого срока их пересоставляют.

Магнитную аномалию определяют как разность между наблюдаемым (измеренным) значением элемента геомагнитного поля и его нормальным значением для данной местности.

По результатам полевых измерений вычисляют следующие магнитные аномалии:

модуля полного вектора напряженности ( $T_a$ ):

$$\Delta T_a = T - T_n;$$

вертикальной составляющей ( $Z_a$ ):

$$\Delta Z_a = Z - Z_n; \quad (\text{II.14})$$

горизонтальной составляющей ( $H_a$ ):

$$\Delta H_a = H - H_n.$$

При вычислении магнитных аномалий в наблюдаемые значения вводят поправки. Главной является поправка за вариации магнитного поля во времени, которую рассчитывают по материалам непрерывной записи элементов геомагнитного поля на близко расположенных вариационных магнитных станциях. При высокоточных магнитных съемках может возникнуть необходимость введения поправок за превышение точек наблюдения относительно уровня моря. Однако методика определения подобных поправок в магниторазведке разработана еще недостаточно.

## § 16. Магнитные свойства горных пород

Магнитные свойства горных пород определяются главным образом содержанием в них ферромагнитных минералов: магнетита, гематита, ильменита, пирротина, маггемита и др. В табл. 4. приведены значения магнитной восприимчивости некоторых изверженных горных пород в зависимости от процентного содержания в них магнетита.

Как следует из табл. 4, магнитная восприимчивость изверженных горных пород изменяется в широких пределах. В то же время наблюдается общее возрастание магнитной восприимчивости от кислых пород к основным. Осадочные породы обычно не содержат заметных включений ферромагнитных минералов и имеют слабую магнитную восприимчивость, которая изменяется от нуля до  $50 \cdot 10^{-6}$  ед. СГС.

Средние значения магнитной восприимчивости (в ед. СГС) некоторых осадочных пород, полученные при лабораторных определениях на образцах, следующие: для доломита —  $10 \cdot 10^{-6}$ , для известняка —  $20 \cdot 10^{-6}$ , для песчаника —  $30 \cdot 10^{-6}$ , для глины —  $50 \cdot 10^{-6}$ . Таким образом, магнитная восприимчивость осадочных пород на несколько порядков меньше магнитной вос-

Таблица 4

Горная порода	Содержание магнетита					
	Минимальное		Максимальное		Среднее	
	%	$\times 10^{-6}$	%	$\times 10^{-6}$	%	$\times 10^{-6}$
Гранит	0,2	600	1,9	5 700	0,90	2 700
Трахисенит	0,0	0	4,6	14 000	2,04	6 100
Нефелин	0,0	0	6,6	20 000	2,71	8 100
Пироксен	0,9	3000	8,4	25 000	3,51	10 500
Габбро	0,9	3000	3,9	12 000	2,40	7 200
Кварцевый диорит	1,6	4800	8,0	24 000	3,48	10 400
Андезит	2,6	7800	5,8	17 000	4,50	13 500
Диорит	1,2	3600	7,2	22 000	3,45	10 400
Перидотит	1,6	4800	7,2	22 000	4,60	13 800
Базальт	2,3	6900	8,6	26 000	4,76	14 300
Диабаз	2,3	6900	6,3	19 000	4,35	13 100

примчивости изверженных пород, поэтому роль осадочных пород в формировании магнитных аномалий очень мала. Однако известны примеры, когда осадочные породы (особенно в рудных районах) содержали значительные включения магнитных минералов и создавали магнитные аномалии интенсивностью до нескольких сотен гамм. Что же касается метаморфических пород, то они также слабо магнитны: значения магнитной восприимчивости обычно не превышают  $100-200 \cdot 10^{-6}$  ед. СГС. Поэтому они, как и осадочные породы, не создают значительных магнитных аномалий.

На магнитные свойства горных пород большое влияние оказывают температурные условия, в которых породы залегают. Известно, что предельной температурой, до которой ферромагнетики сохраняют свои свойства, является точка Кюри; для большинства ферромагнетиков точка Кюри находится в пределах  $700-1000^{\circ}\text{C}$ . Если принять средний температурный градиент Земли равным  $33^{\circ}/\text{км}$ , то размагничивание горных пород должно произойти уже на глубинах порядка  $20-30$  км. В связи с этим принято считать, что источники магнитных аномалий не могут залегать глубже  $20-30$  км.

Горные породы намагничиваются в период своего формирования и сохраняют приобретенную намагниченность в последующие геологические эпохи. Это свойство горных пород называется палеомагнетизмом. Изучение палеомагнетизма позволяет получить многие интересные сведения о геологической истории развития Земли.

## МЕТОДИКА И ТЕХНИКА ПОЛЕВЫХ РАБОТ

## § 17. Измерение элементов геомагнитного поля

Для определения магнитных аномалий необходимо выполнять полевые измерения элементов геомагнитного поля в различных точках наблюдений. Как и в гравirazведке, их можно подразделить на абсолютные и относительные (см. § 6). Приборы для измерений элементов геомагнитного поля называются магнитометрами. В настоящее время в магниторазведке используют квантовые магнитометры для абсолютных определений модуля полного вектора напряженности геомагнитного поля, феррозондовые аэромагнитометры для относительных определений полного вектора напряженности геомагнитного поля, наземные магнитометры для относительных определений вертикальной составляющей напряженности геомагнитного поля и др.

*Абсолютные определения модуля полного вектора напряженности геомагнитного поля ядерным магнитометром.* Для абсолютных определений модуля полного вектора напряженности поля созданы приборы, в которых измерения основаны на квантовых явлениях. В настоящее время имеются разнообразные конструкции квантовых магнитометров. Мы остановимся на рассмотрении протонного (ядерного) магнитометра.

Принцип измерения модуля вектора  $T$  протонным магнитометром основан на явлении ядерного магнитного резонанса. В квантовой физике атомные ядра некоторых элементов рассматриваются как элементарные магнитные диполи, которые обладают определенным магнитным моментом. В магнитном поле эти диполи в зависимости от направления момента ориентированы параллельно вектору напряженности поля или перпендикулярно к нему. Если приложить более сильное (во много раз) вторичное магнитное поле, то магнитные диполи переориентируются. После снятия вторичного магнитного поля магнитные диполи ориентируются в первоначальном направлении, совершая вращение вокруг вектора напряженности магнитного поля  $T$  с круговой частотой

$$\omega = \gamma T, \quad (II.15)$$

где  $\omega = 2\pi f$  ( $f$  — циклическая частота, Гц);  $\gamma$  — отношение магнитного момента ядра к его моменту количества движения.

Вращение магнитных диполей вокруг вектора напряженности подобно вращению оси механического волчка и по аналогии с ним называется прецессией. Частота прецессии, как следует из (II.15), зависит только от величины вектора напряженности поля  $T$ . Ее можно измерить и затем пересчитать согласно



выражению (II.15) в абсолютные значения напряженности геомагнитного поля.

Простейшим ядром, обладающим прецессией, является ядро водорода (протон). Так как магнитный момент ядра кислорода равен нулю, то обычную воду можно использовать в качестве ансамбля протонов. Протонный магнитометр, заключенный внутри соленоида, состоит из датчика—сосуда с жидкостью (водой). С помощью соленоида вокруг сосуда с жидкостью создается очень сильное магнитное поле (до 100 Э); продолжительность намагничивания жидкости около 2 с, после чего поле быстро выключается. Наведенный магнитный момент прецессирует с частотой  $\omega$  вокруг вектора напряженности геомагнитного поля. В результате в обмотках соленоида возникает переменное напряжение, частота которого равна частоте прецессии. Эти напряжения усиливаются и фильтруются от помех электронным усилителем с фильтрами. Измеряемые значения модуля напряженности поля  $T$  регистрируются в аналоговой или цифровой форме регистрирующим устройством. Точность измерений протонным магнитометром составляет  $\pm 1$  гамм. В настоящее время созданы более совершенные квантовые магнитометры, точность измерений которыми достигает тора  $T$  относительно какого-либо исходного пункта.  $\pm 0,1$  гамм и выше.

Ядерные магнитометры оказались весьма универсальными приборами; имеется возможность выполнять измерения с ними в движении (с борта судна или самолета) и при наземных съемках.

*Относительные определения модуля полного вектора напряженности геомагнитного поля феррозондовым аэромагнитометром.* Феррозондовый аэромагнитометр предназначен для непрерывной регистрации изменений модуля полного вектора напряженности геомагнитного поля при аэромагнитных съемках. Основным узлом прибора является измерительный магниточувствительный элемент (МЧЭ), преобразующий в электрические сигналы изменение напряженности геомагнитного поля. МЧЭ (феррозонд) помещен в обтекаемый кожух (гондолу), которая буксируется на тросе самолетом или укрепляется в верхней части его кия. Регистрирующая аппаратура находится в кабине самолета и состоит из усилительно-преобразовательного, компенсационного и записывающего устройств. Возникающие в измерительном МЧЭ электрические сигналы усиливаются и фильтруются от помех, после чего записываются на магнитную ленту. Их можно воспроизвести на бумаге в виде непрерывной кривой изменения модуля вектора  $\vec{T}$  по трассе самолета. Запись осуществляется компенсационным способом, т. е. напряжения на выходе усилительного устройства компенсируются внешней э. д. с. Обычно записываются изменения модуля вектора  $\vec{T}$  относительно какого-либо исходного пункта.

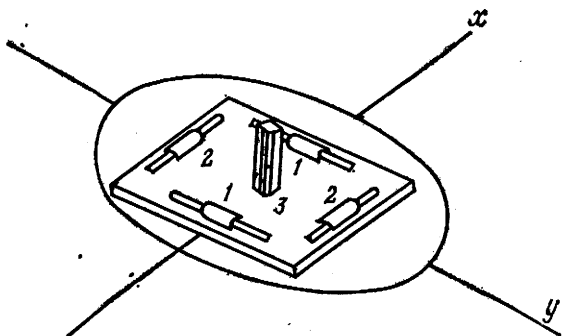


Рис. 12. Блок-схема аэромагнитометра.

Магниточувствительные элементы: 1 — ориентации оси вращения  $xx$ , 2 — ориентации оси вращения  $yy$ , 3 — измерительный

При работе измерительный магниточувствительный элемент всегда должен быть ориентирован вдоль вектора  $\vec{T}$ ; при любой другой ориентировке возникают погрешности измерений, поскольку аэромагнитометр будет реагировать лишь на проекцию вектора  $\vec{T}$  на ось измерительного МЧЭ. Для ориентировки прибора используют две пары одинаковых МЧЭ, оси которых расположены на плоской платформе горизонтально и взаимно перпендикулярно по отношению друг к другу (рис. 12). Измерительный МЧЭ укреплен перпендикулярно к платформе. Если платформа наклонена по линии  $x$  на некоторый угол  $\alpha$ , то на феррозонд 2 действует внешнее поле  $T \sin \alpha$ . Возникающие при этом в измерительной цепи ориентирующего магниточувствительного элемента импульсы после их преобразования и усиления приводят в действие сервомотор, возвращающий площадку в положение, перпендикулярное к вектору  $\vec{T}$ .

Феррозондовые аэромагнитометры позволяют регистрировать изменения напряженности поля в диапазоне  $\pm 11\ 000$  гамм. Кроме изменения модуля вектора  $\vec{T}$  на ленте записываются высота полета, марки времени, сигналы о прохождении ориентиров и фотоснимков для привязки результатов наблюдений.

*Относительные определения вертикальной составляющей геомагнитного поля наземным магнитометром.* Принцип относительных измерений вертикальной составляющей геомагнитного поля рассмотрим на примере наземного Z-магнитометра, упрощенная схема которого показана на рис. 13.

Магниточувствительным элементом прибора является постоянный магнит 3, укрепленный на горизонтально натянутой металлической нити 2 к раме 1. На поверхности магнита находится освещаемое зеркало 4 для наблюдения за положением магнита 3 через оптическое устройство. В общем случае маг-

нит отклоняет как вертикальная, так и горизонтальная составляющие геомагнитного поля. Измерения выполняют компенсационным способом за счет постоянных магнитов: плавная компенсация (в пределах  $\pm 3000$  гамм) осуществляется поворотом вокруг своей оси магнита 6, жестко скрепленного с лимбом 7, на котором нанесена шкала 8; для частичной компенсации сильных магнитных полей служит диапазонный магнит 5. Индикатором полной компенсации поля является горизонтальное положение чувствительного элемента 3, которое фиксируется по совпадению нанесенного на нем индекса с нулевой риской оптического устройства. При полной компенсации поля вращательный момент, создаваемый горизонтальной составляющей  $H$ , равен нулю и, таким образом, магнит отклоняет только вертикальная составляющая  $Z$ .

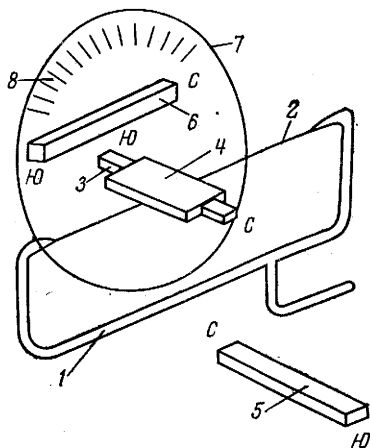


Рис. 13. Принципиальная схема наземного Z-магнитометра

Приращение вертикальной составляющей  $\Delta Z$  между двумя пунктами наблюдений

$$\Delta Z = C(n_2 - n_1), \quad (\text{II.16})$$

где  $n_1$  и  $n_2$  — отсчеты по шкале лимба плавной компенсации соответственно в первом и втором пунктах;  $C$  — цена деления шкалы прибора.

Точность измерений наземным Z-магнитометром составляет  $\pm 3$  гамм.

## § 18. Разведочные наземные, аэромагнитные и морские магнитные съемки

Магниторазведку в комплексе с другими геофизическими методами — гравиразведкой, электроразведкой (магнитотеллурическими методами) и сейсморазведкой (глубинным сейсмическим зондированием) — применяют при региональных геофизических исследованиях. Основными геологическими задачами, решаемыми при региональных магниторазведочных исследованиях, являются следующие: изучение простирания крупных структурных элементов земной коры и выявление в ней глубинных разломов, определение глубины залегания и петрографического состава пород кристаллического фундамента и т. п. Региональные магнитные исследования проводят в виде аэромагнитных и морских съемок.

Детальные магниторазведочные работы выполняют преимущественно в виде наземных съемок. С помощью наземной магниторазведки выявляют и оконтуривают рудоносные интрузии, изучают условия залегания рудоносных жил, контактов пород с различным петрографическим составом и т. п. По результатам высокодетальных магнитных съемок при благоприятных условиях определяют глубину залегания магнитовозмущающих тел.

Методика наземных магнитных съемок во многом сходна с гравиметрической съемкой (см. § 8). Нередко одну и ту же сеть наблюдений используют для одновременных измерений гравитационного и магнитного полей. Полевым измерениям магнитного поля предшествует разбивка сети опорных и рядовых пунктов. Для контроля показаний каждого магнитометра до начала и после окончания рабочего дня намечают контрольные точки (КТ). Разность отсчетов, взятых на одной и той же точке в различные моменты времени (исправленные за вариации во времени и за изменение температуры), называется смещением нуль-пункта магнитометра. Поправки за смещение нуль-пункта магнитометра вводят по графикам, построение которых аналогично построению графиков смещения нуль-пункта гравиметра. Методика наблюдений на опорных и рядовых пунктах ничем не отличается от аналогичных наблюдений при гравиметрических съемках.

При аэромагнитных съемках высота полета, расстояния между маршрутами и масштаб аэромагнитных съемок взаимно связаны. Например, крупномасштабные аэромагнитные съемки нецелесообразно вести на большой высоте, поскольку интересные магнитные аномалии от небольших по размерам магнитных тел будут иметь очень малую интенсивность и практически сольются с региональным фоном аномального магнитного поля. При изучении крупных тектонических элементов земной коры, наоборот, целесообразнее аэромагнитную съемку проводить на большой высоте, так как в этом случае влияние локальных аномалий от небольших по размерам и неглубоко залегающих магнитных тел окажется незначительным.

При выполнении аэромагнитных съемок особые требования предъявляются к выбору высоты (безопасной) полета: если рельеф спокойный, то съемку проводят на постоянной высоте (вдоль горизонтальной прямой), а при сильно пересеченном рельефе — с обтеканием рельефа (поддерживают постоянной высоту полета относительно физической поверхности Земли); высоту полета контролируют с помощью радио и барометрических высотомеров.

Аэромагнитные наблюдения выполняют по сети опорных и рядовых маршрутов. Опорные маршруты составляют систему замкнутых полигонов; рядовые маршруты прокладывают параллельно один другому вкрест предполагаемого простиранья магнитных аномалий. Контроль за правильностью прохождения

маршрутов осуществляют визуально и путем фотографирования ярко выраженных ориентиров по маршруту. В районах с трудно опознаваемыми ориентирами (акватории моря, пустыни, районы Арктики и т. п.) координаты самолета определяют средствами радиогодезии.

По результатам магнитных съемок составляют графики и карты магнитных аномалий  $\Delta T_a$  или  $\Delta Z_a$ . Для вычисления аномалий согласно выражению (II.14) необходимо в каждом пункте располагать не только измеренными, но и нормальными значениями геомагнитного поля. При наземных съемках, охватывающих небольшие площади, часто в качестве нормального поля принимают его среднее значение на всей площади работ. При аэромагнитных и морских съемках, охватывающих большие территории, ограничиться постоянным значением нормального поля на всей площади работ не представляется возможным и поэтому пользуются картами нормального поля, а в необходимых случаях определяют нормальное поле по результатам измерений модуля полного вектора напряженности поля на контрольных и опорных маршрутах протонными магнитометрами.

В наблюдаемые значения  $T$  или  $Z$  вводят поправки за вариации магнитного поля во времени и температуру. По результатам составляют графики и карты магнитных аномалий, которые используют для установления закономерностей их связи с особенностями глубинного строения.

## Глава VI

### ОСНОВЫ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ДАННЫХ МАГНИТОРАЗВЕДКИ

Интерпретацию данных магниторазведки обычно проводят по графикам и картам аномалий вертикальной составляющей  $Z_a$ . В отдельных случаях используют также аномалии горизонтальной составляющей  $H_a$ . Аномалии модуля полного вектора напряженности  $T_a$  непосредственно интерпретировать трудно, поскольку обычно направление вектора  $\vec{T}$  неизвестно. Поэтому аномалии  $T_a$  предварительно пересчитывают в аномалии  $Z_a$ ; пересчет не требуется, если съемки выполнены в высоких широтах, где угол наклона вектора  $\vec{T}$  достаточно большой.

Интерпретация данных магниторазведки состоит в решении прямой и обратной задач и геологическом истолковании полученных результатов.

#### § 19. Решение прямой задачи магниторазведки

Прямая задача магниторазведки заключается в вычислении магнитных аномалий, когда заданы форма, глубина залегания

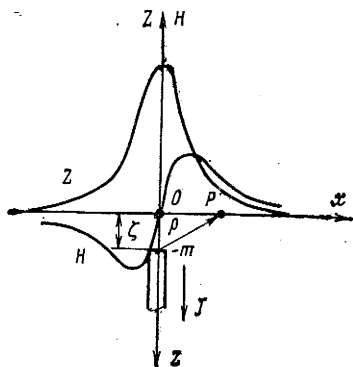


Рис. 14. Графики вертикальной  $Z$  и горизонтальной  $H$  составляющих напряженности магнитного поля, созданного изолированным полюсом

стим в точку  $O$ ; оси  $x$  и  $z$  направим так, как показано на рис. 14; отрицательный полюс ( $-m$ ) поместим на оси  $z$  на глубине  $\zeta$ . Как следует из выражения (II.2), напряженность поля, создаваемого одиночным полюсом в произвольной точке  $P$  профиля  $x$ ,

$$T = \frac{m}{\rho^2} = \frac{m}{x^2 + \zeta^2}, \quad (\text{II.17})$$

где  $\rho = \sqrt{x^2 + \zeta^2}$ ;  $\zeta$  — глубина залегания полюса.

Вектор  $\vec{T}$  направлен в сторону точки  $P$ .

Из рис. 14 следует, что вертикальная составляющая

$$Z = T \cos(\widehat{\rho z}) = \frac{m\zeta}{\rho^3} = \frac{m\zeta}{(x^2 + \zeta^2)^{3/2}}, \quad (\text{II.18})$$

горизонтальная составляющая

$$H = T \sin(\widehat{\rho z}) = \frac{mx}{\rho^3} = \frac{mx}{(x^2 + \zeta^2)^{3/2}}, \quad (\text{II.19})$$

где

$$\cos(\widehat{\rho z}) = \frac{\zeta}{\rho}; \quad \sin(\widehat{\rho z}) = \frac{x}{\rho}.$$

Если вычисляется поле положительного полюса, то вектор  $\vec{T}$  будет направлен от точки  $P$  в сторону полюса, следовательно, перед выражениями (II.18) и (II.19) следует поставить знак «минус».

Графики  $Z$  и  $H$  составляющих магнитного поля отрицатель-

и магнитные свойства возмущающих тел; при этом принимают, что вмещающие магнитное тело породы немагнитны, т. е.  $\kappa=0$  и  $\mu=1$ ; если магнитовозмущающие тела объемные, то должно быть задано направление вектора намагниченности.

Принципы решения прямой задачи магниторазведки рассмотрим на примере простейшего случая — изолированного полюса. Будем полагать, что второй полюс длинного тонкого стержня залегает настолько глубоко, что его влиянием на величину магнитного поля в точке наблюдений можно пренебречь. Таким образом, мы пришли к понятию изолированного магнитного полюса (рис. 14). Начало координат поместим

ного полюса показаны на рис. 14. Максимальное значение  $Z_{\max}$  будет в точке  $x=0$ :

$$Z_{\max} = \frac{m}{\zeta^2}. \quad (\text{II.20})$$

Когда  $x \rightarrow \pm\infty$ ,  $Z$  стремится к нулю, причем всегда со стороны положительных значений, поскольку в выражении (II.18)  $x$  находится только в четной степени.

График  $H$  существенно отличается от графика  $Z$ . В начале координат ( $x=0$ )  $H=0$ . При  $x \rightarrow \pm\infty$   $H$  стремится к нулю, причем для положительных величин  $x$  — со стороны положительных значений  $H$ , а для отрицательных величин  $x$  — со стороны отрицательных значений  $H$ . Между нулевыми значениями  $H$  находятся экстремальные значения точки графика, координаты которых можно определить, взяв производную  $\frac{\partial H}{\partial x}$  и приравняв ее нулю. Вычисления показывают, что абсциссами экстремальных точек графика  $H$  являются

$$x_3 \approx \pm 0,7\zeta. \quad (\text{II.21})$$

В точке  $x = +0,7\zeta$   $H$  принимает максимальное значение:

$$H_{\max} = \frac{0,7m\zeta}{(1,49\zeta^2)^{3/2}} \approx \frac{0,38m}{\zeta^2}. \quad (\text{II.22})$$

Отношение  $\frac{H_{\max}}{Z_{\max}} = 0,38$ . Минимальное значение  $H$  находится

в точке  $x = -0,7\zeta$  и равно  $H_{\min} = -\frac{0,38m}{\zeta^2}$ .

При вычислении магнитных эффектов, создаваемых объемными магнитами, кроме формы и глубины залегания тела должны быть заданы величина и направление намагниченности  $\vec{J}$ .

## § 20. Качественная интерпретация данных магниторазведки

При качественной интерпретации данных магниторазведки анализируют графики или карты магнитных аномалий с целью установления связи особенностей наблюдаемого аномального поля с глубинным строением изучаемых районов.

Методика качественной интерпретации подобна методике интерпретации гравитационных аномалий (см. § 11). Качественную интерпретацию начинают с выделения и классификации магнитных аномалий на графиках или картах наблюдаемого магнитного поля. Аномалии классифицируют по знаку, размерам и форме, интенсивности (амплитуде), простиранию осей аномалий, горизонтальному градиенту поля и т. д. На основе этой классификации составляют схемы простирания осей положительных и отрицательных аномалий распределения, интенсивности

аномалий, выделяют зоны больших градиентов поля (магнитные ступени) и т. д. Для анализа природы аномального магнитного поля составляют схемы региональных и остаточных магнитных аномалий; способы разделения (трансформации) магнитного поля такие же, как и в гравиразведке (см. § 10).

Затем выполняют районирование магнитных аномалий по установленным наиболее характерным особенностям наблюдаемого и трансформированного магнитных полей. В результате районирования всю площадь магнитной съемки подразделяют на отдельные зоны, характеризующиеся своими специфическими особенностями магнитного поля, т. е. получают схему распределения магнитных аномалий.

На основе сопоставления схемы распределения магнитных аномалий со всеми имеющимися геолого-геофизическими данными делают заключение о геологической природе выявленных аномалий. При этом руководствуются следующими соображениями: источники магнитных аномалий находятся в кристаллическом фундаменте; магнитные аномалии от сравнительно неглубоких источников, как правило, характеризуются большим горизонтальным градиентом магнитного поля и сравнительно небольшими размерами относительно аномалий, обусловленных глубоко залегающими возмущающими массами; интенсивность (амплитуда) и знак аномалии мало характеризуют глубину залегания ее источника, поскольку величина и знак аномалии зависят также от направления вектора намагниченности горных пород.

В результате качественной интерпретации часто удается получить ценные данные о глубинном строении крупных регионов, в которых породы кристаллического фундамента перекрыты мощным чехлом осадочных образований. Прежде всего удается определить основные направления простираения крупных структурных элементов, установить и протрассировать крупные тектонические нарушения (глубинные разломы) в фундаменте и т. п. В районах, где различающиеся по петрографическому составу кристаллические породы перекрыты толщей осадочных образований, схему распределения магнитных аномалий используют при трассировании контакта кристаллических пород разного петрографического состава.

## § 21. Решение обратной задачи магниторазведки

Решение обратной задачи магниторазведки во многом сходно с решением аналогичной задачи в гравиразведке, но в целом оказывается более сложным по ряду причин. Во-первых, магнитная восприимчивость горных пород изменяется в больших пределах, чем плотность. Во-вторых, всегда существует некоторая неопределенность в направлении намагниченности горных пород, которая не обязательно должна совпадать с направлением



геомагнитного поля. Наконец, дипольная природа магнитов создает дополнительные сложности в решении обратной задачи.

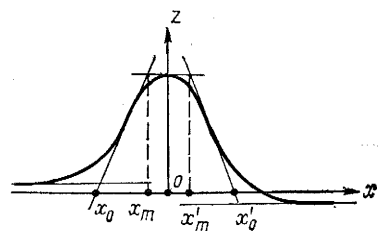


Рис. 15. Определение глубины залегания верхней границы магнитовозмущающих масс способом касательных

Рассмотрим лишь простейший пример решения обратной задачи по графику  $Z$ , полученному над изолированным магнитным полюсом. Эту задачу можно, как и в гравиразведке, решить способом «полу максимумов». Сравнивая выражения (II.18) и (I.37), замечаем, что они отличаются только коэффициентами и, следовательно, можно воспользоваться полученным ранее решением (I.44):

глубина залегания полюса

$$\zeta \approx 1,305x_{1/2}; \quad (\text{II.23})$$

масса полюса

$$m = Z_{\max} \zeta^2 \approx 1,7 Z_{\max} x_{1/2}^2. \quad (\text{II.24})$$

Если обратную задачу решают по графику  $H$ , то можно использовать абсциссы экстремальных точек графика. Согласно уравнению (II.21) глубина залегания полюса

$$\zeta \approx 1,4x_3. \quad (\text{II.25})$$

Из выражения (II.22) следует, что масса полюса

$$m = \frac{H_{\max} \zeta^2}{0,38} \approx 5,2 H_{\max} x_3^2. \quad (\text{II.26})$$

Остановимся еще на одном важном графическом способе определения глубины залегания магнитовозмущающих масс, который получил название способа касательных. На графике аномалий вертикальной составляющей  $Z$ , полученном вкрест простирания пласта, проводят касательные (рис. 15): в точке максимального значения, в двух точках минимальных значений и в двух точках перегиба. Глубину вычисляют по формуле

$$\zeta = \frac{1}{4} [(x_m - x_0) + (x'_m - x'_0)], \quad (\text{II.27})$$

где  $x_m$ ,  $x_0$  и  $x'_m$ ,  $x'_0$  — абсциссы точек пересечения проведенных касательных.

Советский геофизик В. К. Пятницкий показал, что выражение (II.27) приблизительно верно для определения глубины верхней кромки вертикального бесконечного пласта, намагниченного вертикально.

**ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКА**

Электрическая разведка основана на изучении электрических и магнитных полей, возникающих в земной коре под воздействием естественных и искусственных источников электромагнитного поля. Так как характер распространения электромагнитного поля в Земле обусловлен особенностями строения земной коры, то изучение поведения электромагнитного поля может быть положено в основу исследования строения земных недр. Описанию основных методов электрической разведки, применяющихся при поисках и разведке нефтяных и газовых месторождений, посвящен настоящий раздел учебника.

Глава VII

**ФИЗИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКИ**

**§ 22. Электрические свойства горных пород**

Основным параметром горных пород, определяющим поведение в них электромагнитного поля, является удельное электрическое сопротивление  $\rho$ . Удельное электрическое сопротивление горной породы численно равно сопротивлению изготовленного из нее куба со стороной 1 м. Единицей измерения величины  $\rho$  является омметр (Ом·м). Величина, обратная  $\rho$ , носит название удельной электропроводности  $\sigma$  горной породы. Она измеряется в сименсах на метр (См/м).

Различные горные породы характеризуются разными значениями удельного электрического сопротивления  $\rho$ , что и предопределяет возможность применения электрических методов разведки для изучения строения земных недр. Более того, одна и та же горная порода в зависимости от ее состояния и условий залегания (внутренней структуры, влажности, температуры, давления) может иметь различное удельное сопротивление.

В табл. 5 приведены характерные значения удельных электрических сопротивлений для ряда горных пород.

Таблица 5

Порода	$\rho$ , Ом·м	Порода	$\rho$ , Ом·м
Гранит	$10^3-10^6$	Глина	1—50
Мрамор	$10^3-10^8$	Нефть	$10^3-10^{14}$
Известняк	$10^2-10^3$	Морская вода	0,15—1,5
Песчаник	$10-10^3$		

Из табл. 5 следует, что сопротивление горных пород изменяется в довольно широких пределах. Это объясняется тем, что очень немногие минералы обладают электронной проводимостью. Большинство горных пород проводит электрический ток благодаря содержанию ионов в водах, насыщающих поры и трещины в горной породе, поэтому сопротивление очень сильно зависит от минерализации вод, а также от пористости и влажности горных пород.

Наиболее высоким сопротивлением характеризуются скальные (изверженные и метаморфические) горные породы. Причем их сопротивление определяется в первую очередь такими факторами, как трещиноватость и степень выветрелости. Повышенная трещиноватость скальных пород ниже уровня подземных вод, т. е. при практически полном водонасыщении, приводит к уменьшению сопротивления. При заполнении трещин воздухом сопротивление пород становится более высоким, чем у ненарушенных разностей.

Сопротивление рыхлых осадочных пород практически полностью определяется гидрогеологическими условиями. Например, сухие пески могут иметь сопротивление в тысячи омметров, тогда как в условиях полного водонасыщения оно снижается до десятков и даже единиц омметров. Наиболее низкими и в то же время колеблющимися сопротивлениями характеризуются глинистые породы (единицы — десятки омметров).

Таким образом, в целом интрузивные породы имеют высокие значения сопротивлений, осадочные, как более рыхлые и пористые, — более низкие сопротивления. При этом каждая разновидность горной породы обычно характеризуется некоторым диапазоном изменения сопротивлений, определяемым, как уже отмечалось выше, условиями ее залегания и структурой. Эти свойства горных пород необходимо учитывать при геологической интерпретации результатов электроразведки.

### § 23. Поле постоянного электрического тока и его свойства

Электрическое поле характеризуется напряженностью  $\vec{E}$ , которая численно равна силе, с которой поле действует на единичный положительный электрический заряд, внесенный в данную точку среды. При этом величина и направление вектора  $\vec{E}$  в общем случае зависят от положения точки наблюдения в пространстве.

Поле постоянного электрического тока, так же как гравитационное и постоянное магнитное поля, является потенциалным. Это значит, что скалярные компоненты вектора  $\vec{E}$  могут быть представлены как частные производные (со знаком минус)

по осям  $x$ ,  $y$  и  $z$  некоторой скалярной функции  $U$ , называемой электрическим потенциалом:

$$E_x = -\frac{\partial U}{\partial x}; \quad E_y = -\frac{\partial U}{\partial y}; \quad E_z = -\frac{\partial U}{\partial z}. \quad (\text{III.1})$$

Таким образом, электрический потенциал  $U$  полностью определяет электрическое поле  $\vec{E}$  в любой точке пространства (аналогично тому, как гравитационный или магнитный потенциалы однозначно определяют гравитационное или магнитное поля).

Электрическое поле можно графически изобразить в виде линий, касательные к которым в каждой точке совпадают с направлением вектора  $\vec{E}$ . Такие линии называются векторными (или токовыми) линиями поля.

С другой стороны, электрическое поле можно графически представить с помощью поверхностей равного потенциала, т. е. таких поверхностей, вдоль которых электрический потенциал  $U$  постоянен:

$$U(x, y, z) = C = \text{const}, \quad (\text{III.2})$$

где  $x$ ,  $y$ ,  $z$  — координаты точки наблюдения.

Поверхности равного потенциала называются эквипотенциальными поверхностями.

Под действием электрического поля в проводящей среде (например, в горной породе) возникает движение свободных электрических зарядов, т. е. образуется электрический ток. Плотностью электрического тока в данной точке называется произведение величины движущегося электрического заряда  $q$  на вектор скорости его движения  $\vec{v}$ :

$$\vec{j} = q\vec{v}.$$

Многочисленные эксперименты показывают, что в большинстве горных пород эта величина прямо пропорциональна электрическому полю  $\vec{E}$ , причем коэффициентом пропорциональности служит  $\sigma$  — удельная электропроводность среды.

$$\vec{j} = \sigma\vec{E}. \quad (\text{III.3})$$

Соотношение (III.3) носит название закона Ома в дифференциальной форме. Оно позволяет вычислить плотность электрического тока в среде по известному вектору  $\vec{E}$  и параметру  $\sigma$ .

Произведение величины плотности тока  $j$  на поперечное сечение проводника  $\Delta S$  называется силой тока  $I$  в проводнике:

$$I = j \Delta S.$$

В качестве примера применения закона Ома в дифференциальной форме рассмотрим важную для теории электрической

разведки на постоянном электрическом токе задачу о поле точечного источника постоянного тока, расположенного на поверхности однородной проводящей Земли с удельным электрическим сопротивлением  $\rho$  (рис. 16).

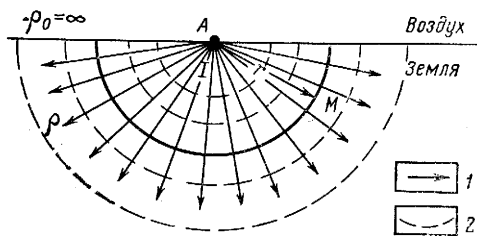


Рис. 16. Поле точечного источника постоянного тока, расположенного на поверхности однородной проводящей Земли.

1 — токовые линии, 2 — эквипотенциальные поверхности

Пусть точечный источник  $A$  посылает в Землю ток силой  $I$ . Поскольку воздух практически является изолятором (сопротивление воздуха  $\rho_0$  бесконечно велико), то весь ток, посылаемый точечным источником, растекается в Земле. Так как Земля однородна, то ток от источника течет равномерно во всех направлениях, т. е. векторные (токовые) линии поля  $\vec{j}$  (линии, касательные к которым в каждой точке совпадают с направлением вектора  $\vec{j}$ ) представляют собой прямые лучи, выходящие из точки  $A$  и расположенные в нижнем полупространстве (в проводящей земле).

Окружим точку  $A$  полусферой радиусом  $r$  с центром в точке  $A$ . Очевидно, что сила тока, проходящего через эту полусферу, равна полной силе тока  $I$ . Следовательно, плотность тока в любой точке  $M$ , расположенной на полусфере, равна силе тока, деленной на площадь полусферы:

$$j = I/2\pi r^2. \quad (\text{III.4})$$

В силу закона Ома величина электрического поля  $E$  в точке  $M$  определяется соотношением

$$E = \rho j = \frac{I\rho}{2\pi r^2},$$

а вектор  $\vec{E}$  направлен по радиусу, соединяющему точки  $A$  и  $M$ . Если обозначить вектор  $\vec{AM}$  буквой  $\vec{r}$ , то выражение для электрического поля  $\vec{E}$  окончательно примет вид

$$\vec{E} = \frac{I\rho}{2\pi r^2} \frac{\vec{r}}{r}, \quad (\text{III.5})$$

где  $\vec{r}/r$  — единичный вектор, направленный по радиусу.

Поместим начало декартовой системы координат  $x, y, z$  в точку  $A$ , причем ось  $z$  направим вертикально вниз, а оси  $x, y$  — вдоль плоскости раздела земля—воздух. Обозначим координаты точки  $M$  —  $x, y, z$ . Тогда скалярные компоненты вектора  $\vec{r}$  равны  $(x, y, z)$ , а его длина определяется формулой  $r = \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}$ .

Следовательно, проекции вектора  $\vec{E}$  на оси декартовой системы координат запишутся в виде

$$E_x = \frac{I\rho}{2\pi r^2} \frac{x}{r}; \quad E_y = \frac{I\rho}{2\pi r^2} \frac{y}{r};$$
$$E_z = \frac{I\rho}{2\pi r^2} \frac{z}{r}, \quad (\text{III.6})$$

где

$$r = \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}.$$

Из формул (III.6), в частности, следует, что на поверхности земли (при  $z=0$ ) вертикальная компонента электрического поля  $E_z=0$ . Физически это соответствует тому, что через границу проводник (земля) — изолятор (воздух) ток течь не может. Рассматривая выражения (III.6), нетрудно убедиться, что все они являются частными производными (со знаком минус) одной и той же функции  $I\rho/2\pi r$ . Эта функция в соответствии с формулами (III.1) представляет собой электрический потенциал  $U$  точечного источника:

$$U = \frac{I\rho}{2\pi r}. \quad (\text{III.7})$$

Формула (III.7) показывает, что потенциал убывает обратно пропорционально расстоянию до источника.

## § 24. Распространение постоянного электрического тока в земле

Точечный источник постоянного тока, описанный в § 23, является идеализированной моделью реальных источников, используемых в электроразведке. Практически постоянный электрический ток в земле создают в электроразведке с помощью двух заземлений  $A$  и  $B$ , подключаемых к генератору или к батарее постоянного тока. Заземления представляют собой погруженные в землю металлические электроды чаще всего стержневой формы. При выводе формул, описывающих электрическое поле в земле, обычно пренебрегают формой электродов и рассматривают их как точечные. Такое допущение правомерно, поскольку уже на расстояниях порядка четырех-пяти длин электродов поле от них практически совпадает с полем точечных источников. Если электрод  $B$  отнесен от электрода  $A$  на достаточно большое расстояние, то в окрестности электрода  $A$  электрическое поле в земле совпадает с полем точечного источника, описанным в § 23. В общем же случае для изучения распространения постоянного электрического тока в земле необходимо рассмотреть задачу о поле двух разнополярных источников  $A$  и  $B$ , располо-

женных на поверхности проводящего полупространства с удельным электрическим сопротивлением  $\rho$ .

Пусть на поверхности однородного проводящего полупространства на расстоянии  $L$  друг от друга расположены два электрода  $A$  и  $B$ , через которые протекает электрический ток силой  $I$  (из электрода  $A$  ток вытекает, а в электроде  $B$  втекает, т. е. источник  $A$  имеет силу  $I$ , а источник  $B$  — силу  $-I$ ).

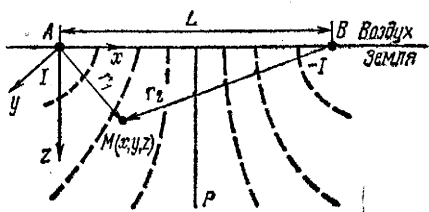


Рис. 17. Поле двух разнополярных точечных электродов, расположенных на поверхности однородной проводящей Земли.

Пунктиром изображены эквипотенциальные поверхности

Поместим начало декартовой системы координат в точку  $A$ , ось  $x$  направим по линии  $AB$ , ось  $z$  — вертикально вниз (рис. 17). Рассмотрим некоторую точку  $M$  в нижнем полупространстве, удаленную от точки  $A$  на расстояние  $r_1$ , а от точки  $B$  — на расстояние  $r_2$ . Из курса физики известно, что поля постоянного электрического тока удовлетворяют принципу суперпозиции: поле, создаваемое двумя источниками, равно сумме полей, создаваемых каждым из этих источников в отдельности. Согласно этому принципу потенциал точки  $M$

$$U(M) = U_A(M) + U_B(M), \quad (\text{III.8})$$

где  $U_A(M)$  — потенциал, создаваемый в точке  $M$  электродом  $A$ , а  $U_B(M)$  — потенциал, создаваемый в точке  $M$  электродом  $B$ :

$$U_A(M) = \frac{I\rho}{2\pi r_1}; \quad U_B(M) = -\frac{I\rho}{2\pi r_2}. \quad (\text{III.9})$$

Подставив выражения (III.9) в (III.8), получим

$$U(M) = \frac{I\rho}{2\pi} \left( \frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right). \quad (\text{III.10})$$

Согласно формулам (III.10) и (III.2) эквипотенциальные поверхности определяются условием

$$\frac{I\rho}{2\pi} \left( \frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) = \text{const.}$$

Семейства таких эквипотенциальных поверхностей изображены на рис. 17. В частности, при  $r_1 = r_2$

$$U(M) = \text{const} = 0.$$

Это означает, что вертикальная плоскость  $P$ , параллельная осям  $y$  и  $z$  и пересекающая ось  $x$  посередине между точками  $A$  и  $B$ , является поверхностью нулевого потенциала.

Поскольку, в свою очередь, векторные линии поля  $\vec{E}$  всюду в пространстве перпендикулярны к эквипотенциальным

поверхностям, то в точках плоскости  $P$  эти линии параллельны оси  $x$ . Таким образом, вектор плотности тока  $\vec{j}$  в точках плоскости  $P$  коллинеарен оси  $x$  и, следовательно, имеет одну отличную от нуля компоненту — проекцию на ось  $x$ :  $\vec{j} = (j_x, 0, 0)$ . Согласно закону Ома (III.3)

$$j_x = \frac{1}{\rho} E_x.$$

С другой стороны, исходя из формулы (III.1),

$$E_x = - \frac{\partial U}{\partial x},$$

откуда

$$j_x = - \frac{1}{\rho} \frac{\partial U}{\partial x}. \quad (\text{III.11})$$

Подставив в формулу (III.11) выражение для электрического потенциала (III.10), получим

$$j_x = - \frac{I}{2\pi} \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right). \quad (\text{III.12})$$

Из рис. 17 следует, что согласно теореме Пифагора

$$r_1 = \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}; \quad r_2 = \sqrt{(x - L)^2 + y^2 + z^2}.$$

Подставив эти соотношения в (III.12) и продифференцировав их по  $x$ , найдем

$$j_x = \frac{I}{2\pi} \left\{ \frac{x}{(x^2 + y^2 + z^2)^{3/2}} - \frac{(x - L)}{[(x - L)^2 + y^2 + z^2]^{3/2}} \right\} \quad (\text{III.13})$$

В частности, в точках плоскости  $P$  (т. е. при  $x=L/2$ )

$$j_x = \frac{IL}{2\pi \left( \frac{L^2}{4} + y^2 + z^2 \right)}. \quad (\text{III.14})$$

Проанализируем изменение плотности тока вдоль вертикальной прямой, проходящей через середину отрезка  $AB$ , т. е. при  $y=0$ :

$$j_x(z) = \frac{IL}{2\pi \left( \frac{L^2}{4} + z^2 \right)^{3/2}}. \quad (\text{III.15})$$

Для этого вычислим отношение плотности тока на глубине  $z$  к плотности тока на земной поверхности (при  $z=0$ ):

$$\frac{j_x(z)}{j_x(0)} = \frac{1}{\left[ 1 + \left( 2 \frac{z}{L} \right)^2 \right]^{3/2}}. \quad (\text{III.16})$$



На рис. 18 изображены графики зависимости отношения  $j_x(z)/j_x(0)$  от  $z$  при различных значениях  $L$ . Увеличение расстояния между источниками  $A$  и  $B$  приводит к увеличению относительной плотности тока на данной глубине. Иными словами, чем больше расстояние между питающими электродами, тем глубже проникает электрический ток в землю. В частности, расчеты показывают, что в однородном полупространстве до глубины  $z$ , равной половине расстояния между питающими электродами  $z=L/2=AB/2$ , протекает половина полного тока  $I/2$ , посылаемого в землю. Глубина проникновения постоянного электрического поля в землю, как мы увидим ниже, играет важную роль в методах электроразведки на постоянном токе.

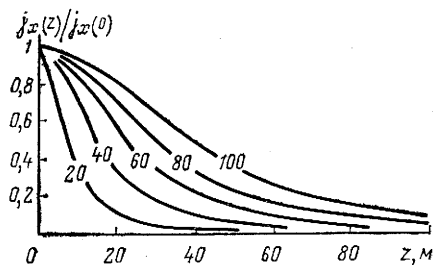


Рис. 18. Графики зависимости относительной плотности тока от глубины  $z$ .

Шифр кривых —  $L$  в м

## § 25. Горизонтально-слоистая модель земли, продольная проводимость слоистого разреза

В § 22 было показано, что горные породы, слагающие землю, характеризуются различными значениями удельного электрического сопротивления, так что в целом геоэлектрический разрез земли существенно неоднороден. Законы распространения электромагнитного поля в неоднородных средах чрезвычайно сложны, и поэтому для разработки достаточно эффективной методики электроразведочных наблюдений необходимы те или иные модели геоэлектрического разреза, упрощающие и облегчающие расчеты. Фундаментальной моделью в нефтяной (структурной) электроразведке является модель горизонтально-слоистой среды. В этой модели разрез земли состоит из произвольного числа  $N$  однородных слоев различной толщины  $h_i$  ( $i=1, 2, \dots, N$ ,  $h_N = \infty$ ) и различного удельного электрического сопротивления  $\rho_i$  ( $i=1, 2, \dots, N$ ) (рис. 19).

Горизонтально-слоистая модель земли наиболее удобна при описании толщ пород осадочного чехла, к которым, как правило, приурочены месторождения нефти и газа.

Изучим основные законы распространения электрического тока в горизонтально-слоистой земле. Прежде всего рассмотрим отдельно один пласт с сопротивлением  $\rho$  и толщиной  $h$  (рис. 20). Вырежем из этого пласта призму высотой  $h$  с квадратным основанием  $1 \times 1$  м. Проводимость такой призмы в направлении, перпендикулярном к ее боковой грани, называется продольной проводимостью  $S$  одиночного пласта. Иными словами, продольная проводимость — это проводимость пласта по

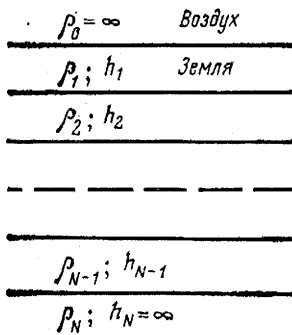


Рис. 19. Горизонтально-слоистая модель Земли

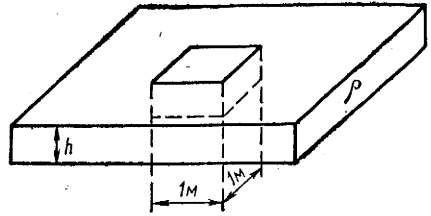


Рис. 20. Определение продольного сопротивления одиночного пласта

отношению к току, текущему вдоль напластования. Вычислим, чему равна продольная проводимость. Из курса физики известно, что сопротивление проводника  $R$  определяется выражением

$$R = \rho \frac{\Delta l}{\Delta S}, \quad (\text{III.17})$$

где  $\Delta l$  — длина проводника;  $\Delta S$  — площадь его поперечного сечения, перпендикулярного к направлению течения тока.

В нашем случае

$$\Delta l = 1 \text{ м}; \quad \Delta S = h \cdot 1 \text{ м}^2.$$

Следовательно,

$$S = \frac{1}{R} = \frac{1}{\rho} \frac{h \times 1 \text{ м}}{1 \text{ м}} = \frac{h}{\rho}. \quad (\text{III.18})$$

Таким образом,  $S$  измеряется в См.

Введенное выше понятие продольной проводимости нетрудно распространить на пачку из  $m$  горизонтальных однородных слоев с удельным сопротивлением  $\rho_1, \rho_2, \dots, \rho_m$  и толщиной  $h_1, h_2, \dots, h_m$  (рис. 21). Для этого вырежем из пачки призму высотой  $H = h_1 + h_2 + \dots + h_m$  с квадратным основанием  $1 \times 1$  м. Для тока, текущего параллельно напластованию, призму можно представить как систему параллельно включенных сопротивлений (рис. 22) с проводимостями

$$S_1 = h_1/\rho_1; \quad S_2 = h_2/\rho_2; \quad \dots; \quad S_m = h_m/\rho_m.$$

Проводимость такой системы, как известно из курса физики, равна сумме проводимостей отдельных сопротивлений. Поэтому продольная проводимость  $S$  всей призмы равна сумме продольных проводимостей отдельных слоев:

$$S = S_1 + S_2 + S_3 + \dots + S_m;$$

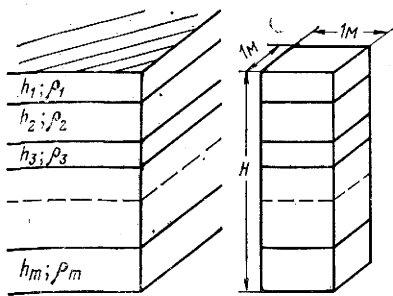


Рис. 21. Определение суммарной продольной проводимости пачки пластов

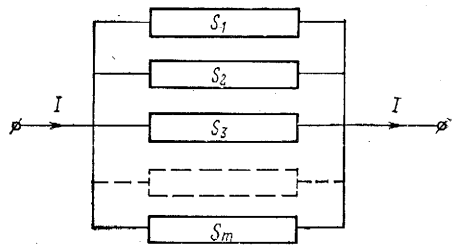


Рис. 22. Система параллельно включенных сопротивлений

она называется суммарной продольной проводимостью пачки слоев. Суммарная продольная проводимость

$$S = \frac{h_1}{\rho_1} + \frac{h_2}{\rho_2} + \dots + \frac{h_m}{\rho_m} \quad (\text{III.19})$$

измеряется в сименсах (См).

Понятие суммарной продольной проводимости обычно используется в тех ситуациях, когда в основании геоэлектрического разреза лежит пласт-изолятор ( $\rho_N = \infty$ ). В этих случаях ток не может проникнуть сквозь кровлю нижнего пласта и вынужден течь вдоль напластования, поэтому на параметры тока основное влияние оказывает суммарная продольная проводимость  $S$  разреза. Если заменить всю проводящую пачку слоев, лежащих на изоляторе, одним однородным слоем той же мощности  $H = h_1 + h_2 + \dots + h_{N-1}$  и продольной проводимости  $S = h_1/\rho_1 + h_2/\rho_2 + \dots + h_{N-1}/\rho_{N-1}$ , то удельная электропроводность этого слоя будет называться продольной удельной проводимостью всей пачки; она обозначается через  $\rho_l$ .

Так как  $H/\rho_l = S$ ,

то

$$\rho_l = \frac{h_1 + h_2 + \dots + h_{N-1}}{h_1/\rho_1 + h_2/\rho_2 + \dots + h_{N-1}/\rho_{N-1}} \quad (\text{III.20})$$

Параметр  $\rho_l$  широко используется при описании проводимости пачки слоев в различных методах электроразведки.

## § 26. Распространение переменного электромагнитного поля в проводящей земле

В предыдущих параграфах мы рассмотрели явление растекания в проводящей земле постоянного электрического тока, т. е. такого тока, плотность которого (а следовательно, и величина

электрического поля  $\vec{E}$ ) в каждой точке пространства не меняется во времени. Однако в электроразведке в основном используются переменные электрические поля. Переменное электрическое поле в земле можно создать, например, если подключить электроды  $A$  и  $B$  (см. § 24) не к батарее постоянного тока, а к генератору переменного электрического тока. По законам электромагнитной индукции переменный электрический ток возбуждает магнитное поле. Таким образом, в земле возникает переменное электромагнитное поле. Это поле распространяется в проводящей земле, постепенно затухая при удалении от источника. При этом степень затухания поля определяется электрическими свойствами среды, в которой оно распространяется, и прежде всего удельным электрическим сопротивлением земли. Таким образом, изучая характер распространения электромагнитного поля в проводящей земле, можно судить об ее удельной электропроводности.

Во многих методах электроразведки используют гармонические во времени поля, т. е. такие, компоненты которых меняются во времени по синусоидальному или косинусоидальному закону:

$$\vec{E} = \vec{E}_0 \cos(\omega t + \varphi); \quad \vec{H} = \vec{H}_0 \cos(\omega t + \psi).$$

Аргументы косинусов, т. е. выражения вида  $(\omega t + \varphi)$ ,  $(\omega t + \psi)$ , называются фазами соответствующих компонент поля, при этом  $\varphi$ ,  $\psi$  есть начальные фазы (при  $t=0$ ).

При исследовании переменных гармонических во времени электромагнитных полей бывает удобно рассматривать поверхности в пространстве, проходящие через точки с одинаковыми фазами колебаний электромагнитного поля. Такие поверхности называются фазовыми фронтами. Оказывается, что фазовые фронты не неподвижны, а непрерывно меняют свое положение — движутся с определенной скоростью. В связи с этим переменное электромагнитное поле можно рассматривать как электромагнитную волну, распространяющуюся от источников во всех направлениях. Если фазовые фронты какой-либо электромагнитной волны являются плоскими, то такая волна также называется плоской. Если же фазовые фронты описываются концентрическими сферическими поверхностями, то волна называется сферической. Плоские и сферические волны широко используют при моделировании реальных переменных электромагнитных полей, изучаемых в электроразведке.

Скорость движения фазового фронта называется фазовой скоростью электромагнитной волны. Расстояние, проходимое фазовым фронтом за один период, носит название длины электромагнитной волны и обозначается буквой  $\lambda$ . Длина электромагнитной волны тесно связана с электрическими свойствами среды, в которой распространяется поле, и

периодом  $T$  его колебаний. Например, для однородной среды с удельным сопротивлением  $\rho$

$$\lambda = \sqrt{10^7 \rho T}, \quad (\text{III.21})$$

где  $T$  — в с;  $\rho$  — в Ом·м;  $\lambda$  — в м.

С длиной электромагнитной волны связано другое важное в теории электроразведки понятие — глубина проникновения поля в землю. Глубиной проникновения поля условно называют расстояние, на котором вследствие поглощения амплитуда поля уменьшается в 10 раз. Эта величина обозначается  $L_{0,1}$  и для однородной среды

$$L_{0,1} = \frac{\ln 10}{2\pi} \lambda \approx 0,4\lambda = 0,4 \sqrt{10^7 \rho T}. \quad (\text{III.22})$$

Исследуем соотношение (III.22). Глубина проникновения электромагнитного поля в землю тем больше, чем выше сопротивление горных пород  $\rho$ . В изоляторе  $L_{0,1}$  стремится к бесконечности, т. е. поле распространяется сколь угодно далеко, практически не затухая. В хорошем проводнике  $L_{0,1}$ , наоборот, стремится к нулю. На этом свойстве, в частности, основано известное явление экранирования электромагнитного поля (например, радиоволн) металлическим проводником.

Следующее важное следствие, вытекающее из формулы (III.22), заключается в том, что глубина проникновения поля зависит также от периода его колебаний  $T$  (или, что одно и то же, от частоты  $\omega = 2\pi/T$ ). Чем больше период колебания, т. е. чем меньше частота, тем глубже проникает поле в проводящую землю, и наоборот, чем короче период колебаний, т. е. чем больше их частота, тем быстрее поле затухает с глубиной. Отмеченное свойство переменного электромагнитного поля дает возможность управлять глубиной его проникновения в землю, меняя частоту  $\omega$  гармонических колебаний. Эта особенность поля применяется в электроразведке в методах частотных электромагнитных зондирований.

## § 27. Естественные переменные электромагнитные поля Земли

Магнитное поле Земли, как показывают измерения, непрерывно меняется во времени. Эти изменения носят название вариаций геомагнитного поля. Различают два больших класса вариаций — вековые вариации и короткопериодные вариации.

Вековые вариации имеют периоды, исчисляемые многими столетиями, десятилетиями и годами (отсюда и название — вековые). Они связаны с процессами, происходящими в глубинных слоях Земли — земном ядре.

Короткопериодные вариации имеют короткую длительность, измеряемую днями, часами, минутами и секундами.

Эти вариации обусловлены процессами, происходящими вне Земли — в околоземном космическом пространстве.

Согласно закону электромагнитной индукции вариации геомагнитного поля возбуждают в земле переменное электрическое поле и соответственно электрический ток. Величина этого тока тем больше, чем быстрее меняется во времени магнитное поле. Вековые вариации связаны со столь медленными изменениями магнитного поля (периоды — века!), которые практически не приводят к появлению электрического тока. В то же время короткопериодные вариации возбуждают в Земле сильные токи, вполне доступные измерениям и наблюдениям. Эти токи получили название земных или теллурических токов (от латинского слова *tellurus* — Земля). В целом поле короткопериодных вариаций и теллурических токов носит название магнитотеллурического поля. Природа короткопериодных вариаций весьма сложна и еще недостаточно изучена. Тем не менее геофизикам удалось разработать методы, позволяющие использовать эти вариации, т. е. создаваемое ими магнитотеллурическое поле, для изучения строения земных недр. Эти методы получили название магнитотеллурических методов разведки. Основы магнитотеллурических методов изложены в § 31.

## § 28. Основные методы электроразведки

Количество модификаций электрических методов разведки чрезвычайно велико. Обусловлено это, с одной стороны, многообразием способов возбуждения электромагнитного поля, а с другой стороны — многогранностью самого поля, допускающего различные способы его измерения и изучения. Мы ограничимся рассмотрением только тех основных методов электроразведки, которые нашли наиболее широкое применение как при региональных геологических исследованиях, так и при поисках месторождений нефти и газа. Эти методы представлены в табл. 6. Электроразведочные методы в таблице сгруппированы по следующим двум основным признакам: а) по характеру зависимости поля от времени; б) по способу возбуждения поля.

По характеру зависимости электромагнитного поля от времени все методы электроразведки подразделяются на две большие группы: 1) методы постоянного поля; 2) методы переменного поля. К первой группе относятся электрическое профилирование, а также вертикальное и дипольное электрическое зондирование. Эти методы заключаются в пропускании (с помощью металлических электродов) через землю постоянного электрического тока и изучении возникающей при этом между различными точками на поверхности земли разности потенциалов.

Вторую группу составляют методы частотного зондирования, зондирования становлением поля (в ближней и дальней зонах),

Характер зависимости электромагнитного поля от времени	Способ возбуждения	Основные методы электроразведки
Постоянное поле	Искусственно создаваемые поля	Электрическое профилирование (ЭП) Вертикальное электрическое зондирование (ВЭЗ) Дипольное электрическое зондирование (ДЗ)
Переменное поле	Искусственно создаваемые поля  Естественные поля	Частотное зондирование (ЧЗ) Зондирование становлением поля в ближней (ЗСБЗ) и дальней (ЗСДЗ) зонах  Метод теллурических токов (ТТ) Магнитотеллурическое профилирование (МТП) Магнитотеллурическое зондирование (МТЗ)

магнитотеллурическое зондирование и профилирование, метод теллурических токов. Эти методы основаны на измерении электрических или магнитных компонент переменных электромагнитных полей.

По способу возбуждения все методы электроразведки также можно подразделить на две большие группы: 1) методы, использующие естественные электромагнитные поля Земли; 2) методы, основанные на измерении искусственно создаваемых полей. Основными методами первой группы, используемыми в структурной электроразведке, являются магнитотеллурические методы. Все остальные методы, представленные в табл. 6, относятся ко второй группе.

Эти методы описаны в VIII и IX главах учебника.

## Глава VIII

### МЕТОДИКА И ТЕХНИКА ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКИ

#### § 29. Методы постоянного электрического поля

Рассмотрение методов электрической разведки мы начнем с наиболее простых способов, основанных на пропускании через землю постоянного электрического тока. К таким методам согласно табл. 6 относится вертикальное электрическое зондирование

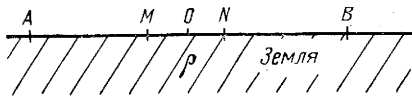


Рис. 23. Симметричная четырехэлектродная установка ВЭЗ

няют следующую измерительную установку. На поверхности земли размещают две пары электродов: питающие  $AB$  и измерительные  $MN$ . Все электроды располагают на одной линии, причем каждую пару электродов помещают симметрично относительно некоторой точки  $O$  — центра установки (рис. 23). Такая установка называется симметричной четырехэлектродной установкой. Питающие электроды подключают к источнику постоянного тока (батарее или генератору), измерительные — к прибору, измеряющему разность потенциалов  $\Delta U$  между точками  $M$  и  $N$ . Эта разность потенциалов зависит от силы тока  $I$ , посылаемого в землю, расстояний (разносов) между электродами  $A$  и  $B$ ,  $M$  и  $N$ , а также (и это главное) от удельного электрического сопротивления земли  $\rho$ . В качестве примера рассмотрим, чему равна величина  $\Delta U$  для случая, когда симметричная четырехэлектродная установка расположена на поверхности однородной земли с удельным электрическим сопротивлением  $\rho$  (см. рис. 23).

Согласно формуле (III.10)

$$\Delta U = U_M - U_N = \frac{I\rho}{2\pi} \left( \frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right). \quad (\text{III.23})$$

Но в силу симметрии измерительной установки

$$AM = BN \text{ и } AN = BM.$$

Следовательно,

$$\Delta U = \frac{I\rho}{2\pi} \left( \frac{2}{AM} - \frac{2}{AN} \right) = \frac{I\rho}{\pi} \frac{MN}{AM \cdot AN}. \quad (\text{III.24})$$

Формула (III.24) показывает, что измеряемая разность потенциалов в случае однородной земли прямо пропорциональна  $\rho$ . Как мы уже отмечали выше, конечной целью геоэлектрических исследований является определение удельного электрического сопротивления земли по результатам геофизических измерений, поэтому выразим с помощью уравнения (III.24) сопротивление  $\rho$  через остальные величины:

$$\rho = K \frac{\Delta U}{I}, \quad (\text{III.25})$$

где  $K$  — коэффициент, определяемый геометрическими параметрами установки (геометрический коэффициент установки),



$$K = \pi \frac{AM \cdot AN}{MN}. \quad (\text{III.26})$$

Формула (III.25) позволяет по известной силе тока  $I$  в питающей цепи и разности потенциалов  $\Delta U$  между измерительными электродами, расположенными на поверхности однородной среды, определить удельное электрическое сопротивление этой среды.

Однако реальный разрез земли далеко не однороден. Поэтому при подстановке в формулу (III.25) результатов реальных измерений мы получаем не истинное удельное сопротивление какого-либо слоя земли, а некоторую фиктивную кажущуюся величину, обозначаемую  $\rho_k$  и называемую кажущимся удельным электрическим сопротивлением:

$$\rho_k = K \frac{\Delta U}{I}. \quad (\text{III.27})$$

Кажущееся удельное электрическое сопротивление заведомо отличается от истинного сопротивления слоев земли и носит фиктивный характер. Тем не менее определять этот параметр чрезвычайно полезно, поскольку, как мы увидим ниже, он позволяет в конечном итоге после соответствующего анализа судить об истинном сопротивлении земли.

В качестве примера рассмотрим следующую ситуацию. Пусть геологический разрез земли состоит из трех горизонтальных слоев различного удельного электрического сопротивления  $\rho_1$ ,  $\rho_2$  и  $\rho_3$ . Расположим на поверхности земли симметричную четырех-электродную установку  $AMNB$ . Как мы знаем (см. § 25), глубина проникновения постоянного электрического поля в землю определяется половиной расстояния между питающими электродами  $A$  и  $B$ . Предположим первоначально, что расстояние  $AB$  намного меньше толщины первого слоя. Тогда все поле, посылаемое в землю, затухает, не достигая второго слоя. Иными словами, поле «не чувствует» второго и тем более третьего слоев; для него весь разрез как бы состоит из пород первого слоя, т. е. является однородным с сопротивлением  $\rho_1$ . Следовательно, кажущееся сопротивление, вычисленное для такой установки, совпадает с сопротивлением первого слоя:

$$\rho_k = \rho_1.$$

Если теперь увеличить расстояние (разнос) между питающими электродами  $A$  и  $B$ , причем так, чтобы  $AB/2$  было соизмеримо с толщиной первого слоя, то поле начнет проникать во второй слой, и на величину  $\rho_k$  будет оказывать влияние как  $\rho_1$ , так и  $\rho_2$ . При дальнейшем увеличении разносов  $AB$  поле проникает в третий слой и сопротивление последнего  $\rho_3$  также начинает влиять на кажущееся удельное электрическое сопротивление  $\rho_k$ . Таким образом, по мере увеличения разносов питающих электродов электрическое поле все глубже проникает в землю. При

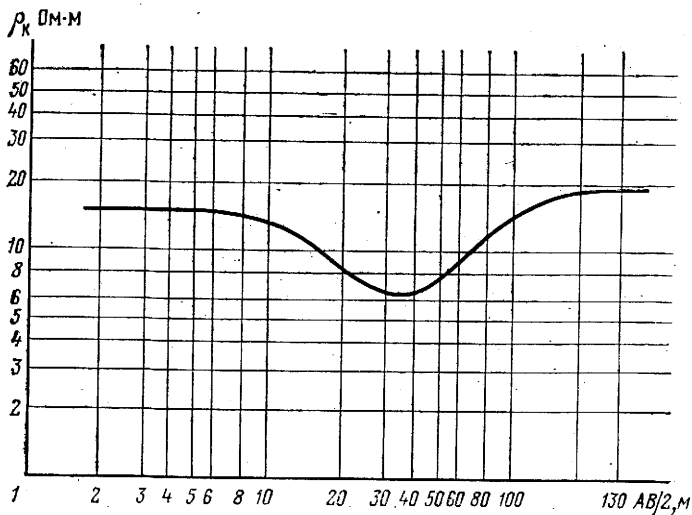


Рис. 24. Полевая кривая ВЭЗ над трехслойным разрезом ( $\rho_1 > \rho_2 < \rho_3$ )

этом исследователи получают информацию о все более глубоких слоях земли, как бы зондируют разрез по вертикали.

Описанная выше методика получила название вертикального электрического зондирования (сокращенно ВЭЗ). Основным полевым материалом работ методом ВЭЗ являются полевые кривые кажущихся сопротивлений — графики зависимости  $\rho_k$  от параметра глубинности исследования  $AB/2$ . При построении этих графиков с целью удобства дальнейшей интерпретации (о чем будет сказано в § 34) по вертикальным и горизонтальным осям декартовой системы координат откладывают не сами значения  $\rho_k$  и  $AB/2$ , а их десятичные логарифмы. Поэтому кривые ВЭЗ строят на билогарифмических бланках (по вертикальным и горизонтальным осям которых отложены логарифмы исследуемых величин). Пример типичной полевой кривой ВЭЗ над трехслойным разрезом с соотношением удельных электрических сопротивлений слоев  $\rho_1 > \rho_2 < \rho_3$  приведен на рис. 24. Эта кривая качественно отражает изменение удельного электрического сопротивления земли по вертикали, хотя численно кажущиеся сопротивления в общем случае не совпадают с истинными сопротивлениями соответствующих слоев разреза. Поэтому для количественного определения параметров геоэлектрического разреза полевые кривые ВЭЗ следует подвергать соответствующей расшифровке (количественной интерпретации). Методика такой интерпретации будет описана в гл. IX.

*Дипольное электрическое зондирование.* Наряду с методом вертикального электрического зондирования при электроразведке на постоянном электрическом токе широко применяют метод дипольных электрических зондирований (со-

кращенно ДЗ), впервые предложенный и теоретически обоснованный советским ученым Л. М. Альпиным.

При работе методом ДЗ используют дипольную измерительную установку, состоящую из двух пар сближенных электродов —  $AB$  — питающих и  $MN$  — измерительных. При этом пары  $AB$  и  $MN$  удалены друг от друга на расстояние  $r$ , существенно превышающее длины  $AB$  и  $MN$ . Таким образом, сближенные между собой питающие и измерительные электроды образуют соответственно питающий  $AB$  и измерительный  $MN$  диполи. Расстояние  $r$  между центрами этих диполей называется разностью дипольной установки. Величина разности  $r$  (аналогично параметру  $AB/2$  в методе ВЭЗ) определяет глубину исследований с дипольной установкой.

Основным измеряемым параметром в методе ДЗ (так же, как и в ВЭЗ) является кажущееся сопротивление  $\rho_k$ :

$$\rho_k = K_{дз} \frac{\Delta U}{I}. \quad (III.28)$$

В этой формуле геометрический коэффициент  $K_{дз}$  [так же, как и в уравнении (III.27)] зависит от геометрии измерительной установки (размеров диполей  $AB$  и  $MN$ , их расстояния  $r$  друг от друга и взаимной ориентации).

Если разрез однороден, то формула (III.28) позволяет определить его истинное сопротивление  $\rho$ :  $\rho = \rho_k$ . Для неоднородных же сред  $\rho_k$  — некоторая фиктивная, кажущаяся величина, сложным образом отражающая истинное распределение сопротивлений.

Методика ДЗ заключается в последовательном определении  $\rho_k$  для ряда увеличивающихся разностей  $r$ . При этом либо диполь  $AB$  оставляют неподвижным, а диполь  $MN$  удаляют от него, либо оба диполя раздвигают в разные стороны так, что точка, соответствующая середине расстояния между ними, неподвижна. В результате на блогогарифмическом бланке строят график зависимости  $\rho_k$  от  $r$ , называемый полевой кривой ДЗ. Поскольку  $r$  (аналогично параметру  $AB/2$  в ВЭЗ) определяет глубину исследований, то полевая кривая ДЗ качественно отражает характер изменения электрического сопротивления разреза по вертикали. В общем случае форма кривых ДЗ и ВЭЗ однотипна. Методика их количественной интерпретации также сходна и будет описана в гл. IX.

*Электрическое профилирование.* При вертикальном и дипольном электрических зондированиях, как отмечалось выше, центр измерительной установки остается неподвижным, а последовательно увеличивается либо расстояние между питающими электродами  $AB$ , либо разность  $r$  между питающим  $AB$  и измерительным  $MN$  диполями. Однако возможна и другая методика работ, при которой фиксируют разности установки  $AB$  и  $MN$  и расстояние между ними, а всю установку как единое целое

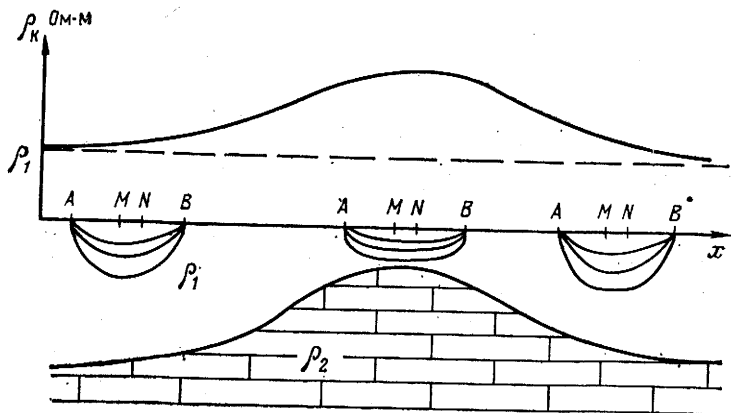


Рис. 25. График кажущегося удельного электрического сопротивления  $\rho_k$ , полученный по результатам электрического профилирования над двухслойным разрезом ( $\rho_1 < \rho_2$ )

передвигают вдоль профиля. В этом случае глубина исследования не меняется, поэтому определяемое при каждом положении установки кажущееся сопротивление отражает изменение электрических свойств горных пород вдоль профиля в горизонтальном направлении. Такая методика получила название электрического профилирования (сокращенно ЭП). Электрическое профилирование возможно как с симметричной установкой, применяемой в ВЭЗ, так и с дипольной установкой, применяемой в ДЗ. Основным первичным материалом электропрофилирования являются графики и карты изменения кажущегося удельного электрического сопротивления вдоль профиля или по площади (при фиксированных разносах  $AB$  или  $r$ ).

Типичный пример такого графика для ЭП с симметричной установкой показан на рис. 25. Разрез здесь представлен двумя толщами: глинами с низким сопротивлением  $\rho_1$  и известняками с высоким сопротивлением  $\rho_2$ . В кровле известняков имеется антиклинальное поднятие. Очевидно, что слева и справа от антиклинали поле, создаваемое электродами  $A$  и  $B$ , не достигает второго слоя, и, следовательно,  $\rho_k$  в этих зонах близко к  $\rho_1$ . Однако над сводовой частью антиклинали поле уже «чувствует» влияние высокоомного второго слоя (так как расстояние до него соизмеримо с глубиной проникновения  $AB/2$ ) и  $\rho_k$  возрастает. Таким образом, качественно кривая электропрофилирования повторяет форму высокоомного основания.

### § 30. Методы искусственного переменного электромагнитного поля

К методам электроразведки с искусственным переменным электромагнитным полем относятся методы частотного зондиро-

вания и зондирования становлением поля в ближней и дальней зонах. Все эти методы основаны на изучении искусственно возбуждаемых в земле переменных электромагнитных полей.

Наиболее широкое распространение получили два способа возбуждения переменного электромагнитного поля в земле. Первый способ основан на пропускании переменного электрического тока через питающие электроды  $A$  и  $B$ , погруженные в землю. Он называется гальваническим способом возбуждения поля. При втором способе на поверхности земли укладывают электрический провод в виде петли  $S_0$  достаточного большого сечения (например, в случае петли в форме квадрата размеры последнего могут иметь порядок  $100 \times 100$  м или  $300 \times 300$  м и т. д.). По петле пропускают переменный электрический ток. При этом по закону электромагнитной индукции в пространстве, окружающем петлю  $S_1$ , возникает переменное магнитное поле, которое, в свою очередь, индуцирует в проводящей земле электрические токи. Такой способ получил название индуктивного способа возбуждения поля. Он имеет то преимущество, что позволяет возбуждать электромагнитное поле в условиях высокого сопротивления верхнего слоя разреза, когда гальваническое возбуждение земли затруднено.

Компоненты создаваемого в земле переменного электромагнитного поля измеряют либо с помощью измерительных электродов  $M$  и  $N$  (как в методах постоянного тока), либо с помощью измерительной петли  $S$ . В первом случае переменная разность потенциалов  $\Delta U_{MN}$ , измеренная на электродах  $M$  и  $N$  и поделенная на расстояние  $MN$ , дает приближенное значение электрического поля  $E$  в центре диполя  $MN$ . Во втором случае измеряется электродвижущая сила (э. д. с. индукции  $\Delta U_s$ ), наводимая в петле  $S$  под действием пронизывающего ее переменного магнитного поля. Эта величина по закону Фарадея пропорциональна скорости изменения вертикальной компоненте магнитного поля  $H$ . Таким образом, петля позволяет определять приближенное значение скорости изменения вертикальной компоненты магнитного поля  $H_z$  в ее центре.

Рассмотрим теперь, каковы особенности электроразведки методом частотного зондирования и зондирования становлением поля.

*Частотное зондирование.* В методе частотного зондирования (сокращенно ЧЗ) землю возбуждают гармоническим во времени электромагнитным полем с меняющейся частотой и исследуют зависимость компонент этого поля от частоты  $\omega$ . Согласно основным свойствам переменного электромагнитного поля, описанным в § 26, глубина его проникновения в землю зависит от частоты. Поэтому, изменяя частоту тока, питающего диполь  $AB$  или петлю  $S_0$ , можно управлять глубиной проникновения поля и таким образом получать сведения об электрических свойствах разреза на различных глубинах.

Основным параметром разреза, определяемым в методе ЧЗ, является (так же, как и в методах постоянного тока) кажущееся удельное электрическое сопротивление  $\rho_k$ , вычисляемое по формуле

$$\rho_k = K_{\text{чз}} \frac{\Delta U}{I}; \quad (\text{III.29})$$

здесь  $\Delta U$  — амплитуда разности потенциалов между электродами  $M$  и  $N$ , или э. д. с. индукции, наводимой в петле  $S$ ;  $I$  — амплитуда гармонических колебаний тока, питающего диполь  $AB$  или петлю  $S_0$ ;  $K_{\text{чз}}$  — геометрический коэффициент, зависящий от вида измерительной установки и ее геометрии, т. е. от разносов электродов  $AB$  и  $MN$ , размеров петель  $S_0$  и  $S$  и расстояний между ними.

Если земля однородна и характеризуется сопротивлением  $\rho$ , формула (III.29) независимо от частоты  $\omega$  дает именно это сопротивление:

$$\rho_k \equiv \rho.$$

Если же земля горизонтально-слоистая, то величина  $\rho_k$  отражает некоторое суммарное значение сопротивлений слоев до глубины, определяемой глубиной проникновения поля  $L_{0,1}$ . Согласно формуле (III.22) величина  $L_{0,1}$  пропорциональна  $\sqrt{T}$ , где  $T = 2\pi/\omega$  — период гармонических колебаний.

Таким образом, уменьшая частоту  $\omega$  питающего тока, мы все глубже проникаем в землю и получаем информацию об изменениях параметров геоэлектрического разреза по вертикали. При этом уменьшение частоты приводит к такому же эффекту, как и увеличение разносов  $AB$  или  $r$  в методах ВЭЗ или ДЗ.

По данным полевых наблюдений в соответствии с формулой (III.29) на бипологарифмическом бланке строят график зависимости  $\rho_k$  от параметра глубинности  $\sqrt{T}$  (так как величина  $L_{0,1}$  пропорциональна  $\sqrt{T}$ ). Этот график носит название полевой кривой ЧЗ. Полевые кривые ЧЗ являются основой для последующей количественной интерпретации, т. е. для определения истинных сопротивлений слоев геоэлектрического разреза.

*Зондирование становлением поля.* В этом методе используют те же измерительные установки, что и в ЧЗ, однако диполь  $AB$  или петлю  $S_0$  питают нестационарным электрическим током. Простейшим примером нестационарного сигнала является ступенчатый импульс включения или выключения тока.

Рассмотрим, например, установку типа диполь-диполь (т. е. источником тока является диполь  $AB$ , а измерения проводят с помощью диполя  $MN$ ) и исследуем процессы, происходящие при мгновенном выключении тока в питающей цепи. При этом оказывается, что разность потенциалов на электродах  $M$  и  $N$  не мгновенно спадает до нуля, а исчезает постепенно, изменяясь по сложной кривой. Это связано с тем, что в момент выключе-

ния тока в проводящих областях геоэлектрического разреза индуцируются вторичные токи, которые в первый момент времени распределены в поверхностных слоях, а затем начинают проникать в глубь разреза, постепенно затухая с глубиной. Описанный процесс носит название становления поля в земле, а график зависимости  $\Delta U_{MN}$  от времени — кривой становления поля; форма кривой становления поля зависит от параметров геоэлектрического разреза. Как мы видим, глубина проникновения нестационарного электромагнитного поля в землю определяется временем  $t$ , прошедшим с момента выключения тока в питающей цепи. Это свойство поля обуславливает возможность зондирования становлением поля (сокращенно ЗС), при котором изучается зависимость компонент поля от времени становления.

Основным параметром разреза, определяемым в методе ЗС, является, как обычно, кажущееся удельное электрическое сопротивление  $\rho_k$ :

$$\rho_k = K_{ЗС} \frac{\Delta U}{I}; \quad (\text{III.30})$$

здесь  $\Delta U$  — разность потенциалов, измеряемая между электродами  $M$  и  $N$ , или э. д. с. индукции, наводимая в петле  $S$ ;  $I$  — сила постоянного тока, посылаемого в диполь  $AB$  или петлю  $S_0$  (до его выключения);  $K_{ЗС}$  — геометрический коэффициент, зависящий от вида установки и ее геометрии.

Для однородной земли независимо от  $t$  кажущееся сопротивление совпадает с истинным сопротивлением  $\rho_k = \rho$ . При выполнении зондирований на поверхности слоистого разреза величина  $\rho_k$  характеризует суммарное сопротивление слоев до глубины, определяемой глубиной проникновения нестационарного поля в землю. В теории метода ЗС доказывается, что эта величина пропорциональна  $\sqrt{2\pi t}$ , где  $t$  — время становления. Таким образом, величина  $\rho_k$ , определенная по формуле (III.30) для малых времен  $t$ , характеризует верхний слой земли. Вычисляя  $\rho_k$  для больших значений  $t$ , мы получаем информацию о более глубоких слоях разреза. Иными словами, величина  $\sqrt{2\pi t}$  играет в методе ЗС такую же роль, как  $\sqrt{T}$  в ЧЗ или  $AB/2$  в ВЭЗ.

По данным полевых наблюдений в соответствии с формулой (III.30) на билогарифмическом бланке строят график зависимости  $\rho_k$  от  $\sqrt{2\pi t}$ . Этот график носит название полевой кривой ЗС. Он является основным исходным материалом для определения истинных параметров геоэлектрического разреза, т. е. для количественной интерпретации.

Отметим, что в зависимости от разнеса  $r$  между питающими и измерительными диполями (или петлями) различают две модификации ЗС — в дальней (ЗСДЗ) и ближней (ЗСБЗ) зонах.

При зондировании в дальней зоне разнос установки  $r$  обычно

в несколько раз превышает глубину залегания опорного (высокоомного) горизонта. При зондировании в ближней зоне разнос  $r$  близок к глубине залегания опорного горизонта или даже меньше ее.

Методика интерпретации полевых кривых ЗС (так же, как и ЧЗ) будет рассмотрена в гл. IX.

### § 31. Магнитотеллурические методы разведки

Магнитотеллурические методы основаны на изучении естественного переменного электромагнитного поля Земли, природа и свойства которого были описаны в § 27. Основными среди этих методов являются магнитотеллурическое зондирование (МТЗ), магнитотеллурическое профилирование (МТП) и метод теллурических токов (ТТ).

*Магнитотеллурическое зондирование.* Метод магнитотеллурического зондирования основан на регистрации на поверхности Земли горизонтальных компонент магнитотеллурического поля. Измерительная установка метода МТЗ состоит из пары взаимно-ортогональных измерительных линий  $M_1N_1$  и  $M_2N_2$ , служащих для определения компонент электрического поля:

$$E_x \approx \Delta U_{M_1N_1} / M_1N_1,$$

$$E_y \approx \Delta U_{M_2N_2} / M_2N_2,$$

и пары магнитометров, измеряющих горизонтальные компоненты магнитного поля  $H_x$  и  $H_y$  (рис. 26).

Отношение взаимноортогональных компонент электрического и магнитного полей, измеренных на поверхности Земли, носит название волнового сопротивления или входного импеданса разреза. Входной импеданс обозначается буквой  $Z$  и на поверхности горизонтально-слоистой среды

$$Z = \frac{E_x}{H_y} = -\frac{E_y}{H_x}. \quad (\text{III.31})$$

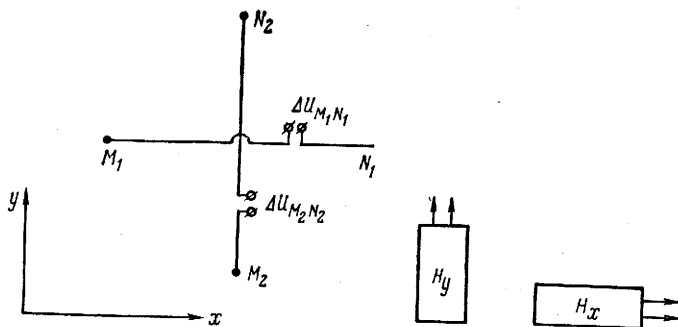


Рис. 26. Схема измерений в методе МТЗ



В случае однородной среды по измеренному на поверхности земли входному импедансу можно определить истинное удельное сопротивление  $\rho$  по формуле

$$\rho = 0,2T |Z^2|, \quad (\text{III.32})$$

где импеданс в соответствии с формулой (III.31) выражается в (мВ/км)/нТ, период  $T$  — в с,  $\rho$  — в Ом·м.

Если изучаемая среда неоднородна, выражение (III.32) дает величину некоторого фиктивного сопротивления, называемого, как и в других методах электроразведки, кажущимся удельным электрическим сопротивлением:

$$\rho_k = 0,2T |Z^2|. \quad (\text{III.33})$$

В магнитотеллурическом зондировании, как правило, изучают регулярные короткопериодные вариации, которые имеют правильную квазисинусоидальную форму и характеризуются периодами от долей секунд до десятка минут. Это позволяет определять импеданс  $Z$  и  $\rho_k$  для различных периодов вариаций. В то же время период вариаций определяет глубину проникновения магнитотеллурического поля в землю [согласно формуле (III.22) глубина проникновения поля пропорциональна квадратному корню из периода:  $L_{0,1} = \sqrt{T}$ ]. Таким образом, кажущееся электрическое сопротивление, вычисляемое по формуле (III.33) для вариаций с различными периодами, несет информацию о геоэлектрических слоях, залегающих на различной глубине.

График зависимости  $\rho_k$  от  $\sqrt{T}$ , построенный на билогарифмическом бланке, носит название полевой кривой МТЗ. Полевые кривые МТЗ качественно отражают характер изменения электрических свойств разреза по вертикали. Методы количественной интерпретации результатов МТЗ мы рассмотрим в § 35.

Таким образом, магнитотеллурическое зондирование основано на тех же принципах частотного зондирования земли, которые реализованы в методе ЧЗ. Различие заключается лишь в том, что в ЧЗ используется искусственный источник поля, а в МТЗ — переменное электромагнитное поле естественного происхождения.

*Магнитотеллурическое профилирование.* Магнитотеллурическое профилирование (МТП) представляет собой упрощенную модификацию МТЗ, в которой изучаются вариации магнитотеллурического поля в узком диапазоне периодов. Поскольку период вариаций поля определяет глубину его проникновения в Землю, то при выполнении магнитотеллурического профилирования мы исследуем, как меняются по профилю или площади свойства геоэлектрического разреза на некоторой постоянной глубине (отсюда и термин — профилирование).

Наиболее благоприятными разрезами для выполнения МТП являются разрезы, в которых высокоомный опорный горизонт перекрыт сравнительно хорошо проводящими отложениями.

Такие разрезы типичны для платформенных областей, где роль опорного горизонта играет поверхность кристаллического фундамента, а проводящие слои представлены породами осадочного чехла. Из теории магнитотеллурических методов известно, что в указанных геологических ситуациях для определенных периодов вариаций импеданс, определяемый по формулам (III.40), обратно пропорционален суммарной продольной проводимости надопорной толщи:

$$S = \frac{796}{|Z|}, \quad (\text{III.34})$$

где  $Z$  — так же как и в формуле (III.33), выражается в  $(\text{мВ/км})/\text{нТ}$ , а  $S$  — в См.

Таким образом, появляется возможность по измерениям импеданса на какой-либо одной фиксированной частоте (периоде) определять суммарную продольную проводимость  $S$  проводящей толщи разреза и строить графики и карты изменения  $S$  вдоль профиля или по площади. Эти карты, как будет показано в § 36, позволяют определять глубину залегания  $H$  кровли высокоомного горизонта (например, поверхности кристаллического фундамента).

*Метод теллурических токов.* Метод теллурических токов (сокращенно ТТ) основан на измерении на поверхности Земли только электрических компонент магнитотеллурического поля. При этом наблюдения проводят одновременно на двух точках — базисной (Б) и полевой (П). По измерениям естественного переменного электрического поля в одной точке на поверхности Земли мы не можем судить об электропроводности Земли, так как величина и интенсивность теллурического поля в данной точке определяются не только электрическими свойствами земных недр, но и интенсивностью и конфигурацией ионосферных токовых вихрей, возбуждающих поле, которые могут непрерывно меняться во времени. В методе МТЗ мы избавлялись от этого влияния, нормируя (деля) электрическое поле на магнитное [при вычислении импеданса по формуле (III.31)]. В методе теллурических токов такую нормировку осуществляют путем деления средней напряженности электрического поля в полевой точке  $E_{\text{п}}$  на среднюю напряженность поля в базисной точке  $E_{\text{б}}$ . Получаемая при этом средняя относительная напряженность поля ТТ обозначается буквой  $K$  и называется теллурупараметром:

$$K = E_{\text{п}}/E_{\text{б}}. \quad (\text{III.35})$$

Теллурупараметр  $K$  уже не зависит от изменчивости ионосферного токового вихря, а определяется только геоэлектрическими свойствами разреза, в частности для разрезов, содержащих высокоомный опорный электрический горизонт, величина  $K$  пропорциональна суммарной продольной проводимости надопорной толщи.

## § 32. Электроразведочная аппаратура

Основные требования к электроразведочной аппаратуре и оборудованию определяются используемым методом и спецификой выполняемых полевых работ.

В большинстве методов электроразведки (как на постоянном, так и на переменном токе) основными измеряемыми величинами являются разность потенциалов между приемными электродами (или э. д. с. индукции в приемной петле) и сила тока в питающей цепи. Кроме того, в магнитотеллурических методах измеряются горизонтальные составляющие геомагнитного поля. Охарактеризуем кратко основные типы применяемой в электроразведке аппаратуры и принципы ее устройства.

*Аппаратура для работы на постоянном токе.* Для измерения постоянной разности потенциалов и постоянного электрического тока используют три способа: 1) компенсационный; 2) автокомпенсационный; 3) осциллографический.

Компенсационный способ основан на сравнении измеряемой и известной разностей потенциалов. Принципиальная схема измерений изображена на рис. 27. Здесь гальванический элемент  $E$  нагружен на делитель напряжения  $R$ . В общем случае между электродом  $M$  и точкой  $m$  делителя напряжения  $R$  существует некоторая разность потенциалов, фиксируемая гальванометром  $G$ . Однако, передвигая ползунок  $n$  делителя, можно добиться такого положения, что компенсирующая разность потенциалов  $\Delta U_{mn} = j_k R_{mn}$  будет равна измеряемой разности потенциалов между электродами  $M$  и  $N$ :  $\Delta U_{mn} = \Delta U_{MN}$  (при подходящей полярности подключения измерительных электродов). В этом случае гальванометр  $G$  отметит отсутствие тока и, следовательно, равенство потенциалов между точками  $M$  и  $m$ . Таким образом, фиксируя (по показанию гальванометра) то положение ползунка делителя  $R$ , при котором измеряемая разность потенциалов оказывается равной известному падению напряжения на делителе, мы и определяем  $\Delta U_{MN}$ :

$$\Delta U_{MN} = \Delta U_{mn} = j_k R_{mn}. \quad (\text{III.36})$$

Зная электродвижущую силу элемента  $E$  и все сопротивление  $R$  делителя, по которому течет компенсационный ток, можно вычислить величину этого тока:

$$j_k = E/R = \text{const}. \quad (\text{III.37})$$

Подставив выражение (III.37) в (III.36), окончательно найдем

$$\Delta U_{MN} = (E/R) R_{mn}. \quad (\text{III.38})$$

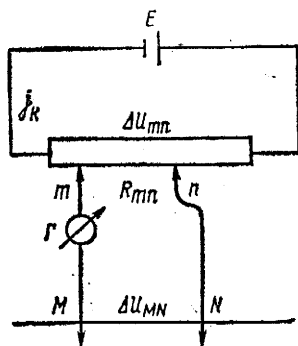


Рис. 27. Компенсационный способ измерения разности потенциалов

Таким образом, определение  $\Delta U_{MN}$  сводится к снятию отсчета с ползунка делителя  $R_{mn}$  в момент компенсации. Компенсационный способ реализован в одном из первых электроразведочных приборов — потенциометре ЭП-1.

Автокомпенсационный способ отличается от компенсационного тем, что компенсирующую разность потенциалов подбирают автоматически без участия оператора. Этот способ реализован в серийно выпускаемых автокомпенсаторах типа ЭСК (электроразведочный стрелочный компенсатор).

Осциллографический способ характеризуется тем, что в качестве измерительного прибора используют гальванометр, подключаемый к электродам  $M$  и  $N$ . Принцип действия зеркального гальванометра основан на свойстве проводника (рамки) с током поворачиваться в поле постоянного магнита. При этом угол поворота пропорционален силе тока, протекающего в рамке, т. е. прикладываемой к рамке измеряемой разности потенциалов  $\Delta U_{MN}$ . Этот угол поворота измеряют с помощью зеркальца, помещенного на нити подвеса рамки. Луч света, направленный от осветителя на зеркальце, отражается на движущуюся фотобумагу. При этом отклонение блика луча на фотобумаге от нулевой линии записи (когда ток в рамке отсутствует) пропорционально углу поворота зеркальца и, следовательно, величине  $\Delta U_{MN}$ .

Осциллографический способ регистрации применяется в электроразведочных станциях.

*Электроразведочные станции.* Представляют собой комплект аппаратуры, установленной на одной или двух автомашинах. Они предназначены для выполнения полевых электроразведочных работ как методами постоянного, так и переменного тока.

Наиболее распространены станции, имеющие общее обозначение ЭРС и состоящие из двух основных узлов — генераторной группы и измерительной лаборатории, смонтированных на двух автомобилях (как правило, повышенной проходимости).

Измерительная лаборатория предназначена для измерения разности потенциалов (э. д. с. индукции) в методах ВЭЗ, ДЗ, ЧЗ, ЗС, а также при магнитотеллурических исследованиях. В качестве основного способа регистрации используется осциллографический способ с записью измеряемой разности потенциалов (э. д. с. индукции) на фотобумагу.

Генераторная группа предназначена для посылки постоянного или переменного тока в питающую цепь (электроды  $AB$  или петлю  $S$ ) и измерения силы этого тока. Измерительная лаборатория и генераторная группа снабжены радиостанциями, обеспечивающими связь между ними и синхронность регистрации измеряемых сигналов.

Наряду со станциями типа ЭРС при электроразведочных работах магнитотеллурическими методами применяются специализированные электроразведочные станции типа МТЛ (магнито-

теллурические лаборатории). Магнитотеллурическая лаборатория предназначена для одновременной регистрации (осциллографическим способом) двух горизонтальных составляющих электрического поля и двух горизонтальных (и одной вертикальной) составляющих магнитного поля. При этом магнитные компоненты измеряются с помощью специальных магнитометров.

В рассмотренных выше станциях измеряемые разности потенциалов, пропорциональные электрическим или магнитным составляющим поля, регистрируются на фотоосциллографной или рулонной бумаге, т. е. форма представления полевых материалов электроразведки является аналоговой. В то же время выделение полезных сигналов на осциллограммах на фоне помех разного происхождения достаточно сложно и требует длительных наблюдений. Кроме того, в настоящее время вся обработка результатов электромагнитных зондирований осуществляется, как правило, на ЭВМ. Это требует выполнения весьма трудоемких работ по оцифровке полученных в аналоговой форме полевых материалов с тем, чтобы сделать их пригодными для ввода в ЭВМ.

В связи с этим в последние годы при выполнении электроразведочных работ все чаще применяются цифровые электроразведочные станции (ЦЭС). В этих станциях электрический сигнал, поступающий с датчиков (измерительных электродов, петли или магнитометров), измеряется в дискретные значения времени и уже в цифровом виде (в одиннадцатиразрядном двоичном коде) записывается на магнитную ленту. Основное преимущество цифровой записи перед аналоговой (применяемой в станциях типа ЭРС и МТЛ) — полная автоматизация процесса обработки и интерпретации результатов наблюдений, так как цифровые данные, записанные на магнитную ленту, могут быть непосредственно введены в ЭВМ.

Принципиальная схема цифровой станции ЦЭС-1 изображена на рис. 28. Входные сигналы от датчиков поля поступают к усилителям  $У$  и далее через коммутатор  $К$  подаются по очереди в преобразователь «аналог—код»  $ПАК$ . В этом преобразователе из обычной непрерывной записи, которая получалась бы при осциллографической регистрации, через определенные интервалы времени снимаются амплитуды сигналов и с помощью специальных транзисторных схем, сходных с блоками ЭВМ, отсчеты переводятся в цифровую форму в двоичной системе счисления. Вырабатываемые в  $ПАК$  цифровые коды посылаются в блок магнитной ленты  $БМЛ$ , где регистрируются. Работа станции в режиме регистрации происходит автоматически по командам, формируемым в блоке управления и синхронизации  $БУС$ . Станция снабжена устройством для визуального наблюдения  $УВН$ , которое позволяет получать изображение регистрируемых колебаний на экране электронного осциллографа и в сочетании с  $БМЛ$  просматривать результаты регистрации. Устройство визуального

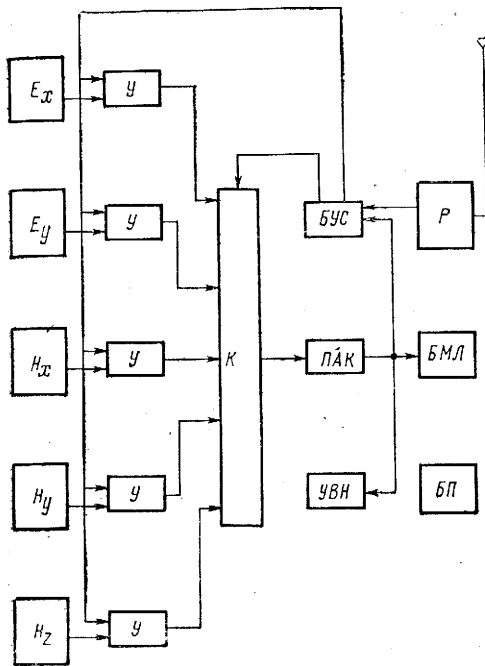


Рис. 28. Блок-схема цифровой электроразведочной станции ЦЭС-1

Вместе с тем в станции ЦЭС-2 сохранена структура цифровой магнитной записи станции ЦЭС-1, что обеспечивает возможность применения для ввода в ЭВМ и обработки материалов, полученных на ЦЭС-2, тех же программ, которые использовались для станции ЦЭС-1.

Записи, полученные на ЦЭС-1 и ЦЭС-2, вводятся в ЭВМ с помощью специального вводного устройства. Электронная вычислительная машина по соответствующим программам рассчитывает полевые кривые электромагнитных зондирований (или профилирований), а затем по методике, которая будет описана в гл. IX, осуществляет их интерпретацию. Таким образом обеспечивается полная автоматизация обработки и интерпретации электроразведочных данных.

### § 33. Геологические задачи, решаемые электроразведочными методами

В настоящее время методы электроразведки применяют для решения широкого круга геологических задач, основными из которых являются следующие.

При региональных исследованиях:

наблюдения УВН позволяют контролировать качество работы и корректировать параметры станции. В комплект аппаратуры входит радиостанция Р для приема — передачи команд синхронизации (при совместной работе нескольких станций). Для питания станции используется бензоэлектрический агрегат БП. Станция ЦЭС-1 обеспечивает регистрацию поля в диапазоне частот от нуля до 0,1 Гц. Серийно станция ЦЭС-1 выпускается с 1969 г.

С 1976 г. начат серийный выпуск широкодиапазонных цифровых электроразведочных станций ЦЭС-2. Эти станции могут обеспечить регистрацию поля в диапазоне частот от нуля до 10 Гц.

- 1) определение глубины залегания слоев повышенной проводимости в нижней части земной коры в верхней мантии;
- 2) определение глубины залегания поверхности высокоомного кристаллического фундамента;
- 3) изучение регионального строения поверхности фундамента;
- 4) изучение разломов в фундаменте и осадочном чехле;
- 5) расчленение осадочного чехла — изучение поверхностей высокоомных и низкоомных промежуточных горизонтов;
- 6) прослеживание зон выклинивания литологических комплексов.

При полудетальных и детальных исследованиях:

- 1) детальное изучение рельефа поверхности фундамента;
- 2) выделение и прогнозирование локальных структур в осадочном чехле, в том числе перспективных на нефть и газ;
- 3) поиски подсольевых локальных структур в складчатых областях;
- 4) картирование надвигов и поднадвиговых структур;
- 5) прогнозирование неантиклинальных месторождений нефти и газа типа рифов, литологически-, стратиграфически- и тектонически-экранированных ловушек;
- 6) при прямых поисках месторождений нефти и газа (как зон, характеризующихся аномально высоким удельным сопротивлением).

Перечисленные геологические задачи решаются либо отдельными электроразведочными методами, либо их комплексом. Оптимальным является комплексирование электроразведочных методов с сейсмическими, что существенно повышает экономическую эффективность геофизических исследований (вопросы комплексирования детально будут рассмотрены в шестом разделе учебника). В районах с неблагоприятными сейсмологическими условиями (Сахалин, Якутск, Таджикистан) электроразведочные методы являются ведущими в комплексе региональных геофизических исследований.

В настоящее время наиболее крупные площадные электроразведочные работы выполняются на Русской платформе, в Западной Сибири, на Восточно-Сибирской платформе, на Сахалине и Камчатке, в Таджикской депрессии, в Восточном Предкавказье, Прикаспийской впадине, Предуральском прогибе.

На территории Западной Сибири методами МТП—МТЗ впервые были выделены аномалии суммарной продольной проводимости  $S$  платформенных отложений, связанные с Уренгойской, Медвежьей, Юбилейной и другими структурами, на которых в последние годы обнаружены месторождения нефти и газа.

В Прикаспийской низменности и в Прибалтике комплексом методов зондирования становлением поля и сейсморазведки выявлены нефте- и газоносные структуры в осадочном чехле.

Методами МТЗ, ТТ и ЗС изучено поднадвиговое строение Предуральского прогиба и западного склона Урала.

В пределах каждого из перечисленных районов по данным электроразведки установлены крупные зоны тектонических нарушений в фундаменте и осадочном чехле.

Перспективы применения электроразведочных методов в нефтяной и газовой геологии следует связывать с дальнейшим совершенствованием методики, интерпретации, повышением точности измерений, повышением качества работ, полным переходом на цифровую запись и обработку материалов на ЭВМ.

## Глава IX

### ОСНОВЫ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ДАННЫХ ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКИ

#### § 34. Качественная и количественная интерпретация данных электроразведки

Существующие приемы и методы интерпретации данных электроразведки можно разделить на две большие группы: качественные методы и количественные методы.

Качественные методы предназначены для определения общих закономерностей геологического строения исследуемого района, оценки вероятных зон обнаружения тех или иных геологических структур. Эти методы основаны на связи между особенностями строения геоэлектрического разреза и характерными параметрами электроразведочных кривых. Обычно результатами качественных методов является построение различных карт и графиков, подчеркивающих те или иные свойства кривых электромагнитного зондирования.

Количественные методы интерпретации данных электроразведки заключаются в непосредственном определении удельных электрических сопротивлений и мощностей слоев, слагающих землю. Количественная интерпретация завершается, как правило, построением геоэлектрических разрезов, на которых показано распределение электрических сопротивлений различных слоев земли (и границы этих слоев).

#### § 35. Интерпретация результатов электрических и электромагнитных зондирований

Основным результатом работ методами электрического или электромагнитного зондирования являются, как уже отмечалось в гл. VIII, полевые кривые зондирования (ВЭЗ, ДЗ, ЧЗ, ЗС или МТЗ). Хотя эти кривые в каждом методе имеют свои особенно-



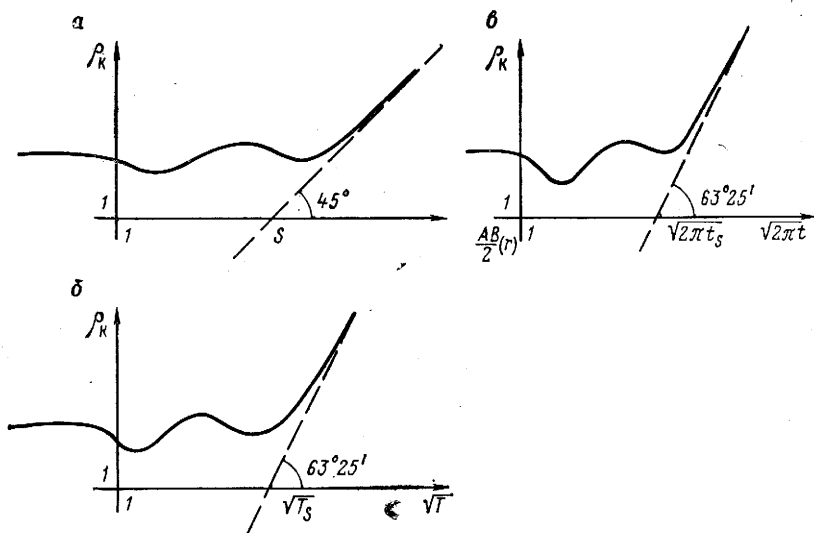


Рис. 29. Определение суммарной продольной проводимости  $S$  разреза по асимптотам полевых кривых.

$a$  — ВЭЗ и ДЗ;  $б$  — ЧЗ и МТЗ;  $в$  — ЗСДЗ

сти, принципы их интерпретации одинаковы. Приведем типичные приемы количественной интерпретации полевых кривых.

*Определение обобщенных параметров геоэлектрического разреза по асимптотам полевых кривых.* Основным обобщенным параметром геоэлектрического разреза является его суммарная продольная проводимость  $S$  (если в основании разреза залегает пласт-изолятор). В качестве примера опишем основные способы определения параметра  $S$ .

Из теории электрических зондирований на постоянном токе (ВЭЗ и ДЗ) следует, что когда в основании разреза залегает пласт-изолятор, правая ветвь полевых кривых имеет наклоненную под углом  $45^\circ$  к оси абсцисс асимптоту (в методе ДЗ это верно, в частности, для экваториальных измерительных установок, в которых оси диполей  $AB$  и  $MN$  перпендикулярны к линии, соединяющей их центры). В этом случае абсцисса точки пересечения наклонной асимптоты с горизонтальной осью численно равна значению  $S$  в См (рис. 29).

Полевые кривые ЧЗ, ЗСДЗ и МТЗ в аналогичной ситуации имеют правую наклонную асимптоту под углом  $63^\circ 25'$ . Если обозначить через  $\sqrt{T}S$  абсциссу точки пересечения этой асимптоты с горизонтальной осью в методах ЧЗ и МТЗ (рис. 29, б) и через  $\sqrt{2\pi t}S$  — абсциссу ее точки пересечения с горизонтальной осью в методе ЗСДЗ (рис. 29, в), то величины  $S$  (в См) определяются следующими формулами:

для ЧЗ  $S = 503 \sqrt{T_S}$ ;

для МТЗ  $S = 356 \sqrt{T_S}$ ;

для ЗСДЗ  $S = 503 \sqrt{2\pi t_S}$ ,

где  $T_S$  и  $t_S$  выражены в с.

Значения  $S$ , определенные указанными выше способами, используют для построения графиков и карт  $S$ , отражающих изменение суммарной мощности  $H$  надпорной толщи в пределах площади исследований.

*Интерпретация полевых кривых электромагнитного зондирования с помощью альбома теоретических кривых (палеток).* Этот метод является основным при количественной интерпретации электроразведочных данных. По существу он представляет собой одну из разновидностей метода подбора, широко используемого при различных геофизических исследованиях. Метод заключается в сравнении полевых кривых зондирования с теоретическими кривыми, рассчитанными по специальным формулам для различных наборов моделей геоэлектрического разреза. Задача заключается в том, чтобы подобрать такие параметры разреза (число слоев  $N$ , их мощности  $h_i$  и удельные электрические сопротивления  $\rho_i$ ), чтобы теоретические кривые зондирования, рассчитанные для этих параметров, лучше всего совпадали с полевыми. Для удобства решения задачи созданы альбомы теоретических кривых (палетки), содержащие множество кривых, отвечающих различным модельным разрезам. Геофизик-интерпретатор сравнивает полевые кривые с теоретическими из набора палеток и находит такую теоретическую кривую, которая ближе всего к наблюдаемой кривой зондирования. Параметры разреза, для которых рассчитана эта теоретическая кривая, как раз и определяют искомые параметры геологического разреза под точкой зондирования.

*Интерпретация с помощью ЭВМ.* Применение ЭВМ позволяет автоматизировать процесс подбора параметров геоэлектрического разреза, лучше всего отвечающих наблюдаемым полевым кривым. При этом, как правило, ЭВМ не хранит в своей памяти различные кривые зондирования (т. е. не имеет в своем распоряжении «альбома палеток», как это было при «ручной» интерпретации), а непосредственно рассчитывает все необходимые по ходу подбора теоретические кривые по специальным заложенным в ЭВМ программам. Обозначим, например, через  $\rho_k^{(T)} = \rho_k^{(T)}(h_1, \rho_1, h_2, \rho_2, \dots, \rho_N)$  какую-либо теоретическую кривую, отвечающую  $N$ -слойному разрезу с толщинами  $h_1, h_2, \dots, h_{N-1}, h_N = \infty$  и удельными электрическими сопротивлениями  $\rho_1, \rho_2, \dots, \rho_N$ . Обозначим также через  $\rho_k$  соответствующую полевую кривую, которую необходимо проинтерпретировать (т. е. определить параметры разреза, над которым она получена). Пусть далее  $\rho_{km}$  обозначает величину  $\rho_k$  в  $m$ -й отсчетной точке на полевой кривой (т. е. при каком-то  $m$ -м значении полуразноса  $AB/2$  — в ме-

тоде ВЭЗ, или периода  $T$  — в методах ЧЗ и МТЗ, или времени  $t$  — в методе ЗС), а  $\rho_{km}^{(\tau)}$  — соответствующее значение теоретической кривой в  $m$ -й отсчетной точке. Тогда задача подбора искомого параметров разреза может быть сведена к минимизации (по параметрам  $\rho_1, h_1, \rho_2, h_2, \dots, \rho_N$  подбираемого разреза) функции  $\Phi$ , равной сумме квадратов разностей  $\rho_{km}$  и  $\rho_{km}^{(\tau)}$ :

$$\Phi(h_1, \rho_1, h_2, \rho_2, \dots, \rho_N) = \sum_{m=1}^M (\rho_{km} - \rho_{km}^{(\tau)})^2 = \min, \quad (\text{III.39})$$

где  $M$  — общее число отсчетных точек.

Электронная вычислительная машина автоматически по специальным программам находит такие значения параметров  $\rho_1, h_1, \rho_2, h_2, \dots, \rho_N$ , которые обращают в минимум функцию  $\Phi$ . Эти значения и являются результатом решения задачи интерпретации полевой кривой. ЭВМ выдает эти значения на печать либо при необходимости непосредственно строит искомые геоэлектрические разрезы.

### § 36. Интерпретация результатов магнитотеллурического профилирования и метода теллурических токов

В § 31 было показано, что методы магнитотеллурического профилирования и теллурических токов позволяют прежде всего определять суммарную продольную проводимость  $S$  разреза (в случае, когда в основании залегает пласт-изолятор). Эти значения используются для построения графиков и карт  $S$ , отражающих изменение суммарной мощности  $H$  надпорной толщи в пределах всей площади исследований. Эти карты применяются на этапе качественной интерпретации электроразведочных данных, однако возможно их количественное истолкование.

Предположим, что продольное удельное электрическое сопротивление  $\rho_l$  надпорной толщи постоянно или мало меняется по площади. Тогда, зная величину  $\rho_l$  хотя бы в одной точке зондирования, можно по формуле, вытекающей из (III.20), определить  $H$  по всей территории:

$$H = \rho_l S. \quad (\text{III.40})$$

Для определения  $\rho_l$  в одной точке следует воспользоваться дополнительной геолого-геофизической информацией, например, результатами бурения. Пусть по данным бурения в одной точке известна глубина  $H_0$  опорного электрического горизонта. Обозначим через  $S_0$  суммарную продольную проводимость в этой же точке; тогда по (III.40)

$$\rho_l = H_0 / S_0. \quad (\text{III.41})$$

Подставив выражение (III.41) в (III.40), окончательно найдем

$$H = (H_0/S_0) S. \quad (\text{III.42})$$

Формула (III.42) позволяет непосредственно перестраивать карты  $S$  в карты глубин  $H$ .

Указанный метод определения глубины залегания опорного электрического горизонта получил название метода  $S$ . Опорным геоэлектрическим горизонтом чаще всего служат кристаллический фундамент платформ или высокоомные отложения, непосредственно залегающие на фундаменте.

## Раздел четвертый

### СЕЙСМОРАЗВЕДКА

В сейсмической разведке (сокращенно сейсморазведке) с помощью взрывов или невзрывных источников (ударов, вибраций и т. п.) возбуждают в земле упругие (сейсмические) волны. В процессе своего распространения они претерпевают отражение и преломление на границах геологических напластований с различными упругими свойствами. Отраженные и преломленные волны регистрируют с помощью специальной высокочувствительной сейсмической аппаратуры. В результате обработки интерпретации записей сейсмических колебаний получают информацию о глубине залегания и конфигурации границ геологических напластований, на которых произошло отражение и преломление сейсмических волн. Характеристики сейсмических волн (частотный состав, интенсивность и др.) зависят также от вещественного состава горных пород, в том числе от их нефтегазонасыщенности. Это позволяет при благоприятных условиях использовать данные сейсморазведки для прямого выявления в недрах Земли нефтегазовых залежей (прямые поиски).

## Глава X

### ФИЗИЧЕСКИЕ И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ СЕЙСМОРАЗВЕДКИ

#### § 37. Образование продольных и поперечных сейсмических волн

*Упругие деформации и напряжения.* В сейсморазведке геологические среды рассматривают как непрерывную совокупность отдельных частичек, т. е. в виде «непрерывных» или «сплошных». Если к какому-либо объему среды приложена сила, то

частички смещаются. После прекращения действия сил возможны два варианта состояния среды:

а) смещения частичек оказались весьма большими и силы взаимодействия уже не могут их вернуть в прежнее положение, т. е. произошло разрушение или уплотнение структуры горной породы;

б) смещения оказались достаточно малыми и под действием сил сцепления частички вернулись в прежнее положение, т. е. среда восстановила свою первоначальную структуру.

Любое смещение частиц под действием приложенных сил, связанное с изменением объема или его формы, называется деформацией. Если произошли необратимые нарушения, то деформации называют неупругими; в противном случае деформации называются упругими. Сейсмические волны переносят упругие деформации, и поэтому в дальнейшем будем рассматривать только их.

Упругие деформации разделяются на деформации растяжения или сжатия и деформации сдвига. Сущность деформаций растяжения поясняет рис. 30, а. Пусть малый объем упругой среды, имеющий форму прямоугольного бруса, по одной грани закреплен; перпендикулярно к его противоположной грани приложена некоторая сила  $F_{\perp}$ . Под действием этой силы и сил сцепления между частичками произойдет удлинение грани  $a$  на величину  $\delta a$  и утонение грани  $b$  на величину  $\delta b$ . Отношение удлинения  $\delta a$  к первоначальной длине грани  $a$   $\delta a/a = \varepsilon$  представляет собой относительное растяжение грани  $a$  и является мерой деформации растяжения; отношение  $\frac{\delta b}{b}$  — относительное утонение грани  $b$ . В результате деформаций растяжения и сжатия изменяется первоначальный объем бруса, и поэтому их также называют деформациями объема.

Деформации сдвига возникают, когда сила  $F_{\parallel}$  действует по касательной к внешней грани бруса (рис. 30, б). Как и в первом случае, частички будут перемещаться в направлении действия приложенной силы, но в результате сил сцепления между ними смещения будут передаваться соседним слоям перпендикулярно к направлению действия приложенной силы. Причем из-за внутреннего трения частичек смещения будут тем меньше, чем дальше от внешней грани, к которой приложена сила, находится слой. Смещения под действием касательной силы можно характеризовать некоторым углом  $\alpha$  перекоса грани:

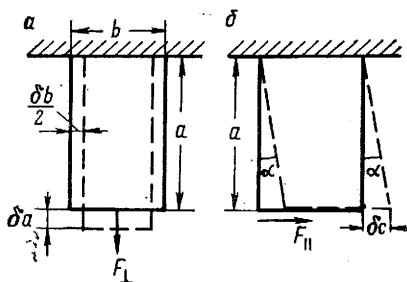


Рис. 30. Упругие деформации растяжения (а) и сдвига (б)

$\operatorname{tg} \alpha = \frac{\delta c}{a}$ , где  $\delta c$  — амплитуда смещений. Поскольку смещения и угол  $\alpha$  очень малы, то можно принять  $\alpha \approx \frac{\delta c}{a}$ . Отношение  $\delta c/a$  дает количественную меру деформации сдвига. Так как сдвиг сопровождается изменением формы тела, то деформации сдвига называют также деформациями формы.

В общем случае, когда сила  $F_\alpha$  приложена под некоторым углом, ее можно разложить на нормальные и тангенциальные составляющие, которые вызовут соответственно деформации растяжения (сжатия) и деформации сдвига.

Способность сред передавать деформации в виде упругих волн определяется связями между упругими деформациями и вызвавшими их напряжениями. Напряжением называется сила, действующая на единицу некоторой поверхности:

$$p = \frac{F_s}{S}, \quad (\text{IV.1})$$

где  $F_s$  — равнодействующая сил, приложенных к поверхности  $S$ .

Напряжения можно разложить на нормальные  $p_n$  и тангенциальные  $p_\tau$ . Нормальные напряжения связаны с деформациями расширения и сжатия (деформациями объема), а тангенциальные напряжения — с деформациями сдвига (деформациями формы). Экспериментально установлено, что между упругими деформациями и напряжениями существует линейная зависимость, т. е. деформации прямо пропорциональны напряжениям (закон Гука):

$$p_n = E\varepsilon; \quad p_\tau = \mu\alpha. \quad (\text{IV.2})$$

Коэффициент  $E$  характеризует сопротивление горной породы расширению или сжатию и называется модулем Юнга. Отношение относительного утонения  $\frac{\delta b}{b}$  к относительному удлинению  $\frac{\delta a}{a}$ , т. е.  $\frac{\delta b}{b} : \frac{\delta a}{a} = \nu$ , называется коэффициентом Пуассона. Модуль сдвига  $\mu$  характеризует сопротивление горной породы изменению формы.

Модули Юнга  $E$ , сдвига  $\mu$  и коэффициента Пуассона  $\nu$  связаны соотношением

$$E = 2\mu(1 + \nu). \quad (\text{IV.3})$$

Модуль Юнга  $E$  для осадочных пород составляет  $(0,03-9) \times 10^{11}$  дин/см<sup>2</sup> [в СИ  $(0,03-9) \times 10^{10}$  Н/м<sup>2</sup>], для кристаллических пород  $(3-16) \times 10^{11}$  дин/см<sup>2</sup> [в СИ  $(3-16) \times 10^{10}$  Н/м<sup>2</sup>]; коэффициент Пуассона  $\nu$  для осадочных пород равен 0,18—0,50, для кристаллических пород 0,19—0,38; модуль сдвига  $\mu$  составляет примерно половину величины модуля Юнга.

*Продольная и поперечная сейсмические волны.* Механизм образования упругих сейсмических волн схематически можно

представить в следующем виде. Непосредственно вблизи источника возбуждения происходит разрушение горных пород; эта область называется областью разрушения. Следующая область среды, в которой напряжения оказываются еще достаточно большими, а вызванные ими смещения частиц приводят к нарушению структуры среды (уплотнение среды), называется областью остаточных деформаций. При некотором удалении от источника напряжения и деформации в среде становятся настолько малыми, что можно говорить об области упругих деформаций. В ней, охватывая во времени все новые и новые участки среды, в общем случае распространяются сейсмические волны двух типов — продольные и поперечные. Продольная сейсмическая волна распространяется в виде деформаций расширения и сжатия, а поперечная волна — в виде деформаций сдвига. Продольные волны обозначаются буквой Р, поперечные — буквой S. Эти обозначения были даны в сейсмологии, поскольку на сейсмограммах землетрясений продольные волны регистрировались первыми (латинское слово «prima»), а поперечные волны — за ними (вторые — «secunda»).

Смещения в продольной волне происходят в направлении ее распространения, а в поперечной волне — в плоскостях, перпендикулярных к направлению распространения волны. Поверхность, разделяющая область возмущения (где смещения не равны нулю) от области покоя (в которой смещения равны нулю), называется фронтом волны.

Вектор смещений поперечной волны имеет определенную ориентировку. Это явление называется поляризацией поперечной волны. Если вектор смещений в процессе распространения поперечной волны не меняет своей ориентировки, то волна называется плоско- или линейнополяризованной. Примером плоскополяризованных волн являются поперечные отраженные волны. Вектор смещений в плоскополяризованной волне можно разложить на горизонтальные компоненты X и Y.

Деформации сдвига, а следовательно, поперечные волны не возникают в газах и вязких жидкостях; в таких средах распространяются только продольные сейсмические волны.

Скорости  $v_p$  и  $v_s$  распространения продольной и поперечной волн выражаются через упругие параметры среды — модуль Юнга  $E$ , коэффициент Пуассона  $\nu$  и плотность среды  $\sigma$  — следующими формулами:

$$v_p = \sqrt{\frac{E}{\sigma} \frac{(1-\nu)}{(1+\nu)(1-2\nu)}}; \quad (IV.4)$$

$$v_s = \sqrt{\frac{E}{\sigma} \frac{1}{2(1+\nu)}} = \sqrt{\frac{\mu}{\sigma}}. \quad (IV.5)$$

Отношение скоростей поперечной и продольной волн  $v_S/v_P$  в зависимости от литологического состава горных пород, глубины их залегания и некоторых других факторов изменяется от 0,10 до 0,67 (табл. 7).

Таблица 7

Материал	$v_P$ , м/с	$v_S/v_P$
Рыхлые поверхностные породы	100—500	0,56—0,59
Гравий, галька, песок (сухие)	100—600	0,28—0,67
Песок (влажный)	600—1800	0,10—0,33
Глина	900—2800	0,10—0,20
Вода	1430—1680	— —
Вода морская	1460—1530	— —
Песчаник	1800—4000	0,33—0,59
Известняк	2100—6100	0,29—0,63
Соль	4200—5200	0,53—0,62
Мел	1800—3700	0,37—0,45
Сланец	2800—4300	0,17—0,37
Гранит	4600—5800	0,46—0,62
Метаморфические породы	3000—7000	0,50—0,59
Лед	3100—4200	0,43—0,50

*Поверхностные волны.* В безграничной однородной среде возникают только продольные и поперечные сейсмические волны. Они распространяются по всему объему среды и поэтому называются объемными волнами. Наиболее часто сейсмические волны регистрируются вблизи земной поверхности, с которой связано возникновение поверхностной волны Релея. Волна Релея распространяется вдоль границы земля—воздух и быстро затухает с глубиной, т. е. энергия этой волны концентрируется у поверхности, и отсюда ее название поверхностная волна. В волне Релея траектории движения частиц представляют эллипсы, у которых отношение горизонтальной и вертикальной осей близко к 0,7. Скорость распространения поверхностной волны Релея  $v_R \approx 0,9v_S$ , где  $v_S$  — скорость поперечной волны в упругой среде.

Поверхностные волны Релея в сейсморазведке являются волнами-помехами, затрудняющими выделение на сейсмических записях волн, отразившихся от границ геологических напластований. Их интенсивность, если не принять ряд специальных мер, может во много раз превысить интенсивность отраженных волн.

Другим типом поверхностных волн являются волны Лява. Они распространяются в тонком приповерхностном слое, скорость  $v_{1S}$  поперечных волн в котором значительно меньше скорости  $v_{2S}$  поперечных волн в подстилающих породах. Волны Лява представляют суммарные колебания многократно отра-



жившихся от верхней (земля—воздух) и нижней границ тонкого пласта волн. Скорость волн Лява зависит от длины волны (дисперсия скорости) и изменяется от  $0,9 v_{1S}$  (для коротких волн) до  $0,9 v_{2S}$  (для длинных волн).

### § 38. Скорости распространения сейсмических волн в горных породах

Плотность различных горных пород изменяется сравнительно мало (см. табл. 2) — от  $1,5—1,7$  до  $3,0—3,1$  г/см<sup>3</sup> и поэтому незначительно влияет на величину скорости. В значительно больших пределах изменяются в горных породах модуль Юнга  $E$  и коэффициент Пуассона  $\nu$ , которыми в основном и определяется диапазон изменения скорости.

В табл. 7 приведены значения скоростей  $v_P$  распространения продольных сейсмических волн в горных породах и отношения скоростей  $v_S/v_P$ .

Из табл. 7 следует, что скорость  $v_P$  и отношение скоростей  $v_S/v_P$  зависят от литологического состава пород. Наименьшими значениями скорости  $v_P$  характеризуются терригенные породы, скорость в которых не превосходит  $4000$  м/с. Гидрохимические и карбонатные породы имеют большие значения скорости — до  $6000$  м/с. Наибольшие значения скорости наблюдаются при распространении волн в изверженных и метаморфических породах — до  $7000$  м/с. Характерны резкие колебания ( $0,10—0,67$ ) отношения  $v_S/v_P$  у пород с различным литологическим составом. Экспериментально установлено, что в породах одного и того же литологического состава скорости  $v_P$  и  $v_S$  с увеличением глубины их залегания возрастают.

Среды, в которых постоянное значение скорости сохраняется по любому направлению распространения волны, называются однородными и изотропными.

### § 39. Форма колебаний и частотный состав сейсмических волн

В однородной и изотропной среде фронты волны представляют собой сферические поверхности, центры которых находятся в источнике. Подобные волны принято называть сферическими. По мере распространения сферической волны ее фронт расширяется, а энергия распределяется на все более увеличивающейся поверхности. В результате интенсивность волны уменьшается. Это явление называется геометрическим расхождением волн. Для качественной оценки уменьшения интенсивности волны вследствие геометрического расхождения воспользуемся силовой трубкой — некоторым объемом среды, ограниченным сейсмическими лучами, выходящими из источника; под сейсмическими лучами будем понимать

направления, по которым перемещается энергия волны. Согласно закону сохранения энергии заключенная внутри силовой трубки энергия волны (без учета поглощения) должна оставаться постоянной. Поскольку с удалением от источника увеличивается площадь поперечного сечения трубки, то плотность энергии волны на единицу поверхности уменьшается пропорционально  $r^2$ . Амплитуда смещений, равная квадратному корню из энергии, уменьшается пропорционально  $r$ , т. е.  $A_r = A_0/r$ , где  $A_0$  — амплитуда волны вблизи источника.

В реальных сейсмических средах энергия сейсмической волны также уменьшается вследствие необратимого перехода некоторой ее части в другие виды, например, в тепловую. Это явление называется поглощением сейсмической волны. Уменьшение амплитуды сейсмической волны вследствие ее поглощения характеризуется множителем  $e^{-\alpha r}$ , где  $\alpha$  — амплитудный коэффициент поглощения, величина которого зависит от состава горных пород и от частотного состава волны.

С учетом геометрического расхождения и поглощения волны амплитуду смещений в точке, удаленной от источника на расстояние  $r$ , можно записать так:

$$A_r = A_0 \frac{e^{-\alpha r}}{r}. \quad (\text{IV.6})$$

На больших удалениях от источника кривизна фронта сферической волны невелика, и на ограниченных участках его можно считать плоским. Таким образом, мы пришли к понятию плоской сейсмической волны. Плоская волна — физическая абстракция, но ею удобно пользоваться при рассмотрении некоторых вопросов сейсморазведки. Амплитуда смещений в плоской волне с удалением от источника в непоглощающей однородной среде не изменяется; в этом заключается ее важное отличие от сферической волны.

Рассмотрим несколько подробнее форму колебаний сферической продольной волны, возбуждаемой в однородной непоглощающей среде точечным источником. В произвольный момент времени  $t = t_i$  в среде можно выделить три полусферические области (рис. 31): *I* — область, где возмущения уже закончились и вследствие упругой деформации частички вернулись в первоначальное положение; *II* — область, в которой в данный момент времени существуют напряжения и смещения; *III* — область, которую возмущения еще не охватили. Поверхность, разграничивающая области *I* и *II*, называется задним фронтом (тылом) волны, а области *II* и *III* — передним фронтом (или просто фронтом) волны. Фронт и тыл волны перемещаются с одинаковой скоростью  $v_p$ , которая, как это следует из выражения (IV.4), зависит только от упругих свойств среды.

Рассмотрим картину смещений внутри области II по одному из направлений  $r$  распространения волны. Внутри области II имеется несколько разных зон напряжений — например, две зоны сжатия и одна зона расширения (см. рис. 31), и поэтому смещения частиц внутри нее по крайней мере один раз изменяют свой знак. График смещений частиц внутри области II для определенного момента времени  $t = t_1$  называется профилем волны (рис. 32, а). Точки на профиле волны с наибольшими положительными и отрицательными амплитудами смещений называются соответственно г о р б а м и или в п а д и н а м и. В момент времени  $t_2 > t_1$  область II, а следовательно, и профиль волны переместятся дальше относительно источника. Поскольку (как мы условились выше) среда идеально упругая, то форма профиля волны для  $t_1 = t_2$  остается такой же, как и для  $t_1$ , но все амплитуды смещений будут меньше вследствие геометрического расхождения волны.

Рассмотрим теперь смещения в некоторой фиксированной точке  $M_1$  среды, находящейся от источника на расстоянии  $r_1$ . Передний фронт волн подойдет к этой точке в момент времени  $t_1 = \frac{r_1}{v_p}$ . За время  $\delta t = \frac{\delta r}{v_p}$  область смещений II переместится через точку  $M_1$  и передаст ей последовательно все смещения, которые происходят внутри этой области. График смещений в фиксированной точке  $M_1$  среды в различные моменты времени (рис. 32, б) подобен мгновенному графику смещений внутри

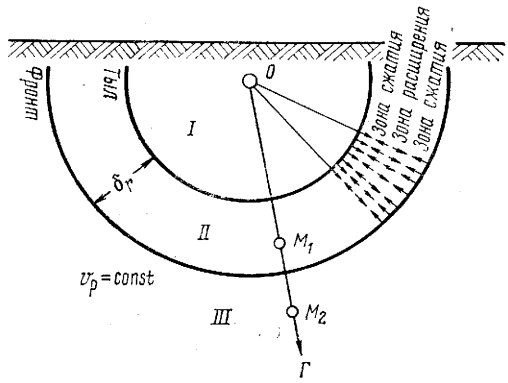


Рис. 31. Распределение смещений в упругой среде для фиксированного момента времени

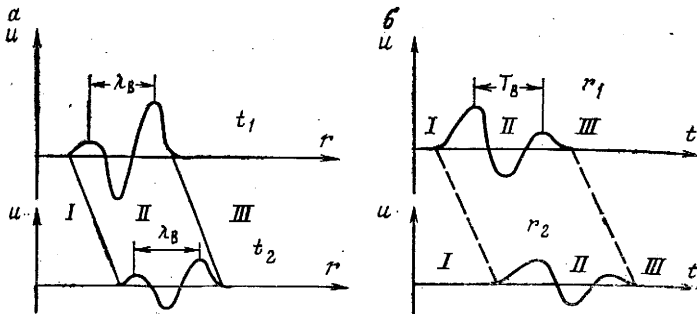


Рис. 32. Профиль (а) и запись (б) сейсмической волны

самой области  $II$  и называется записью волны. В другой точке  $M_2$  среды, находящейся от источника на расстоянии  $r_2$ , характер смещений будет таким же, как и в точке  $M_1$ , но вследствие геометрического расхождения волны амплитуды смещений будут меньше.

Для характеристики динамических особенностей сейсмических колебаний можно ввести понятие об амплитуде, периоде (частоте), фазе и другие, которые строго применимы только к гармоническим колебаниям.

Гармоническими называются колебания, при которых амплитуда колебаний изменяется с течением времени по закону синуса или косинуса. Гармонические колебания имеют бесконечную длительность, и для их полной характеристики достаточно задать три параметра — амплитуду  $A$ , частоту  $f$  и начальную фазу  $\varphi$ :

$$\begin{aligned} F(t) &= A \sin(\omega t + \varphi_1) = A \cos(\omega t + \varphi_2) = \\ &= A \sin(2\pi f t + \varphi_1) = A \cos(2\pi f t + \varphi_2) = \\ &= A \sin\left(\frac{2\pi}{T} t + \varphi_1\right) = A \cos\left(\frac{2\pi}{T} t + \varphi_2\right), \end{aligned} \quad (IV.7)$$

где  $\omega$  — круговая частота, рад/с;  $f$  — циклическая частота, Гц;  $T$  — период колебания, с.

Начальная фаза выражается в радианах и определяет амплитуду колебания в момент времени  $t=0$ :

$$F(0) = A \sin \varphi_1 = A \cos \varphi_2, \quad (IV.8)$$

где

$$\varphi_2 = \varphi_1 \pm \frac{\pi}{2}.$$

Период колебания, циклическая и круговая частота связаны между собой соотношениями

$$\omega = 2\pi f = \frac{2\pi}{T}. \quad (IV.9)$$

Сейсмические колебания (см. рис. 32) существенно отличаются от гармонических. Поэтому к таким их характеристикам, как амплитуда, частота, фаза, добавляют слово «видимая» или «видимый»: видимая амплитуда, видимый период и т. д. Наибольшие положительные или отрицательные смещения на графике записи волны назовем видимыми амплитудами ( $A_v$ ); промежуток времени между соседними видимыми амплитудами одного знака — видимым периодом ( $T_v$ ); обратную величину видимому периоду  $\frac{1}{T_v} = f_v$  — видимой частотой. За время  $T_v$  горб или впадина переместятся на отрезок  $\lambda_v$  со скоростью  $v = \frac{\lambda_v}{T_v}$ , где  $\lambda_v$  — видимая длина волны.

Сейсмические колебания имеют ограниченную во времени длительность. Такие колебания называются нестационар-

ными или неустойчившимися. В математике доказано, что с несущественными для нас ограничениями неустойчившееся колебание можно представить в виде суммы бесконечного числа гармонических колебаний (гармоник) с амплитудами  $C_1, C_2, \dots, C_k$ , частотами  $f_1, f_2, \dots, f_k$  и фазами  $\varphi_1, \varphi_2, \dots, \varphi_k$ :

$$F(t) \approx \sum_{k=1}^{\infty} C_k \cos(2\pi f_k t + \varphi_k). \quad (IV.10)$$

Совокупность значений амплитуд гармоник  $C_k$  называется амплитудным частотным спектром колебания, а совокупность начальных фаз  $\varphi_k$  — его фазовым частотным спектром. Амплитудный частотный спектр колебания

в системе координат  $C_k, f_k$  изображают в виде совокупности вертикальных отрезков (спектральных линий), длина которых пропорциональна амплитудам гармоник соответствующей частоты. Расстояния между соседними спектральными линиями спектра неустойчившегося колебания имеют бесконечно малые значения ( $\Delta f \rightarrow 0$ ), т. е. спектр его — сплошной (рис. 33).

Спектр неустойчившегося колебания в принципе представлен бесконечной суммой гармонических составляющих в диапазоне частот от нуля до бесконечности. Однако за пределами некоторой полосы частот  $f_{гр1} - f_{гр2}$  соответствующие гармоники перестают играть существенную роль в формировании исходного колебания и их можно отбросить. Таким образом, мы пришли к понятию о частотном диапазоне сейсмических волн.

Частотный диапазон регистрируемых при сейсморазведке колебаний находится в пределах от единиц до 200 Гц и более. Отраженные волны наибольшую энергию имеют в частотном диапазоне 20—80 Гц, преломленные волны — в диапазоне 10—20 Гц. Наряду с полезными отраженными и преломленными волнами при сейсморазведке регистрируют многочисленные волны-помехи, частотный диапазон которых может отличаться от частотного диапазона полезных волн. Различие частотных диапазонов полезных волн и волн-помех используется в сейсморазведке для ослабления волн-помех средствами частотной фильтрации.

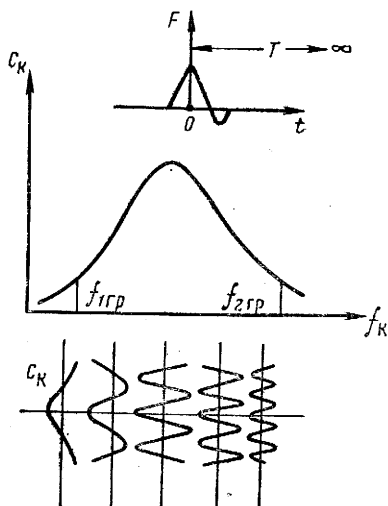


Рис. 33. Амплитудный частотный спектр неупериодического колебания

## § 40. Основы геометрической сейсмики

Для определения пространственного положения геологических границ при обработке материалов сейсморазведки необходимо знать, каким образом времена и пути пробега сейсмических волн связаны между собой. Изучение законов, устанавливающих зависимости между временами и путями пробега волн, составляет содержание геометрической сейсмики. Это название дано по аналогии с геометрической оптикой, которая изучает законы распространения света на основе представлений о световых лучах. Основные принципы и законы геометрической сейсмики и оптики — общие.

*Принцип Гюйгенса—Френеля.* Времена пробега волны из источника в произвольную точку  $M$  среды зависят от координат  $x$ ,  $y$  и  $z$  этой точки и скорости распространения в среде упругих колебаний, которая в общем случае сама является функцией координат точек среды, т. е.  $v(x, y, z)$ . Всю упругую среду можно охарактеризовать совокупностью значений времен прихода волны — скалярным полем  $t(x, y, z)$ , которое называется полем времен волны.

В поле времен волны можно выделить поверхность, в каждую точку которой волна приходит в одно и то же время. Эта поверхность совпадает с фронтом волны. Конфигурация и положение фронта волны в последующие моменты времени определяются принципом Гюйгенса, который формулируется следующим образом: каждая точка поверхности, которой достигла в данный момент волна, является источником возникновения элементарной сферической волны; огибающая фронтов элементарных волн дает изображение фронта волны для следующего момента времени. Согласно дополнению Френеля интенсивность волны определяется сложением (суперпозицией) интенсивностей элементарных волн; с этим дополнением принцип называется принципом Гюйгенса—Френеля.

Итак, пусть в некоторый произвольный момент времени  $t_0$  фронт волны, распространяющейся из точечного источника  $O$ , представлен поверхностью  $S_0$  (рис. 34). Согласно принципу Гюйгенса положение фронта волны для близкого момента времени  $t_1 = t_0 + dt$  дает кривая  $S_1$ , огибающая фронты элементарных волн-полусфер радиусом  $d\rho = v dt$ , центры которых располагаются на поверхности  $S_0$ . Рассмотрим отрезок нормали  $dn$  к двум близким поверхностям  $S_0$  и  $S_1$  (направление нормали примем в сторону распространения фронта волны). Величина  $dt$  выражает приращение времени распространения фронта волны на участке  $dn$ . Следовательно, отношение

$$\frac{dn}{dt} = v(x, y, z) \quad (\text{IV.11})$$

определяет истинное значение скорости в среде.

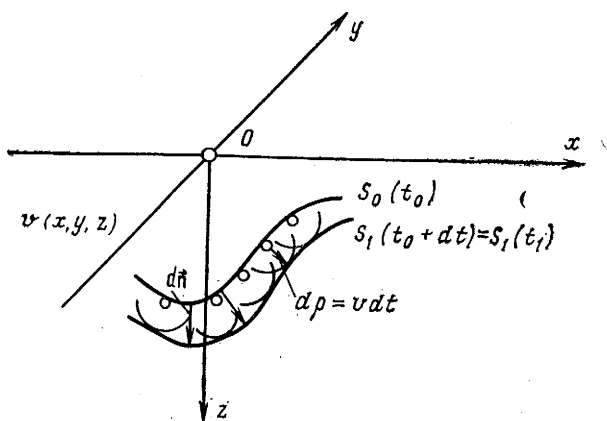


Рис. 34. Определение волновых поверхностей по принципу Гюйгенса

В случае однородной среды  $v(x, y, z) = \text{const}$  и время прихода волны из точечного источника, расположенного в начале координат, в любую точку среды будет определяться выражением

$$t = \frac{r}{v} = \frac{1}{v} \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}. \quad (\text{IV.12})$$

Поверхности волнового фронта для разных моментов времени будут представлять собой концентрические (с центрами в источнике) полусферы. В случае неоднородной среды волновые фронты являются сложными криволинейными поверхностями.

*Изохроны и сейсмические лучи. Принцип Ферма.* Совокупности точек поля времен с одинаковыми временами прихода волны называются *изохронами* поля времен. Изохроны поля времен — поверхности, с которыми в соответствующие моменты времени совпадают фронты волны. Совокупности изохрон поля времен характеризуют последовательное перемещение фронта волны в среде. В однородной изотропной среде изохроны представляют собой сферические поверхности, центры которых располагаются в источнике; в неоднородных средах изохроны — сложные поверхности.

Линии, перпендикулярные к изохронам, называются *сейсмическими лучами*. Сейсмические лучи характеризуют направления, по которым перемещается фронт с истинной скоростью  $v$ . Конфигурация сейсмических лучей и времена пробега волны вдоль них определяются принципом Ферма. Согласно принципу Ферма сейсмическая волна распространяется вдоль такого сейсмического луча, время пробега волны вдоль которого будет наименьшим. Применение принципа Ферма, как

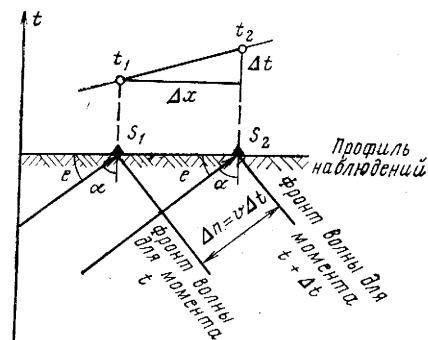


Рис. 35. Определение кажущейся скорости фронта волны

и понятия о лучах в виде линий, перпендикулярных к изохронам, приводит к выводу о прямолинейности сейсмических лучей в однородной изотропной среде; в случае неоднородной среды, в которой скорость изменяется, сейсмические лучи криволинейны.

Кроме кинематического смысла сейсмическим лучам был дан выше (см. § 39) и динамический смысл, а именно, они рассматривались как траектории, по которым происходит перенос энергии сейсмической волны.

**Понятие о годографе сейсмической волны.** Сейсмические наблюдения обычно выполняют на некоторой поверхности. Зависимость времени прихода волны от координат  $x$  и  $y$  точек наблюдений называется поверхностным годографом сейсмической волны. Поверхностный годограф волны можно рассматривать как поле времен этой волны на плоскости наблюдений. В сейсморазведке чаще используют линейные годографы, определяющие поле времен волны на линии (профиле) наблюдений.

**Понятие о кажущейся скорости сейсмической волны.** Рассмотрим падение плоской сейсмической волны на некоторый прямолинейный участок профиля наблюдений. Для плоской волны все сейсмические лучи параллельны и направление прихода волны к участку  $\Delta x$  можно определить одним углом  $\epsilon$  (рис. 35), который называется углом выхода сейсмического луча; дополнительный угол  $\alpha = 90^\circ - \epsilon$  называется углом падения луча. Запаздывание времени прихода волны на участке  $\Delta x$  зависит от разности хода  $\Delta l$  волны и скорости ее распространения  $v$  в среде:

$$\Delta t = \Delta l / v. \quad (IV.13)$$

Наблюдателю, находящемуся на профиле  $x$ , будет казаться, что за промежуток времени  $\Delta t$  волна пробежала расстояние  $\Delta x$ . Скорость перемещения следа фронта волны вдоль профиля наблюдений называется кажущейся скоростью  $v_k$ :

$$v_k = \Delta x / \Delta t. \quad (IV.14)$$

Связь между кажущейся и истинной скоростями и углом выхода (падения) луча называется законом Бендорфа. Ис-



пользуя уравнения (IV.14) и (IV.13), с учетом выражений  $\Delta x = \Delta n / \cos e$  и  $\Delta x = \Delta n / \sin \alpha$  закон Бендорфа запишем

$$v_k = \frac{\Delta n}{\Delta t \cos e} = \frac{v}{\cos e}; \quad v_k = \frac{\Delta n}{\Delta t \sin \alpha} = \frac{v}{\sin \alpha}. \quad (\text{IV.15})$$

Из выражений (IV.15) следует, что кажущаяся скорость в зависимости от углов  $e$  или  $\alpha$  изменяется от  $v_k = v$  при  $e = 0 (\alpha = 90^\circ)$  до  $v_k \rightarrow \infty$  при  $e = 90^\circ (\alpha = 0)$ .

#### § 41. Отражение, преломление и дифракция сейсмических волн

*Образование отраженных и проходящих волн.* Рассмотрим явления, которые возникают при падении плоской продольной волны на разрывно-резкую и идеально-гладкую (зеркальную) границу раздела двух однородных сред. Пусть верхняя среда характеризуется скоростями распространения продольных и поперечных волн  $v_{P1}$  и  $v_{S1}$  и плотностью  $\sigma_1$ , а нижняя среда — соответственно  $v_{P2}$ ,  $v_{S2}$  и  $\sigma_2$ . Согласно принципу Гюйгенса точки на границе раздела в момент, когда до них дойдет падающая волна, становятся источниками вторичных волн, которые будут распространяться в первой среде в виде отраженных волн и во второй среде — в виде проходящих волн. При косом падении под углом  $\alpha$  продольной волны на поверхность раздела двух сред траекторию ее колебаний можно разложить на составляющие, одна из которых перпендикулярна к поверхности, а другие — параллельны ей. Следовательно, при косом падении продольной волны на границе образуются отраженные и проходящие волны двух типов: продольные отраженная  $P_{11}$  и проходящая  $P_{12}$  волны и поперечные отражения  $P_1 S_1$  и проходящая  $P_1 S_2$  волны (рис. 36). Волны  $P_{11}$  и  $P_{12}$  называются монотипными, а  $P_1 S_1$  и  $P_1 S_2$  — обменными. На рис. 36 падающая и образовавшиеся на границе  $RR$  четыре новые волны изображены в виде лучей, которые составляют с нормалью к границе углы:  $\alpha$  (монотипная отраженная),  $\alpha_s$  (обменная отраженная) и  $\beta$  (монотипная проходящая),  $\beta_s$  (обменная проходящая).

Установим связь между углами падения, отражения и преломления волны на границе. Отраженные и проходящие волны образуются в тот момент, когда падающая волна достигает границы раздела. Следовательно, кажущиеся скорости всех

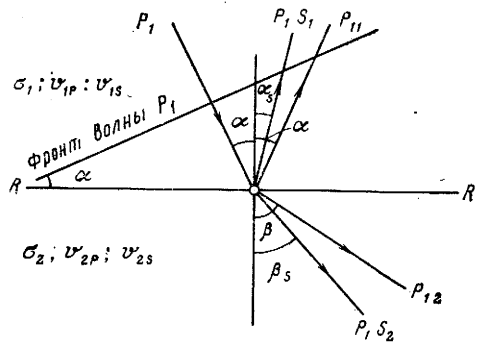


Рис. 36. Отражение и преломление сейсмических волн на гладкой границе

волн в точке  $R$  границы раздела будут одинаковые:  $(v_{P1})_K = (v_{P11})_K = (v_{P1S1})_K = (v_{P12})_K = (v_{P1S2})_K$ . Из последнего равенства с учетом связи между кажущейся и истинной скоростью волны (IV.15) получаем закон преломления—отражения—закон Снеллиуса:

$$\frac{v_{P1}}{\sin \alpha} = \frac{v_{P1'}}{\sin \alpha_{отр}} = \frac{v_{S1}}{\sin \alpha_S} = \frac{v_{P2}}{\sin \beta} = \frac{v_{S2}}{\sin \beta_S}. \quad (IV.16)$$

Для монотипной отраженной волны, т. е. когда падающая и отраженная волны—продольные, из выражения (IV.16) можно получить известный в геометрической оптике закон отражения: угол падения равен углу отражения. Лучи падающей, отраженных и проходящих волн лежат в одной плоскости.

Сейсмические свойства границ можно характеризовать амплитудными коэффициентами отражения и прохождения, которые выражают отношения амплитуд смещений отраженной или проходящей волны к амплитуде смещения падающей волны. При косом падении на границу волны амплитудные коэффициенты сложно зависят от физических свойств сред на границе и угла падения волны. При нормальном падении волны, когда образуются только монотипные волны (в рассматриваемом случае только продольные), амплитудные коэффициенты отражения  $k_{11}$  и прохождения  $k_{12}$  равны:

$$k_{11} = \frac{\sigma_2 v_2 - \sigma_1 v_1}{\sigma_1 v_1 + \sigma_2 v_2}, \quad (IV.17)$$

$$k_{12} = \frac{2\sigma_1 v_1}{\sigma_1 v_1 + \sigma_2 v_2}. \quad (IV.18)$$

Из выражения (IV.17) следует, что отраженные волны образуются только на таких границах, на которых скачкообразно изменяется произведение скорости на плотность—волновое сопротивление, т. е. когда  $\sigma_2 v_2 \neq \sigma_1 v_1$ . Абсолютная величина амплитуды смещений отраженной волны зависит от различия волновых сопротивлений на противоположных сторонах границы сред и не зависит от стороны, с которой волна на нее падает. Границы, на которых коэффициенты отражения составляют более 0,2—0,3, называются сильными и отражающими границами. При небольших различиях волновых сопротивлений отраженные волны имеют небольшую интенсивность и соответствующие границы называются слабыми.

*Дифракция сейсмических волн.* При падении сейсмической волны на малую по сравнению с ее длиной область среды с существенно отличными от остальной среды упругими свойствами эта область согласно принципу Гюйгенса—Френеля сама становится источником вторичных волн, которые как бы отражаются от нее (рассеиваются) во всевозможных направлениях (рис. 37). Область среды, которая рассеивает падающую на нее волну во

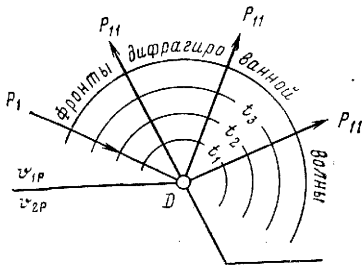


Рис. 37. Дифракция сейсмической волны на ступени

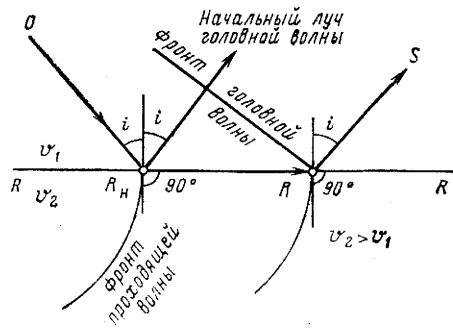


Рис. 38. Образование головной (преломленной) волны

всех направлениях, называется областью дифракции, а соответствующие волны называются рассеянными или дифрагированными. Поле смещения дифрагированной волны на большом удалении от области дифракции  $D$  будет таким же, как поле от точечного источника, совмещенного с этой областью. Дифрагированные волны регистрируются в зонах тектонических нарушений, местах выклинивания отдельных горизонтов, от границ со сложной геометрией и т. д. В некоторых случаях целесообразно и гладкие отражающие границы представлять в виде совокупности непрерывно расположенных вдоль нее областей дифракции, а регистрируемые отраженные волны рассматривать как суперпозицию (наложение) колебаний отдельных дифрагированных волн от этих областей дифракции. Этот прием, получивший название способа  $D$ -преобразования, применяется при автоматической обработке материалов сейсморазведки МОВ на ЭВМ.

**Образование головной (преломленной) волны.** Головная (преломленная) волна образуется на границе раздела двух сред, если вторая среда характеризуется большей по сравнению с первой средой скоростью распространения упругих колебаний, т. е.  $v_2 > v_1$  (рис. 38). В этом случае на преломляющей границе  $RR$  имеется точка  $R_n$ , в которую волна падает под углом  $\alpha = i$ , при котором угол преломления  $\beta$  равен  $90^\circ$ . Угол падения  $i$  луча, при котором угол преломления  $\beta$  равен  $90^\circ$ , называется критическим или углом полного внутреннего отражения.

Как следует из выражения (IV.16), критический угол

$$i = \arcsin \frac{v_1}{v_2}. \quad (\text{IV.19})$$

Начиная с критической точки  $R_n$ , фронт проходящей волны перпендикулярен к границе  $RR$  и обгоняет фронт падающей волны, возбуждая согласно принципу Гюйгенса в верхней среде вторичную волну. Фронт этой волны наклонен к плоской границе

$RR$  под постоянным углом  $i$ , а лучи — параллельны между собой и составляют с нормалью к преломляющей границе угол  $i$ . Волна, распространяющаяся по пути  $OR_nRS$ , называется головной (преломленной) волной. Путь головной волны состоит из трех участков:  $OR_n$ , на котором она распространяется со скоростью  $v_1$ ,  $R_nR$  — со скоростью  $v_2$  и  $RS$  — снова со скоростью  $v_1$ ; поэтому головную продольную волну обозначают  $P_{121}$ .

Головные волны, как видно на схеме их образования, нельзя наблюдать вблизи источника возбуждения.

## § 42. Волны в слоистых средах

*Горизонтально-слоистая среда. Средняя скорость.* Реальные геологические среды обычно состоят из большой совокупности тонких слоев, образовавшихся в результате часто изменяющихся условий осадконакопления. В тонкослоистых средах упругие параметры (скорости и плотности) почти непрерывно изменяются с глубиной. Определенную совокупность тонких слоев, в которых скорости и плотности незначительно варьируют около некоторого среднего значения, можно объединить в одну пачку — сейсмический слой. Характеристиками этого слоя будут являться некоторые средние значения мощности  $h$ , скорости  $v$  и плотности  $\sigma$ . Таким образом, мы приходим к понятию слоистого разреза в виде совокупности сейсмических слоев, в каждом из которых скорости и плотности принимаются постоянными. Границы между слоями выделяют с учетом литологических и стратиграфических поверхностей, с которыми они могут совпадать. Это имеет очень большое значение для обоснования применения сейсморазведки как метода подземного картирования геологических структур.

Среда с горизонтальными границами раздела слоев называется горизонтально-слоистой. Применительно к такой среде в сейсморазведке введено понятие средней скорости  $v_{cp}$ , которая определяется как частное от деления пути пробега волны  $s$  на время ее распространения  $t$ :

$$v_{cp} = s/t. \quad (IV.20)$$

Среднюю скорость вычисляют в предположении, что волна распространяется по прямолинейному лучу, который нормален к границам горизонтально-слоистого разреза. Такой луч называется вертикальным. Время пробега волны вдоль вертикального луча складывается из суммы времен пробега в каждом из отдельных пластов:

$$t_B = \frac{h_1}{v_1} + \frac{h_2}{v_2} + \dots + \frac{h_n}{v_n} = \sum_{i=1}^n \frac{h_i}{v_i}. \quad (IV.21)$$

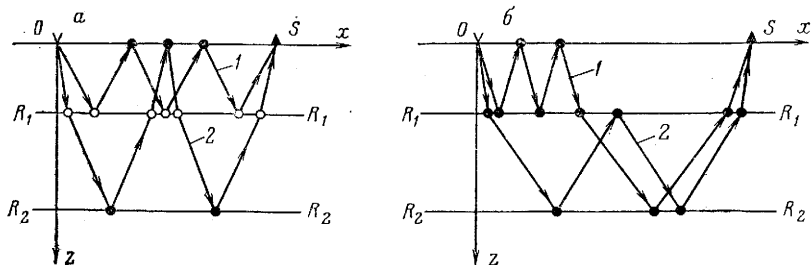


Рис. 39. Схема лучей полнократных (а) и частично-кратных (б) отраженных волн.

Волны: 1 — трехкратные, 2 — двукратные

Если слоистую среду заменить однородной средой той же мощности, то согласно выражениям (IV.20) и (IV.21) получим

$$v_{\text{ср}} = \frac{h_1 + h_2 + \dots + h_n}{\frac{h_1}{v_1} + \frac{h_2}{v_2} + \dots + \frac{h_n}{v_n}} = \frac{\sum_{i=1}^n h_i}{\sum_{i=1}^n \frac{h_i}{v_i}}. \quad (\text{IV.22})$$

Из формулы (IV.22) следует, что средняя скорость изменяется с глубиной и только до подошвы первого пласта ( $z=h_1$ ) она постоянна и равна  $v_1$ .

В районах с наклонными границами пластов среднюю скорость рассчитывают в предположении горизонтального залегания пластов. Такое предположение оправдано тем, что среднюю скорость определяют по материалам сейсмических наблюдений в скважинах (см. § 50). Средняя скорость представляет собой некоторую расчетную величину, которую затем используют при построении глубинных сейсмических разрезов (см. § 53).

*Многократные сейсмические волны.* В общем случае вследствие слоистости разреза волновая картина сильно усложняется. Одна из причин заключается в возникновении многократных отраженных волн. Они являются помехами, препятствующими прослеживанию отраженных волн при изучении глубоких сейсмических горизонтов.

Различают полнократные отраженные волны — с несколькими актами отражения на одной и той же сильной границе и границе раздела земля—воздух (рис. 39, а) и частично-кратные волны — с промежуточными отражениями на разных границах (рис. 39, б).

Если сильная отражающая граница одновременно является и преломляющей, то на ней возможно образование также многократных отраженно-преломленных волн.

*Особенности образования в слоистом разрезе головных волн.* В среде с одной границей раздела головная волна, как было

показано выше, возникает только в случае, когда  $v_2 > v_1$ . При горизонтально-слоистой среде необходимо, чтобы скорость сейсмических волн в подстилающем преломляющую границу слое была больше скорости в каждом из вышележащих слоев, т. е.

$$v_n > v_k, \quad (IV.23)$$

где  $k=1, 2, 3 \dots, n-1$ .

Поясним это требование на следующем примере. Пусть преломляющая граница перекрыта трехслойной средой, причем  $v_4 > v_3$ , но  $v_4 < v_2$ . Ограничиваясь рассмотрением только продольных проходящих волн и принимая во внимание, что при возникновении головной волны проходящий луч скользит вдоль преломляющей границы, т. е. угол преломления равен  $90^\circ$ , закон преломления (IV.16) можно записать в следующем виде:

$$\frac{\sin \alpha}{v_1} = \frac{\sin \beta_1}{v_2} = \frac{\sin i}{v_3} = \frac{1}{v_4}. \quad (IV.24)$$

Если  $v_4 < v_2$ , то согласно выражению (IV.24)  $\sin \beta_1 = \frac{v_2}{v_4} > 1$ , что невозможно, т. е. головная волна на данной границе не может образоваться. Физически это означает, что при заданном распределении скоростей луч падающей волны не может упасть на преломляющую границу под критическим углом. Случай, подобный рассмотренному выше, называется экранированием преломляющего пласта.

**Рефрагированные волны.** Если мощности пластов в многослойном разрезе по сравнению с видимой длиной волны очень малы, то можно говорить о непрерывном изменении скорости с глубиной. Такие среды называют градиентными. В градиентных средах происходит искривление (рефракция) сейсмических лучей и поэтому волны, распространяющиеся в них, получили название рефрагированных волн.

Наиболее важен для сейсморазведки случай, когда в среде скорость увеличивается с глубиной, вследствие чего сейсмические лучи вогнуты в сторону линии наблюдений. Рефрагирован-

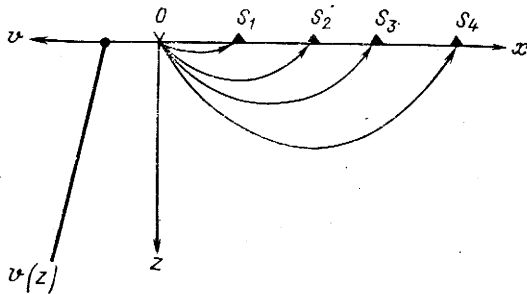


Рис. 40. Схема лучей рефрагированных волн

ные волны, достигнув определенной глубины, на которой преломленный сейсмический луч становится горизонтальным, будут генерировать волну, распространяющуюся в обратном направлении к линии наблюдений (рис. 40). Такая волна называется рефрагированной преломленной. В сейсморазведке разработаны специальные методические приемы обнаружения и учета рефракции преломленных волн.

### § 43. Годографы сейсмических волн

Годографом сейсмической волны (см. § 40) называется зависимость между временами пробега волны и координатами точек наблюдения. Изучение годографов сейсмических волн имеет большое значение для последующего рассмотрения вопросов методики полевых работ и особенно интерпретации материалов сейсморазведки. Из большого разнообразия годографов сейсмических волн мы остановимся только на тех, которые имеют наиболее важное прикладное значение.

*Годограф прямой волны.* Прямой называют волну, распространяющуюся в однородной среде из точечного источника во всех направлениях по прямолинейным лучам, выходящим из этого источника.

Пусть источник возбуждения находится на поверхности в точке  $O$ , через которую проходит профиль наблюдений  $x$ . Начало координат совместим с источником, оси  $x$  и  $z$  направим, как показано на рис. 41. Время прихода прямой волны в произвольную точку  $S(x)$

$$t_s = \pm \frac{x}{v}. \quad (IV.25)$$

Выражение (IV.25) определяет годограф прямой волны на профиле  $x$ . Годограф представляет два луча, выходящих из начала координат под углом  $\gamma$ , который связан со скоростью  $v$  распространения прямой волны соотношением

$$\operatorname{tg} \gamma = \frac{\Delta t}{\Delta x} = \frac{1}{v}. \quad (IV.26)$$

*Годограф отраженной волны.* Докажем, что в случае плоской отражающей границы и однородной покрывающей среды отраженную волну можно рассматривать как прямую волну, которая как бы распространяется из фиктивного (мнимого) источника, расположенного в точке зеркального изображения действительного источника. На рис. 42 изображена плоская отражающая граница  $RR$ , составляющая постоянный угол  $\varphi$  с профилем наблюдений  $x$ . Источник  $O$  совместим с началом координат, ось  $z$  направим вертикально вниз, ось  $x$  — по восстанию границы. Мнимый источник  $O^*$  находится на перпендикуляре к границе на расстоянии  $2h$  от точки  $O$ , где  $h$  — глубина по нормали до

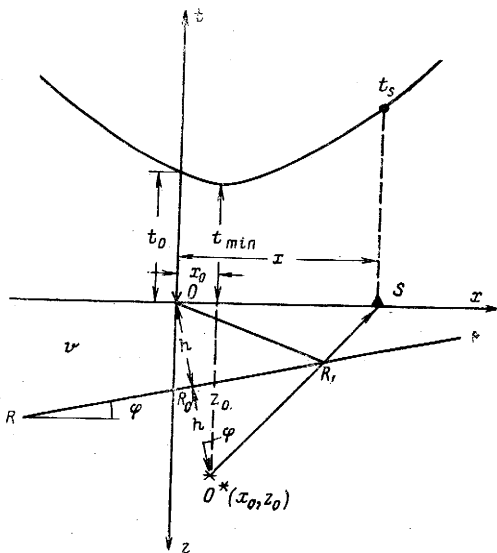
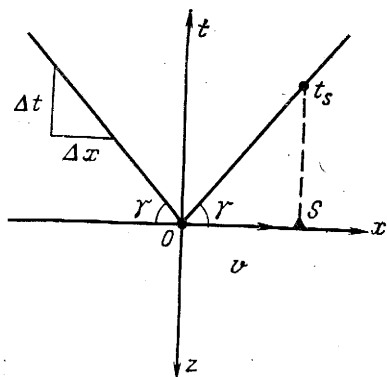


Рис. 41. Годограф прямой волны      Рис. 42. Годограф отраженной волны

отражающей границы под источником. Координаты мнимого источника

$$x_0 = 2h \sin \varphi; \quad z_0 = 2h \cos \varphi. \quad (\text{IV.27})$$

Из простых геометрических построений, смысл которых ясен из рис. 42, следует, что треугольники  $OR_0R_1$  и  $O^*R_0R_1$  равны. Поэтому ломаный луч  $OR_1S$  отраженной волны можно заменить прямолинейным лучом  $O^*S$ , выходящим из мнимого источника  $O^*$  и равным  $O^*S = \sqrt{(x-x_0)^2 + z_0^2}$ . Получаем уравнение годографа отраженной волны

$$t = \frac{O^*S}{v} = \frac{1}{v} \sqrt{(x-x_0)^2 + z_0^2} \quad (\text{IV.28})$$

или в каноническом виде

$$\frac{t^2}{(z_0/v)^2} - \frac{(x-x_0)^2}{z_0^2} = 1. \quad (\text{IV.29})$$

Из выражения (IV.29) следует, что годограф отраженной волны представляет собой гиперболу, минимум которой находится в точке с координатами  $x_0$ ,  $t_{\min} = z_0/v$ . Подставив выражения (IV.27) в (IV.28), получим еще один вариант записи уравнения годографа отраженной волны

$$t = \frac{1}{v} \sqrt{x^2 - 4hx \sin \varphi + 4h^2}, \quad (\text{IV.30})$$

которым мы будем пользоваться в дальнейшем.



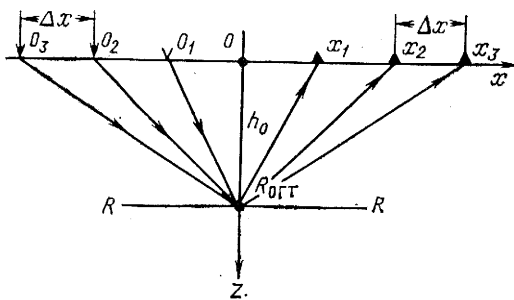


Рис. 43. Схема лучей отраженной волны от общей глубинной точки отражения (ОГТ)

Если отражающая граница горизонтальна ( $\varphi=0$ ), то  $x_0=0$ ,  $z_0=2h$  и уравнение годографа отраженной волны (IV.28) принимает вид

$$t = \frac{1}{v} \sqrt{x^2 + 4h^2} = \sqrt{t_0^2 + \frac{x^2}{v^2}}. \quad (\text{IV.31})$$

В точке  $x=0$  время  $t_0=2h/v$ ; отрезок  $2h$  называется эхo-глубиной.

*Годограф от общей глубинной точки отражения (годограф ОГТ).* Годограф ОГТ определяет времена прихода отраженной волны в точки профиля наблюдений, расположенные по отношению к находящимся на нем источникам возбуждения таким образом, чтобы в случае горизонтальной отражающей границы в них приходили отраженные волны от одной и той же (общей) глубинной точки отражения (ОГТ), находящейся на этой границе (рис. 43). Согласно данному определению источники и приемники всегда должны находиться на равных расстояниях от точки  $O$  — центра базы ОГТ.

Выведем уравнение годографа ОГТ в случае плоской наклоненной под углом  $\varphi$  отражающей границы, покрытой однородной средой, характеризующейся постоянной скоростью  $v$  (рис. 44). Начало координат поместим в середину интервала между источником и приемником — центр базы ОГТ (ЦБ), оси  $x$  и  $z$  направим, как показано на рис. 44.

Расстояния от центра базы

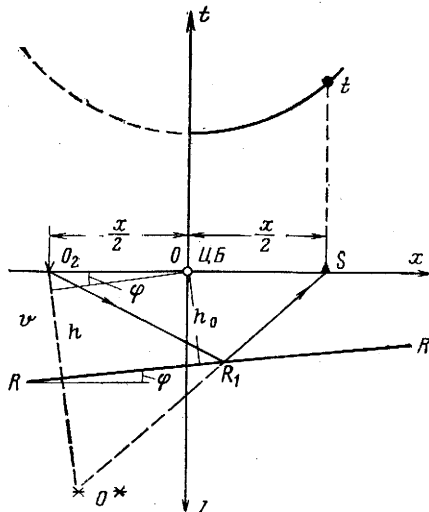


Рис. 44. Годограф ОГТ

ОГТ до приемника и источника всегда одинаковые; обозначим их  $\pm x/2$ .

Запишем уравнение обычного годографа отраженной волны, для чего поместим начало координат в один из источников (на рис. 44 начало координат в источнике  $O_2$ ). Согласно выражению (IV.30)

$$t = \frac{1}{v} \sqrt{x^2 - 4hx \sin \varphi + 4h^2}. \quad (\text{IV.32})$$

Преобразуем выражение (IV.32) в новую систему координат с началом, совмещенным с центром базы ОГТ. Из рис. 44 имеем

$$h = h_0 + \frac{x}{2} \sin \varphi. \quad (\text{IV.33})$$

Подставив выражение (IV.33) в (IV.32) и сделав простые преобразования, получим следующее уравнение годографа ОГТ:

$$t = \frac{1}{v} \sqrt{x^2 \cos^2 \varphi + 4h_0^2} = \sqrt{t_0^2 + \frac{x^2 \cos^2 \varphi}{v^2}}, \quad (\text{IV.34})$$

где  $t_0 = 2h_0/v$ .

Анализ выражения (IV.34) показывает, что годограф ОГТ, как и обычный годограф отраженной волны, представляет собой гиперболу. Отличие его от годографа отраженной волны состоит в том, что абсцисса минимума годографа ОГТ при любом угле наклона  $\varphi$  всегда находится в центре базы ОГТ (в точке  $x=0$ ), т. е. годограф ОГТ всегда симметричен относительно начала координат. От абсолютной величины угла наклона границы  $\varphi$  зависит кривизна годографа ОГТ: с увеличением угла годограф ОГТ выполаживается. Обозначим

$$v_{\text{ОГТ}} = v/\cos \varphi. \quad (\text{IV.35})$$

Уравнение (IV.34) теперь можно переписать так:

$$t = \sqrt{t_0^2 + x^2/v_{\text{ОГТ}}^2}. \quad (\text{IV.36})$$

Параметр  $v_{\text{ОГТ}}$  в уравнении (IV.36) называется фиктивной скоростью ОГТ или просто  $v_{\text{ОГТ}}$ .

*Годографы головных (преломленных) сейсмических волн.* Рассмотрим годограф головной волны от плоской границы  $RR$  раздела двух сред, характеризующихся постоянными скоростями соответственно  $v_1$  и  $v_2$ , причем  $v_2 > v_1$ . Глубина залегания границы под источником (по нормали к границе) равна  $h$ , угол наклона —  $\varphi$ . Начало координат поместим в источник  $O$  (рис. 45), направление осей  $x$ ,  $z$  и  $t$  показано на рисунке.

По восстанию границы в начальную точку  $P$  на профиле  $x$  головная волна придет по пути  $OR_1P = O^*P$ , где  $O^*$  — мнимый источник, а в произвольную точку  $S$  — по пути  $OR_1R_2S$ . Угол падения луча головной волны на профиль  $x$  не зависит от поло-

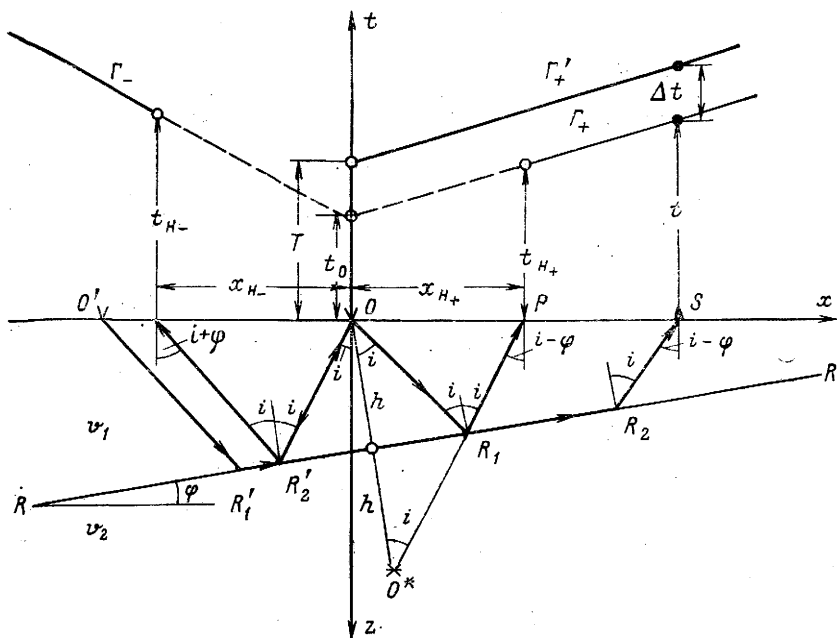


Рис. 45. Годограф головной (преломленной) волны

жения точки  $S$  и по восстанию границы он постоянен и равен  $\alpha = i - \varphi$ , т. е. лучи головной волны параллельны между собой. Следовательно, годограф представляет собой прямую линию с угловым коэффициентом  $\frac{1}{v_{k+}}$  (знак «+» примем для обозначения кажущейся скорости по восстанию границы),

$$v_{k+} = \frac{v}{\sin(i - \varphi)}. \quad (\text{IV.37})$$

Для записи уравнения годографа головной волны теперь достаточно определить координаты одной из точек годографа. Удобно взять координату точки пересечения годографа с осью времен  $t$ . Время, отсекаемое продолжением годографа на оси  $t$ , обозначим  $t_0$ . Теперь уравнение годографа можно записать в следующем виде:

$$t_+ = \frac{x}{v_{k+}} + t_0. \quad (\text{IV.38})$$

Для вычисления  $t_0$  построим вспомогательный годограф головной волны из источника  $O'$ , смещенного относительно источника  $O$  по падению границы. Поскольку кажущаяся скорость головной волны по восстанию границы постоянная, то годографы  $\Gamma_+$  и  $\Gamma'_+$  параллельны. Как видно на рис. 45, время  $t_0 = T - \Delta t$ ,

где  $T$  — время на годографе  $\Gamma'_+$  в точке  $O$ , а  $\Delta t$  — разность времен на годографах  $\Gamma'_+$  и  $\Gamma_+$  в точке  $S$ .

Выразив времена пробега головной волны через отношения элементов путей пробега к соответствующим значениям скорости и выполнив необходимые преобразования, получим

$$\begin{aligned} t_0 &= \frac{2R'_2O}{v_1} - \frac{R'_2R_1}{v_2} = \frac{2h}{v_1 \cos i} - \frac{2h \operatorname{tg} i}{v_2} = \\ &= \frac{2h}{v_1} \left( \frac{1 - \sin^2 i}{\cos i} \right) = \frac{2h \cos i}{v_1} = \frac{2h \sqrt{v_2^2 - v_1^2}}{v_1 v_2}. \end{aligned} \quad (\text{IV.39})$$

Подставив выражения  $v_{к+}$  (IV.37) и  $t_0$  (IV.39) в (IV.38), запишем следующее уравнение годографа головной волны по восстанию границы:

$$t_+ = \frac{1}{v} [x \sin(i - \varphi) + 2h \cos i]. \quad (\text{IV.40})$$

Кажущаяся скорость по падению границы

$$v_{к-} = \frac{v}{\sin(i + \varphi)}. \quad (\text{IV.41})$$

Уравнение годографа по падению границы имеет вид

$$t_- = \frac{1}{v_1} [x \sin(i + \varphi) + 2h \cos i]. \quad (\text{IV.42})$$

Объединив выражения (IV.40) и (IV.42), получим уравнение годографа головной волны в общем виде:

$$t_{\pm} = \frac{1}{v_1} [x \sin(i \pm \varphi) + 2h \cos i]. \quad (\text{IV.43})$$

Координаты начальных точек годографа (см. рис. 45) обозначим через  $x_{н\pm}$  и  $t_{н\pm}$ . На участке профиля наблюдений между абсциссами начальных точек  $x_{н-}$  и  $x_{н+}$  головная волна не регистрируется («мертвая зона»). Таким образом, годограф головной волны представлен двумя прямолинейными ветвями (лучами), разделенными между собой «мертвой зоной». Наклоны ветвей — различные и зависят от знака угла  $\varphi$  наклона границы: из выражений (IV.37) и (IV.41) следует, что  $v_{к+} > v_{к-}$ , и поэтому ветвь по падению имеет больший наклон, чем по восстанию границы.

Если преломляющая граница залегает горизонтально ( $\varphi = 0$ ), то уравнение годографа головной волны (IV.43) принимает вид

$$t = \frac{x}{v_2} + \frac{2h \cos i}{v_1}. \quad (\text{IV.44})$$

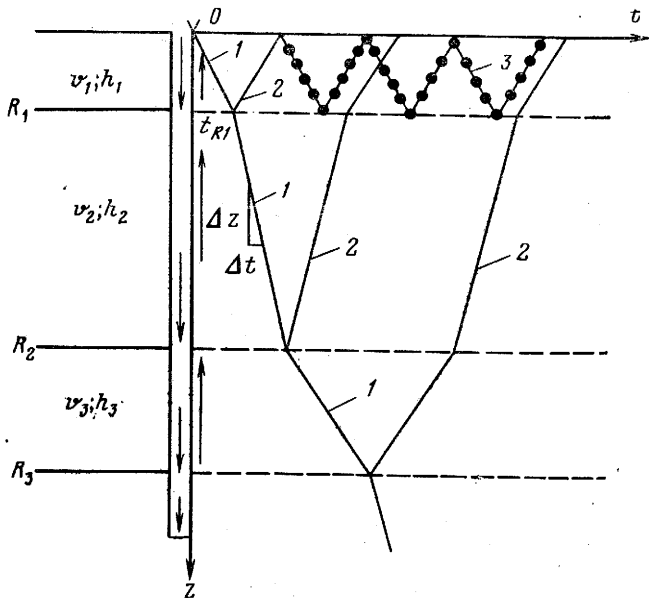


Рис. 46. Вертикальные годографы проходящих (1), однократных (2) и многократных (3) отраженных волн

Кажущаяся скорость головной волны в этом случае равна скорости ее распространения в преломляющем пласте, т. е.  $v_R = v_2$ , координаты начальных точек годографа

$$x_H = 2h \operatorname{tg} i; \quad t_H = \frac{2h}{v_1 \cos i}. \quad (\text{IV.45})$$

*Вертикальные годографы сейсмических волн.* Вертикальным годографом в сейсморазведке называют годограф сейсмической волны, времена прихода которой определены на профиле, как бы совмещенном с осью глубокой скважины (вертикальный профиль). Для получения вертикальных годографов необходима регистрация сейсмических волн не на земной поверхности (как это мы принимали ранее), а во внутренних точках среды. Вертикальные годографы, следовательно, выражают зависимости  $t(z)$ , где  $t$  — время прихода волны во внутреннюю точку среды, находящуюся на глубине  $z$ .

В слоистом разрезе с горизонтальными границами раздела продольный вертикальный годограф проходящей волны (т. е. когда источник и приемники расположены на одной вертикальной оси  $z$ ) состоит из разнонаклоненных прямолинейных отрезков 1 (рис. 46), изломы которых приурочены к границам пластов, характеризующихся различной скоростью. Начало

координат совмещено с источником ( $z=0$ ). Наклон отрезка годографа связан со значением скорости в пласте  $v_{пл}$  следующим образом:

$$\frac{\Delta t}{\Delta z} = 1/v_{пл}, \quad (IV.46)$$

где  $\Delta t$  и  $\Delta z$  — приращения времени и глубины.

При рассмотрении продольного вертикального годографа отраженной волны примем во внимание, что нормальные лучи проходящей и отраженной волн совпадают. Это позволяет отраженную волну рассматривать как восходящую проходящую волну, которая как бы возбуждается фиктивным источником, находящимся в точке пересечения луча падающей волны с отражающей границей. Следовательно, вертикальные годографы отраженной и проходящей волн симметричны, причем осью симметрии является вертикальная линия  $t_{R_i} = \text{const}$ , где  $t_{R_i}$  — время пробега волны до  $i$ -й отражающей границы. Вертикальные годографы отраженных волн изображены на рис. 46 восходящими отрезками ломаных линий 2. Если в разрезе имеются границы, на которых образуются кроме однократных и многократные отраженные волны, то годографы многократных отраженных волн будут представлены чередованием восходящих и нисходящих ветвей 3 (см. рис. 46).

*Соотношение годографов прямых, отраженных и головных (преломленных) сейсмических волн.* Анализ соотношения годографов сейсмических волн имеет большое значение в сейсморазведке для выбора участков регистрации отраженных и головных (преломленных) сейсмических волн. Этот вопрос мы рассмотрим на примере соотношения годографов прямой, отраженной и головной сейсмических волн (рис. 47, а).

Годограф прямой волны представлен двумя прямолинейными ветвями, выходящими из начала координат под углом  $\gamma$ , причем  $\text{tg } \gamma = \frac{\Delta t}{\Delta x} = 1/v_1$ .

Годограф отраженной волны представляет собой гиперболу, минимум которой смещен в сторону восстания границы на величину  $x_0 = 2h \sin \alpha$ . Годограф отраженной волны асимптотически приближается к прямолинейному годографу прямой волны. Минимальное время прихода отраженной волны будет в точке  $x_0$ :  $t_{\min} = 2h \cos \varphi / v_1$ ; время в точке приема, совмещенной с источником ( $x=0$ ),  $t_0 = 2h/v_1$ .

Годограф головной волны состоит из двух прямолинейных ветвей с угловыми коэффициентами  $\frac{\Delta t}{\Delta x} = \frac{1}{v_{к\pm}} = \frac{\sin(i \mp \varphi)}{v_1}$ .

В начальных точках с координатами  $x_{н\pm}$ ,  $t_{н\pm}$  ветви годографа головной волны касаются годографа отраженной волны. За начальными точками головная волна регистрируется раньше отраженной волны. Головная волна при достаточно большом удале-

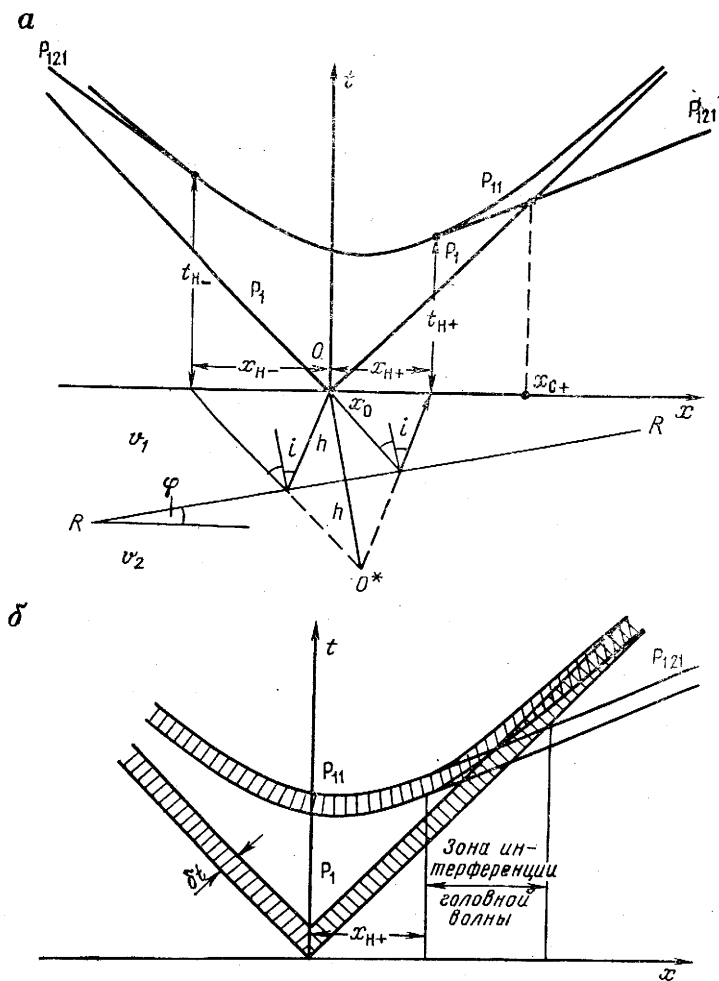


Рис. 47. Соотношение годографов прямой  $P_1$ , отраженной  $P_{11}$  и головной (преломленной)  $P_{121}$  волн без учета (а) и с учетом (б) длительности колебаний

нии от источника  $x_{c\pm}$  обгоняет прямую волну и регистрируется первой.

Выше речь шла о годографе волны, который определял времени прихода переднего фронта волны. В действительности каждая сейсмическая волна имеет некоторую длительности колебаний. При импульсном источнике возбуждения длительности сейсмических колебаний отдельной волны задана коротким интервалом времени  $\delta t$ , составляющим сотые доли секунды. Этот интервал времени необходимо прибавить к временам регистрации переднего фронта волны. Тогда каждый из годографов

следует изобразить в виде областей шириной  $\delta t$  (рис. 47, б). На них меньшие времена следует рассматривать как времена прихода переднего фронта волны, а большие времена — как ее тыла; такие годографы называются динамическими.

При регистрации сейсмических волн приходится учитывать явления наложения (интерференции) колебаний, которые определяются областями пересечения годографов прямой, отраженной и головной волн. Раздельное выделение волн возможно только вне зон интерференции их колебаний. Поэтому отраженные волны наиболее целесообразно регистрировать при сравнительно небольших удалениях от источника до зоны ее интерференции с головной и прямой волнами. Головные волны, наоборот, необходимо регистрировать на сравнительно больших удалениях от источника — за зоной интерференции с отраженной и прямой волнами.

#### § 44. Кинематические поправки. Временные сейсмические разрезы МОВ и ОГТ

Изучая годографы отраженных волн, мы установили зависимости между временами пробега волны, глубиной залегания и углом наклона отражающей границы. Из уравнения годографа отраженной волны (IV.30) следует, что времена отражения зависят не только от глубины границы, но и от расстояния  $x$  между источником и приемником. Лишь в точке, где источник и приемник совмещены ( $x=0$ ), время отражения  $t_0$  связано с эхо-глубиной залегания ( $2h$ ) границы прямой пропорциональной зависимостью, а именно:  $t_0 = \frac{2h}{v}$ . В этой точке траектории падающего и отраженного лучей совпадают, т. е. луч нормален к границе (нормальный сейсмический луч).

Если бы можно было регистрировать на всем профиле наблюдений отраженные волны только по нормальным лучам, то графики времен  $t_0(x)$  позволили бы получить более наглядное представление о геометрии изучаемых границ по сравнению с обычными годографами отраженных волн, поскольку времена  $t_0$  прямо пропорциональны глубине залегания отражающих границ.

В сейморазведке отраженные волны обычно регистрируют при смещенных относительно друг друга источниках и приемниках, вследствие чего волны приходят к линии профиля по наклонным сейсмическим лучам. Время  $t_x$  пробега отраженной волны по наклонному лучу можно преобразовать во время  $t_0$  ее пробега из той же точки отражения, но по нормальному лучу. Такое преобразование осуществляют введением во времена регистрируемых отраженных волн специальной поправки за наклон луча — кинематической поправки.



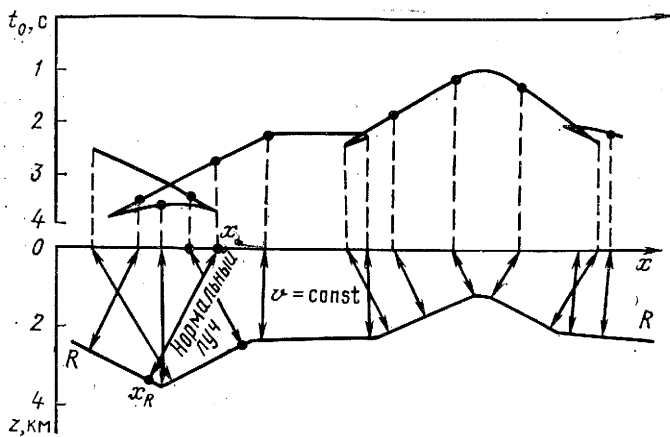


Рис. 48. График времен отражения  $t_0$  (линия  $t_0$ )

Совокупность всех записей сейсмических колебаний, зарегистрированных на профиле наблюдений, во времена прихода которых введены кинематические поправки, образует временной сейсмический разрез. Временной сейсмический разрез можно рассматривать как поле времен отраженных волн на профиле наблюдений, если бы волны отражались от границ только по нормальным сейсмическим лучам (рис. 48).

Между углами наклона графика времен отражений  $t_0(x)$  и отражающей границей существует определенное соответствие, которое выражается формулой

$$\operatorname{tg} \gamma = \frac{\Delta t_0}{\Delta x} = \frac{2 \sin \varphi}{v}; \quad (\text{IV.47})$$

здесь  $\gamma$  — угол наклона графика времен  $t_0(x)$  на временном разрезе,  $\varphi$  — угол наклона отражающей границы на глубинном разрезе,  $v$  — средняя скорость волны до границы,  $\Delta t_0$  — приращение времени  $t_0$  на участке профиля  $\Delta x$ .

Формулу (IV.47) можно получить из выражений (IV.14) и (IV.15), положив в них  $\Delta t = \Delta t_0/2$ , где  $t_0$  — двойное время пробега волны до границы по нормальному лучу.

Из выражения (IV.47) следует, что углы наклона графика времен отражений на временном разрезе в случае однородной среды ( $v = \text{const}$ ) согласуются с углами наклона отражающих границ на глубинном разрезе. В реальных средах средняя скорость изменяется с глубиной и часто в горизонтальном направлении. Поэтому полного соответствия в углах наклона границ на временном и глубинном разрезах не будет. Даже если скорость изменяется только с глубиной, а она обычно с глубиной возрастает, то, как следует из уравнения (IV.47), на временном

разрезах будет наблюдаться как бы выполаживание все более глубоких наклонных границ.

Другой особенностью временных сейсмических разрезов является проявление на них сейсмического сноса, сущность которого состоит в следующем. При горизонтальной отражающей границе абсциссы точек отражения на временном и глубинном разрезах совпадают. При наклонной границе такого соответствия уже не будет: абсцисса точки отражения на временном разрезе определяется точкой пересечения нормального луча с профилем наблюдений  $x$ , а на глубинном разрезе она находится по пересечению того же луча, но с отражающей границей  $RR$  (см. рис. 48). Разность абсцисс  $x_R - x$  называется сейсмическим сносом. При плоской наклонной отражающей границе величина сноса

$$x_R - x = h \operatorname{tg} \varphi, \quad (\text{IV.48})$$

где  $h$  — глубина залегания отражающей границы в данной точке профиля  $x$  по нормали;  $\varphi$  — угол наклона границы.

Если отражающая граница имеет сложную конфигурацию, как на рис. 48, то за счет сейсмического сноса график времен  $t_0(x)$  принимает очень сложные очертания и может происходить перекрещивание его отдельных участков; так, например, в случае отражения от разных склонов синклинали образуются «петли», что затрудняет геологическую интерпретацию временного разреза. Поэтому временные сейсмические разрезы — лишь промежуточная форма представления результатов сейсморазведки МОВ. Окончательные результаты изображают в виде глубинных сейсмических разрезов.

*Кинематическая поправка в годографы отраженных волн.* Рассмотрим вычисление кинематических поправок в случае горизонтального залегания отражающей границы (рис. 49, а).

Время пробега отраженной волны по ломаному лучу  $OR_xS$

$$t_x = \frac{O^*S}{v} = \frac{1}{v} \sqrt{x^2 + 4h^2}.$$

Время пробега этой волны по нормальному лучу  $OR_0$  будет  $t_0 = \frac{2h}{v}$ . Кинематическая поправка

$$\Delta t_{\text{кин}} = t_x - t_0. \quad (\text{IV.49})$$

Найдем разность квадратов времен  $t_x$  и  $t_0$ :

$$t_x^2 - t_0^2 = \frac{x^2}{v^2}.$$

Теперь можно записать

$$(t_x - t_0)(t_x + t_0) = \frac{x^2}{v^2}; \quad \Delta t_{\text{кин}}(2t_0 + \Delta t_{\text{кин}}) = \frac{x^2}{v^2}.$$

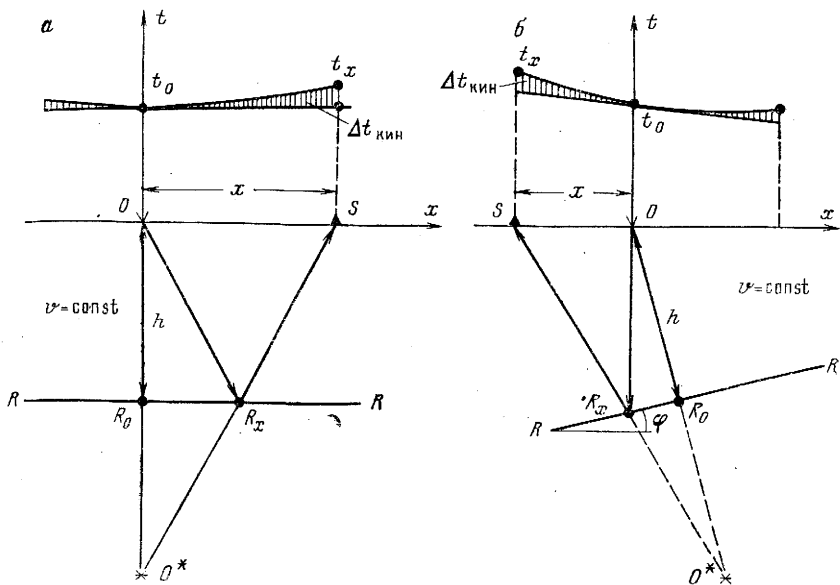


Рис. 49. Годографы отраженных волн с кинематическими поправками от горизонтальной (а) и наклонной (б) границ

Учитывая, что  $\Delta t_{кин}^2 \ll \Delta t_{кин}$ , можно положить

$$\Delta t_{кин} (2t_0 + \Delta t_{кин}) \approx 2t_0 \Delta t_{кин}.$$

Следовательно, получаем

$$\Delta t_{кин} = \frac{x^2}{2t_0 v^2}. \quad (IV.50)$$

Поправка  $\Delta t_{кин}$  в одной и той же точке профиля ( $x = \text{const}$ ), как следует из выражения (IV.50), зависит только от времени  $t_0$  прихода отраженной волны и скорости ее до отражающей границы, что и послужило основанием назвать ее кинематической. Гиперболический годограф отраженной волны после ввода кинематических поправок преобразуется в горизонтальную прямую, касающуюся на времени  $t_0$  гиперболического годографа; эту прямую можно рассматривать как график  $t_0(x)$  (см. рис. 49, а) от горизонтальной отражающей границы.

В случае наклонной отражающей границы в годограф вводят кинематические поправки такие же, как и при горизонтальной границе. Можно показать, что для не очень больших углов наклона границы годограф отраженной волны с кинематической поправкой (IV.50) преобразуется в наклонную прямую линию, которая касается исходного годографа на времени  $t_0$  (рис. 49, б). Такой исправленный годограф можно рассматривать как график  $t_0(x)$ , полученный от наклонной границы.

*Кинематическая поправка в годограф ОГТ.* Годограф ОГТ всегда симметричен относительно начала координат, а кривизна его зависит от абсолютной величины угла наклона границы и не зависит от знака угла (§ 43). Другими словами, годограф ОГТ будет таким же, как обычный продольный годограф отраженной волны от горизонтальной границы и однородной покрывающей среды, если в нем положить  $v = v_{\text{ОГТ}}$ . Следовательно, кинематическую поправку в годограф ОГТ можно записать в следующем виде:

$$\Delta t_{\text{кинОГТ}} = \frac{x^2}{2t_0 v_{\text{ОГТ}}^2} \quad (\text{IV.51})$$

После ввода кинематической поправки годограф ОГТ трансформируется в горизонтальную прямую линию  $t_0 = \text{const}$ , т. е. он определяет время пробега волны из одной общей точки отражения, находящейся под центром базы ОГТ (см. рис. 43). Это свойство спрямленного годографа ОГТ используется для горизонтального накаливания сейсмических записей ОГТ — их суммирования с введенными кинематическими поправками, в результате которого получают суммарные записи ОГТ, составляющие основу сейсмического метода ОГТ; более подробно о методе ОГТ будет сказано в § 49.

#### § 45. Методы сейсморазведки

Методы сейсморазведки классифицируются по различным признакам: типам регистрируемых волн (продольные, поперечные, обменные), классам волн (отраженные, головные, проходящие, дифрагированные, рефрагированные и т. д.), совокупности методических приемов полевых наблюдений и обработки полевых материалов, средам (поверхности) измерений (наземные, морские, в скважинах и т. д.), стадиям выполнения работ (глубинные сейсмические зондирования, региональные, поисковые, детальные), объектам разведки (поиски антиклинальных складок и других структурных ловушек нефти и газа — структурная сейсморазведка, прямые поиски залежей нефти и газа и т. д.) и др.

Основные методы сейсморазведки — метод продольных отраженных волн (МОВ) и метод продольных головных (преломленных) волн (МПВ). Применяются также метод поперечных отраженных волн, метод обменных проходящих волн и др. Внутри основных методов сейсморазведки выделяют различные модификации, которые часто в литературе называют методами, и среди них: в МОВ — метод общей глубинной точки отражения (метод ОГТ), метод регулируемого направленного приема сейсмических волн (метод РНП) и др.; в МПВ — корреляционный метод преломленных волн (КМПВ) и др.; при сейсмических исследованиях в глубо-

ких скважинах, в которых регистрируют проходящие, отраженные и другие волны, выделяют метод скважинной сейсморазведки (МСС), метод вертикального сейсмического профилирования (метод ВСП), метод обращенных годографов (МОГ) и др.

На изучении наиболее важных методов сейсморазведки и решаемых с их помощью геологоразведочных задачах мы остановимся в следующих (XI и XII) главах.

## Глава XI

### МЕТОДИКА И ТЕХНИКА СЕЙСМОРАЗВЕДКИ

#### § 46. Возбуждение сейсмических колебаний

Сейсмические колебания возбуждают взрывными и невзрывными способами. При применении взрывных способов сейсмические колебания возбуждают взрывами твердого взрывчатого вещества (ВВ) — тротила, динамита, аммонита и т. п. Возбуждение сейсмических колебаний невзрывными источниками может быть осуществлено ударными, пневмоударными, вибрационными и другими устройствами.

*Взрывные способы возбуждения.* При применении взрывных источников заряды твердого ВВ помещают в специально пробуренные неглубокие скважины или шурфы; иногда их подвешивают на шестах в воздухе (воздушные взрывы). Наиболее эффективен взрыв заряда в скважине при помещении его под зону малых скоростей (ЗМС), которая сложена рыхлыми выветренными породами и сильно поглощает энергию сейсмического взрыва. Большое значение для качества получаемого материала имеют упругие свойства пород, в которых помещен заряд. Лучшие условия возбуждения полезных волн обеспечиваются при взрывах в пластичных и обводненных песчано-глинистых породах. Чтобы направить достаточно интенсивную волну вниз, взрывную скважину после помещения в нее заряда заливают водой, промывочной жидкостью или засыпают грунтом.

Массу заряда выбирают такой, чтобы с учетом максимально возможного усилия сейсмических колебаний сейсмической аппаратурой можно было уверенно выделить волны от интересующих горизонтов изучаемого разреза. Однако нельзя большой заряд помещать в одну взрывную скважину, поскольку в этом случае создаются благоприятные условия для возникновения интенсивных низкочастотных волн-помех (поверхностных волн и др.). Поэтому большой заряд, как правило, распределяют по нескольким (группе) неглубоким близко расположенным одна от другой скважинам с обеспечением одновременного в них взрыва.

*Невзрывные способы возбуждения.* Большинство невзрывных источников возбуждения сейсмических колебаний на суше относится к поверхностным, т. е. колебания возбуждают непосредственно на дневной поверхности.

Принцип действия одного из невзрывных источников — импульсного источника — состоит в следующем. Сейсмический импульс создается детонацией газовой смеси пропана и кислорода в камере, имеющей контакт с грунтом. Общая масса установки может превышать 5—10 т. При взрыве газовой смеси многотонная масса установки практически остается неподвижной, а расширение газов передается через дно камеры в виде мощного импульса, возбуждающего в земле продольные сейсмические волны. Из находящихся в установке запасов кислорода и пропана взрывная камера по мере надобности вновь заполняется газовой смесью, в результате чего она готова к новому возбуждению. Вся установка смонтирована на тяжелом грузовике и может перемещаться по профилю наблюдений.

На другом принципе основан вибрационный источник. В нем упругие колебания в земле возбуждаются специальным вибратором, излучающим в течение длительного интервала времени (10—20 с) синусоидальные колебания, частота которых медленно изменяется со временем от 100 до 10 Гц. Вследствие большой длительности колебаний происходит наложение колебаний одной волны на другие, и в результате запись приобретает сложный неразрешенный характер. Обнаружить визуально на такой записи отраженные волны от каждой из границ не представляется возможным. Для того чтобы выделить каждую из волн порознь в составе полевой регистрирующей аппаратуры, необходимо иметь специальное устройство (коррелятор).

Особенность невзрывных источников — их сравнительно малая мощность; сейсмический эффект одиночного возбуждения будет примерно таким же, как при взрыве 50—100 г твердого ВВ в скважине. Для получения необходимого сейсмического эффекта в одной точке производят несколько возбуждений (ударов, вибраций), не изменяя положения точек приема. Полученные в каждой точке приема сейсмические записи от многих возбуждений суммируют (накапливают), что дает такой же эффект, как и увеличение массы заряда в скважине. Чтобы обеспечить такую же глубинность изучения разреза, как и с взрывными источниками, необходимо накапливать несколько десятков возбуждений (ударов, вибраций и т. п.).

При морских сейсморазведочных работах в целях охраны ихтиофауны практически исключено использование твердых ВВ. Сейсмические колебания на море возбуждают с помощью газовых, пневматических, электроискровых и других источников. При взрыве газовой смеси скорость детонации взрыва не-

велика, вследствие чего давление возникающей ударной волны на несколько порядков ниже, чем при взрыве твердых ВВ, что практически обеспечивает безопасность ихтиофауны. В пневматическом излучателе в специальную камеру, буксируемую за судном, по шлангам сжатый воздух. По электрическому сигналу с находящейся на борту судна сейсмостанции в камере излучателя мгновенно открывается выхлопное отверстие и сжатый воздух устремляется в воду — происходит пневмовыстрел. С помощью электроискрового излучателя через помещенные в воду электроды создается мощный электроискровой разряд. В результате электрогидравлического эффекта в воде образуется резкий импульс упругой (ударной) волны. Необходимая для создания разряда энергия накапливается в специальной батарее высоковольтных конденсаторов.

### § 47. Системы сейсмических наблюдений

Сейсмические наблюдения, обычно выполняют на продольных, реже на непродольных профилях. Продольным профилем называется сейсмический профиль, если источники и приемники размещаются на одной прямой линии. В случае непродольного профиля источники смещены относительно прямолинейного участка профиля наблюдений или сам профиль наблюдения искривлен (например, по дуге окружности).

Сейсмические профили подразделяются на разведочные и связующие. Разведочные профили по возможности располагают вкрест предполагаемого простираения изучаемых структур. Результаты наблюдений на них дают наиболее полную информацию о глубинном строении изучаемых разрезов. Связующие профили располагают перпендикулярно к разведочным, т. е. по простираению структур, и они предназначены для увязки материалов, полученных на разведочных профилях.

На каждом отдельном сейсмическом профиле пункты возбуждения (источники) и точки приема (база приема) расположены определенным образом и составляют систему наблюдений. Основными элементами системы наблюдений являются длина базы приема  $L$ , величина взрывного интервала  $l$ , кратность системы наблюдений  $N$ . Базой приема называется участок профиля, на котором выполнено наблюдение сейсмических волн из одного и того же источника возбуждения (пункта взрыва). Величина базы приема обычно равна или кратна величине расстоянки сейсмоприемников  $\delta X$ , которая определяется числом  $n$  сейсморегистрирующих каналов сейсмической станции и расстояниями  $\Delta x$  между соседними сейсмоприемниками

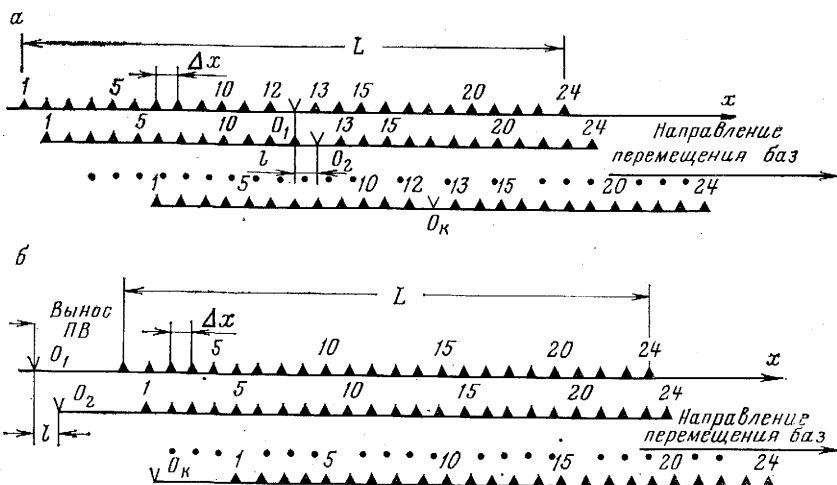


Рис. 50. Центральная (а) и фланговая (б) системы сейсмических наблюдений

на профиле. При одинаковых расстояниях между соседними точками приема

$$\delta X = (n - 1) \Delta x. \quad (\text{IV.52})$$

В ходе выполнения сейсмических наблюдений пункт взрыва и базу приема последовательно перемещают вдоль профиля каждый раз на величину взрывного интервала  $l$  — расстояния между соседними источниками (рис. 50). После перемещения базы часть ее остается в пределах прежнего своего положения. Необходимо сделать несколько перемещений базы приема по профилю, прежде чем она окажется за пределами первоначального положения. Перестановок базы потребуется сделать тем больше, чем больше отношение  $L/l$ . Отношение величины базы приема к удвоенной величине взрывного интервала  $L/2l = N$  называется к кратностью перекрытия системы сейсмических наблюдений. Например, при 12-кратном перекрытии необходимо будет сделать 24 перестановки базы, при 6-кратном — 12 перестановок, а при однократном, в котором базы приема перекрываются наполовину, только две перестановки.

В зависимости от взаимного расположения пунктов взрыва и базы приема расстановки подразделяют на центральные и фланговые. При центральной расстановке пункт взрыва всегда находится в ее центре (рис. 50, а), а при фланговой — на ее концах или вынесен за пределы расстановки (рис. 50, б).

Расстояния между соседними сейсмоприемниками в пределах базы приема выбирают экспериментально с учетом частот-



ного состава, кажущихся скоростей полезных волн и волн-помех, скоростной характеристики разреза, изменчивости поверхностных условий (рельеф, зона малых скоростей) и т. д. Должна приниматься во внимание также методика последующей обработки полевых материалов. Расстояния между соседними сейсмоприемниками в различных методах сейсморазведки варьируют в пределах 25—100 м.

При сейсморазведке МОВ используют как центральные, так и фланговые системы многократных перекрытий; например, при сейсморазведке методом ОГТ системы двенадцати- и даже двадцатичетырехкратных перекрытий. Системы наблюдений большой кратности обеспечивают большую глубинность и детальность освещения разреза. Вид расстановки — центральной или фланговой — выбирают по материалам специальных опытных работ применительно к конкретным сейсмогеологическим условиям изучаемого района.

Особенности систем наблюдений в методе головных (преломленных) волн состоят в следующем: головные волны можно регистрировать только за начальными точками годографов головных волн (см. § 43); необходимо, чтобы системы наблюдений позволяли выявлять рефракцию (см. § 42) сейсмических волн. По этим причинам в методе головных (преломленных) волн применяют преимущественно фланговые системы с выносными пунктами взрыва.

## § 48. Регистрация сейсмических колебаний

*Общие принципы регистрации сейсмических колебаний.* Регистрация или, как говорят, запись сейсмических колебаний осуществляется многоканальными сейсмическими станциями. Современные сейсмические станции имеют 24 или 48 каналов, что позволяет одновременно регистрировать сейсмические колебания в 24 или 48 точках профиля. В недалеком будущем для осуществления площадных сейсмических наблюдений, вероятно, появятся сейсмические станции с несколькими сотнями каналов.

Сейсмические колебания записываются на магнитной ленте с помощью сейсморегирующих каналов сейсмической станции. Каждый отдельный сейсморегирующий канал состоит из сейсмоприемника, сейсмического усилителя и записывающего устройства (магнитной головки). Воспроизведение с магнитной ленты сейсмических колебаний производится сейсмовоспроизводящим каналом. Сейсмовоспроизводящий канал состоит из считывающего устройства (магнитная головка), усилителя воспроизведения колебаний и устройства для записи сейсмических колебаний.

Регистрация сейсмических колебаний может выполняться в аналоговой или цифровой формах. Запись в аналоговой

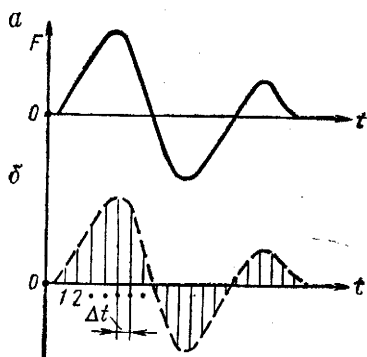


Рис. 51. Представление сейсмического колебания в аналоговой (а) и цифровой (б) формах

форме представлена непрерывной кривой, отражающей изменение амплитуды колебаний во времени (рис. 51, а). Запись в цифровой форме представлена в виде последовательности чисел, каждое из которых в двоичном коде определяет мгновенное значение сигнала в некоторый фиксированный момент времени (рис. 51, б). Чтобы передать информацию о сейсмических сигналах без искажений, мгновенные значения необходимо снимать через очень малые интервалы времени, называемые шагом дискретизации; обычно шаг дискретизации равен 1—2 мс.

Для цифровой регистрации сейсмических колебаний требуется более сложная и дорогая по сравнению с аналоговой записью электронная аппаратура. Тем не менее цифровая запись сейсмических колебаний почти полностью вытеснила аналоговую, поскольку она обеспечивает большую точность результатов сейсморазведки.

*Регистрация сейсмических колебаний в аналоговой форме.* Обобщенная схема регистрации сейсмических колебаний в аналоговой форме изображена на рис. 52.

Сейсмические волны, распространяющиеся в упругих средах, передают смещения частичек как внутри самой среды, так

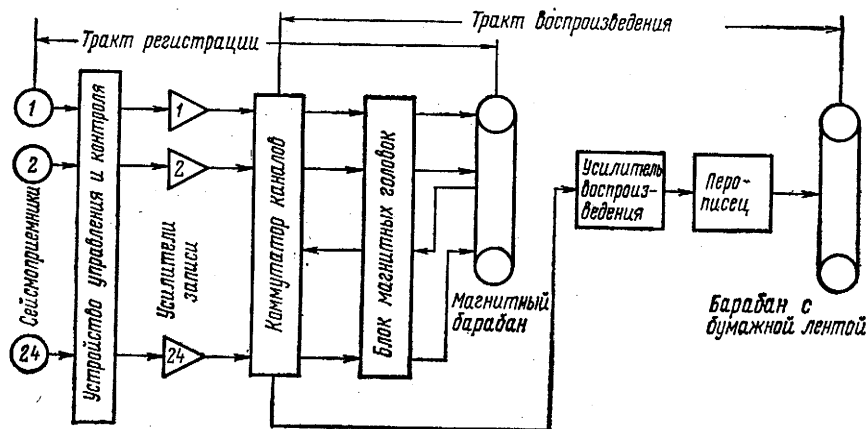


Рис. 52. Обобщенная схема регистрации сейсмических колебаний в аналоговой форме

и на ее поверхности. Для регистрации этих смещений используют приборы, называемые сейсмоприемниками. По конструкции различают сейсмоприемники, которые реагируют только на вертикальную компоненту движения среды (вертикальные сейсмоприемники) и только на горизонтальные компоненты (горизонтальные сейсмоприемники). Вертикальные сейсмоприемники предназначены для регистрации продольных сейсмических волн, а горизонтальные — поперечных волн.

Принятые чувствительной системой сейсмоприемника механические смещения почвы преобразуются в электрические напряжения. Для преобразования механических смещений в электрические напряжения в сейсмоприемнике служит электромеханический преобразователь. Первый электромеханический преобразователь был предложен акад. Б. Б. Голицыным. В настоящее время используют в основном преобразователи двух типов: электродинамические в сейсмоприемниках, предназначенных для приема сейсмических колебаний на суше, и пьезоэлектрические — при морской сейсморазведке.

Принцип работы преобразователя электродинамического типа вертикального сейсмоприемника показан на рис. 53. Преобразователь состоит из постоянного магнита 1 и катушки 2. Магнит впрессован в корпус 3 так, что он составляет с ним одно целое. Катушка играет роль инертной массы, поскольку она связана с корпусом через ленточные пружины 4. Механические смещения почвы принимает корпус сейсмоприемника, для чего обеспечивается его плотный контакт с почвой. В соответствии с механическими смещениями почвы корпус сейсмоприемника вместе с находящимся внутри него магнитом будет перемещаться относительно инертной массы — катушки. При этом в обмотках катушки будет наводиться электродвижущая сила, пропорциональная скорости движения корпуса. Чувствительность сейсмоприемника зависит от силы магнита и числа витков в катушке. Изготовление магнитных сердечников катушек из ферромагнитных сплавов, имеющих высокую магнитную восприимчивость, и весьма совершенная технология намотки витков позволили создать малогабаритные высокочувствительные сейсмоприемники, масса которых порядка 100 г.

В сейсмоприемниках пьезоэлектрического типа используется другой принцип. Некоторые кристаллы, называемые пьезоэлектриками, обладают, как известно, тем свойством, что под действием электрического поля в них возникают внутренние упругие напряжения — прямой пьезоэффект. Соответственно имеется и обратный пьезоэффект, который заключается в том, что механическое деформирование пьезоэлектрика сопровождается появлением на его гранях электрического напряжения, пропорционального величине возникающей деформации. К пьезоэлектрикам относятся кристаллы кварца, турмалина, титаната бария и др. В пьезоприемниках используют

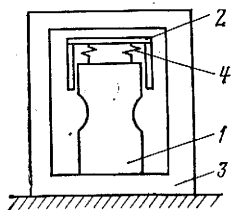


Рис. 53. Принцип механической системы электродинамического сейсмоприемника

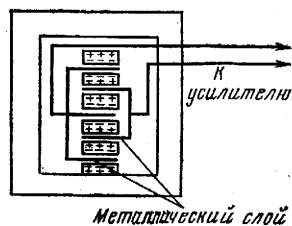


Рис. 54. Пьезоэлектрический сейсмоприемник

кристаллические пластины титаната бария. Обычно в одном приемнике соединено несколько кристаллических пластин, составляющих пьезобатарей (рис. 54). Внутреннюю и наружную поверхности пластин покрывают металлическим слоем, который является электродом. Распространение продольной сейсмической волны (см. § 39) представляет собой чередование зон сжатия и расширения. В зонах сжатия давление возрастает, а в зонах расширения — падает. Действие продольной сейсмической волны на пьезоприемник выразится в изменении давления на пластинах пьезоэлектрического материала, которое вызовет изменение электрического напряжения на выходе пьезоприемника. Таким образом, пьезоприемник является как бы датчиком электрического напряжения.

С выходов сейсмоприемников сейсмические колебания в виде электрических напряжений поступают на электронные усилители. Основное назначение усилителя — усилить в несколько десятков и даже сотен тысяч раз те слабые электрические напряжения, которые возникают на выходе сейсмоприемника. Сейсмический усилитель имеет программный (ПРУ) и автоматический (АРУ) регуляторы усиления. С помощью ПРУ обеспечивается возрастание коэффициента усиления усилителя со временем регистрации сейсмических колебаний. Это необходимо для компенсации ослабления отраженных волн от более глубоких горизонтов по сравнению с волнами, отразившимися от более мелких границ. Программа изменения коэффициента усиления при включенном ПРУ обычно задается по экспоненциальному закону (рис. 55, а), который примерно отражает закон ослабления отраженных волн со временем их прихода. На другом принципе основано действие АРУ, который поддерживает некоторый заданный уровень выходного напряжения усилителя вне зависимости от того, какое напряжение сигнала было на выходе сейсмоприемника. Принцип АРУ иллюстрирует рис. 55, б. На нем в виде восходящей прямой линии показана амплитудная характеристика усилителя без АРУ, т. е. когда напряжение на выходе усилителя  $U_{\text{вых}}$  прямо пропорционально напряжению на его входе  $U_{\text{вх}}$ . При включении

АРУ напряжения сигналов на выходе  $U_{\text{вых}}$  не могут превысить установленного конструкцией АРУ уровня, что на рисунке отражено в поведении второй кривой, асимптотически приближающейся к предельному значению  $U_n$  выходного напряжения независимо от величины входных напряжений.

Обычно регистрацию выполняют при совместном включении ПРУ и АРУ: ПРУ осуществляет регулировку записей сейсмических колебаний на малых временах, на которых регистрируются наиболее интенсивные волны, а АРУ обеспечивает регулировку уровня во всей ее остальной части.

Другая важная операция, которую выполняет сейсмический усилитель, — частотная фильтрация сейсмических колебаний. Частотную фильтрацию осуществляют с помощью фильтров верхних (ФВЧ) и нижних (ФНЧ) частот. Наиболее часто при регистрации сейсмических колебаний требуется необходимо подавить или ослабить интенсивные низкочастотные помехи, например поверхностные волны. Последние интерферируют с полезными отраженными волнами и мешают их выделению и прослеживанию. В некоторых случаях помехами оказываются высокочастотные сейсмические колебания — микросейсмы, возбуждаемые ветром, морским прибоем и другими источниками, многократные отраженные волны от дна моря (реверберация) и др. Чтобы обеспечить высокое качество полевых записей сейсмических колебаний, требуется применение переменной частотной фильтрации как со стороны нижних, так и со стороны верхних частот.

С выхода сейсмических усилителей электрические напряжения, в которые преобразованы сейсмические колебания, записывают на магнитную ленту. Магнитная запись сейсмических колебаний осуществляется в устройстве, называемом магнитным регистратором. В магнитном регистраторе обычно используют барабанный способ регистрации, при котором магнитную ленту (магнитный слой, нанесенный на эластичную

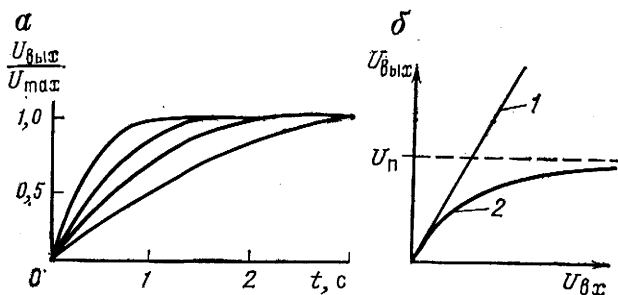


Рис. 55. Амплитудные характеристики сейсмического усилителя.

а — семейство амплитудных характеристик ПРУ; б — амплитудные характеристики усилителя без АРУ (1) и с АРУ (2)

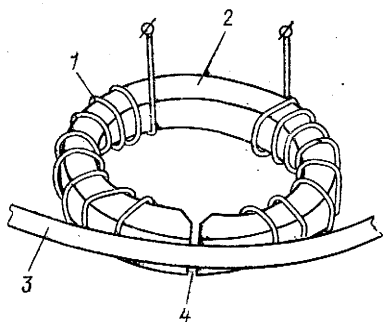


Рис. 56. Магнитная головка.  
1 — обмотка; 2 — сердечник; 3 — лента;  
4 — рабочий зазор

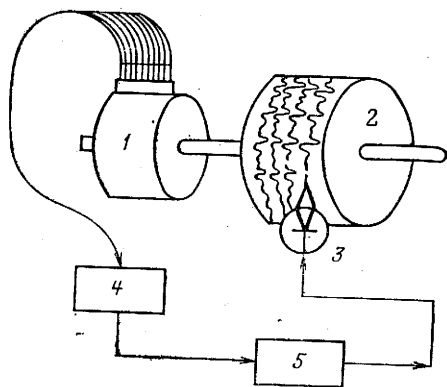


Рис. 57. Схема поканального воспроизведения сейсмических колебаний с магнитной ленты.

1 — магнитный барабан; 2 — барабан с бумажной лентой; 3 — перописущий гальванометр (перописец); 4 — коммутатор; 5 — усилитель воспроизведения

основу) натягивают вокруг барабана. В процессе записи барабан делает один полный оборот в течение точно выдерживаемого интервала времени.

Сейсмические колебания записываются на магнитную ленту с помощью магнитной головки. Магнитная головка (рис. 56) представляет собой электромагнит, создающий строго локализованное в небольшом объеме пространства магнитное поле. Она состоит из ферромагнитного сердечника, выполненного из сплава с высокой магнитной проницаемостью, на котором намотана обмотка. Сердечник имеет узкую щель — зазор, в котором и локализуется магнитное поле, создающееся при протекании в обмотке головки тока. Напряженность магнитного поля в первом приближении пропорциональна протекающему в обмотке головки току. В процессе записи магнитная лента движется со строго постоянной скоростью через сосредоточенное в зазоре магнитной головки магнитное поле. В результате происходит намагничивание узкой полосы (дорожки) магнитной ленты переменным магнитным полем в соответствии с записываемыми сейсмическими колебаниями.

Воспроизведение с магнитной ленты сейсмических колебаний осуществляется теми же магнитными головками и протяжной системой, что и при записи. Обычно сейсмические колебания считываются поочередно с дорожек магнитной ленты. Совокупность записей сейсмических колебаний, записанных с магнитной ленты на бумаге, называется сейсмолентой. Схема, иллюстрирующая поканальное воспроизведение сейсмических колебаний, изображена на рис. 57. Магнитный барабан 1 же-

ство скреплен с барабаном несколько большего диаметра 2 с натянутой бумажной лентой, на которую перописующим гальванометром (перописцем) 3 чернилами или электростатическим пером воспроизводятся сейсмические колебания. Магнитный и бумажный барабаны вращаются синхронно. С помощью коммутатора выходы магнитных головок поочередно подключаются к усилителю воспроизведения, который выполняет те же функции, что и усилители записи, но имеет гораздо больше характеристик: программ усиления, частотных характеристик фильтров и т. п. При скольжении по дорожкам магнитной ленты в обмотках магнитных головок наводятся токи, пропорциональные зарегистрированным сейсмическим колебаниям. Эти колебания усиливаются, регулируются по амплитуде с помощью ПРУ и АРУ и фильтруются в усилителе воспроизведения. За один оборот барабанов происходит перезапись колебаний с первой дорожки, за следующий оборот — со второй дорожки и т. д. Процесс получения сейсмоленды завершается после того, как будут перезаписаны на бумаге все 24 дорожки. Полевая сейсмоленда с записями отраженных волн изображена на рис. 58 (на ней буквой Р показаны записи колебаний прямой волны, а буквами  $R_1$ ,  $R_2$  и т. д. — записи колебаний отраженных волн).

*Регистрация сейсмических колебаний в цифровой форме.* Обобщенная схема регистрации сейсмических колебаний в цифровой форме приведена на рис. 59. По сравнению с регистрацией сейсмических колебаний в аналоговой форме цифровая запись имеет следующие особенности: предусматривается измерение мгновенных значений выходного напряжения сейсмических сигналов (дискретизация сигналов), формирование цифрового кода, соответствующего этому напряжению, и запись

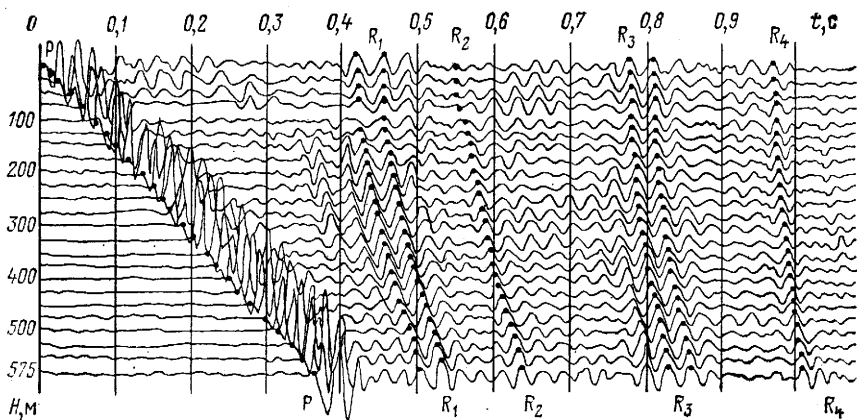


Рис. 58. Сейсмоленда с записями колебаний отраженных волн  $R_1$ ,  $R_2$ ,  $R_3$  и  $R_4$

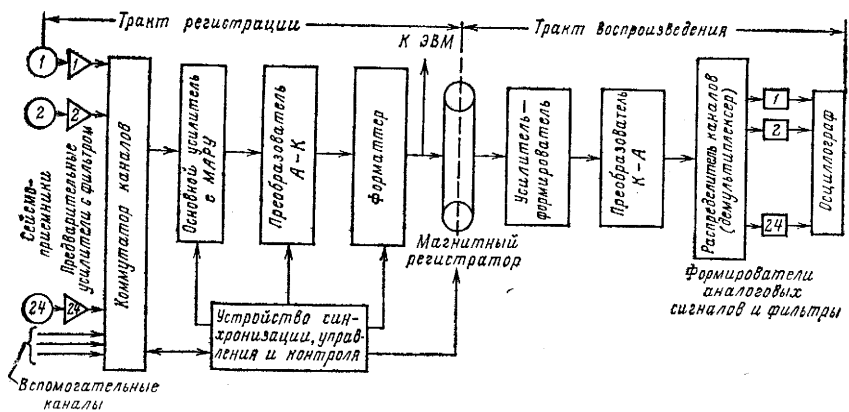


Рис. 59. Обобщенная схема регистрации сейсмических колебаний в цифровой форме

полученного кода на магнитной ленте. Сейсмические колебания, преобразованные сейсмоприемниками в непрерывные электрические напряжения, поступают на предварительные усилители, где они усиливаются, а при необходимости и фильтруются фильтрами верхних (ФВЧ) и нижних (ФНЧ) частот. С помощью быстродействующего электронного устройства — коммутатора каналов — поочередно подключается выход одного из усилителей для измерения мгновенных значений сигналов. Время, на которое подключается канал, во много раз меньше интервала времени между соседними выборками мгновенных значений сигналов. Поэтому за время между соседними выборками значений сигналов с одного канала имеется возможность выбирать их значения со всех остальных каналов. Подобная операция называется временным уплотнением записи. Таким образом, при временном уплотнении записи производится циклический опрос всех каналов: после первого канала опрашивается второй, затем третий и так до последнего, после чего цикл опроса повторяется. Временное уплотнение записи позволяет передавать информацию со всех каналов по одному каналу (мультиплексирование) и использовать для кодирования сигналов один преобразователь аналог—код. После дискретизации мгновенные значения со всех каналов по одному каналу поступают в основной усилитель с мгновенным автоматическим регулятором усиления (МАРУ). Применение МАРУ дает возможность регистрировать без искажений сейсмические сигналы в широком динамическом диапазоне, во много раз превышающем динамический диапазон регистрации сейсмических колебаний в аналоговой форме. С выхода основного усилителя сигналы поступают на преобразователь аналог—код, действующий по принципу последова-



тельного взвешивания: мгновенные значения сигналов сравниваются с эталонными уровнями; эталонное напряжение подбирается двоичными ступенями до тех пор, пока оно не сравняется с измеряемым напряжением сигнала (квантование сигнала). Квантованные значения сигналов преобразуются в двоичный код, который поступает в форматтер. Форматтер в соответствии с принятым форматом магнитной цифровой записи формирует все импульсы кода для записи на магнитной ленте магнитного регистратора или для непосредственной передачи в ЭВМ для обработки.

Для контроля качества получаемых цифровых сейсмических записей предусмотрено их воспроизведение в аналоговой форме. С этой целью в каждой цифровой сейсмической станции имеется тракт воспроизведения. Считанные с магнитной ленты кодовые сигналы поступают в усилитель, где после восстановления их динамического диапазона они подвергаются действию цифрового АРУ. С выхода усилителя сигналы поступают на преобразователь код—аналог, где они преобразуются в аналоговую форму. После демультимплексирования распределителем каналов аналоговые сигналы подвергаются фильтрации ФВЧ и ФНЧ, регулируются по амплитуде и регистрируются в осциллографе. Современные цифровые сейсмические станции обычно оснащены осциллографами, в которых сейсмические колебания записываются в видимой форме на электростатической бумаге.

*Регистрация сейсмических колебаний полевыми сейсмическими станциями.* Полевые сейсмические станции подразделяются на станции с аналоговой и цифровой записью сейсмических колебаний. Наиболее совершенная модель отечественной сейсмостанции с аналоговой записью — 24-канальная сейсмостанция СМОВ-0-24, предназначенная для регистрации сейсмических колебаний при работах методом отраженных волн. Полученные на этой станции магнитограммы с помощью преобразователя аналог—код можно вводить для обработки на ЭВМ.

В нашей стране и за рубежом созданы и непрерывно совершенствуются разнообразные модели цифровых сейсмических станций. Среди них весьма высокими характеристиками, отвечающими уровню мировых стандартов, обладают отечественные цифровые сейсмостанции ССЦ-3, «Волжанка», «Прогресс» и др.

Сейсмическая станция обычно представляет собой полевую передвижную лабораторию, аппаратные комплексы которой смонтированы в специальном кузове автомашины повышенной проходимости или каюте морского судна и т. п. Аппаратные комплексы, как правило, изготовлены в виде малогабаритных сравнительно небольшой массы блоков, что при необходимости позволяет их транспортировать вертолетом, вьючным способом и т. д. Питание электрических цепей станции осуществляется от аккумуляторных батарей.

## § 49. Интерференционные методы сейсморазведки

Интерференционные методы сейсморазведки основаны на суммировании сейсмических колебаний, воспринятых или возбужденных в различных точках. Интерференционные методы позволяют разделять волны, приходящие к линии профиля по различным направлениям, т. е. с разной кажущейся скоростью, и ослаблять нерегулярные волны-помехи. В зависимости от вида суммирования записей колебаний сейсмических волн выделяют следующие важнейшие интерференционные методы: 1) группирование сейсмоприемников и источников (взрывов); 2) метод общей глубинной точки отражения (метод ОГТ); 3) метод регулируемого направленного приема сейсмических волн (метод РНП).

**Группирование сейсмоприемников.** Пусть на некотором участке профиля (базе группирования) равномерно, т. е. на одинаковых расстояниях, расположены  $N$  сейсмоприемников, которые соединены между собой и подключены к одному усилителю. На выходе такой группы сейсмоприемников возникающие в каждом из них э. д. с. будут складываться. В результате происходит ослабление волн, приходящих к линии профиля по любому направлению, отличающемуся от вертикального.

Для пояснения направленного действия группы сейсмоприемников обратимся к рис. 60. На нем изображены четыре сейсмоприемника (1—4), равномерно размещенных на участке профиля  $\delta x$ , равном видимой длине поверхностной волны; пунктирными стрелками показаны направления смещений поверхностной волны, сплошными — отраженной волны. Поверхностная волна распространяется в горизонтальном направлении, т. е. вдоль профиля, в то время как отраженные волны приходят к профилю наблюдений по направлениям, близким к вертикальному. На выходе группы сейсмоприемников в любой момент времени суммарное колебание поверхностной волны оказывается близким к нулю. Это очевидно из того, что два из че-

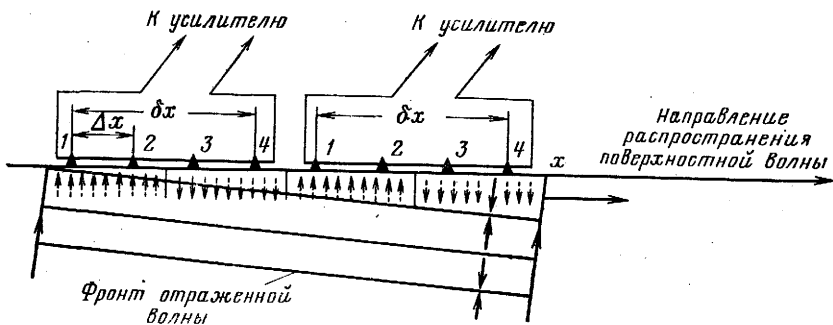


Рис. 60. Принцип ослабления группой сейсмоприемников поверхностной волны

тырех сейсмоприемников расположены на участке профиля, равном длине первой полуволны, и, следовательно, в один и тот же момент времени принимают колебания поверхностной волны одного знака, а два других, расположенных на участке профиля, равном длине второй полуволны, в тот же момент принимают колебания другого знака. Отраженные волны, проходящие по направлению, близкому к вертикальному, передают смещения всем сейсмоприемникам в один и тот же момент времени одного знака. Следовательно, на выходе группы сейсмоприемников колебания отраженных волн будут синфазно складываться.

Получены формулы для расчета величины базы группирования, а также числа сейсмоприемников в группе с целью подавления волн, проходящих по любому направлению, отличающемуся от вертикального, если известны их кажущиеся скорости и частотный состав. Число сейсмоприемников, подключаемых на каждый канал, зависит от интенсивности помехи, но обычно составляет 10—15. Имелись отдельные примеры, когда в группе использовалось до 100 сейсмоприемников и более.

Рассматривая направленное действие группы сейсмоприемников, мы полагали, что и полезные волны, и волны-помехи представляют собой регулярные колебания (регулярные волны), т. е. форма их колебаний сохраняется постоянной, а времена прихода и другие параметры известны. В сейсморазведке также регистрируются колебания, форма которых и времена регистрации изменяются случайным образом и не могут быть заранее предсказаны. Подобные сейсмические колебания называют случайными помехами. Примером случайных помех являются микросейсмы, возбуждаемые ветром, промышленными предприятиями и т. п. Они могут быть ослаблены группированием сейсмоприемников, но для расчета параметров групп требуется совершенно иной подход, основанный на теории вероятности и математической статистики. Статистический эффект группирования сейсмоприемников заключается в том, что группа ослабляет некоррелированные (чисто случайные) помехи в  $\sqrt{N}$  раз, где  $N$  — число сейсмоприемников в группе.

*Группирование источников.* Направленное действие группового источника аналогично направленному действию группы сейсмоприемников, имеющей те же параметры, что и групповой источник. Это следует из принципа взаимности в сейсморазведке, согласно которому, если поменять местами источник и приемник, сейсмические записи во взаимных точках оказываются тождественными. Следовательно, сейсмические колебания, пришедшие в данную точку профиля от группового источника, окажутся просуммированными точно так же, как они суммируются на выходе группы сейсмоприемников при точечном источнике возбуждения.

Статистический эффект группового источника равен  $\sqrt{M}$ , где  $M$  — число источников в группе. На практике часто применяют совместное группирование сейсмоприемников и источников, эффект направленного действия которого выше по сравнению с группированием сейсмоприемников или источников в отдельности. Статистический эффект совместного группирования источников и приемников равен  $\sqrt{MN}$ .

*Метод общей глубинной точки отражения (метод ОГТ).* Метод ОГТ основан на суммировании записей колебаний отраженных волн, зарегистрированных при многократном сейсмическом профилировании. Для суммирования отбирают записи, относящиеся к симметрично расположенным относительно некоторого общего центра (центра базы ОГТ) источников и приемников. В случае горизонтального залегания отражающей границы все суммируемые по методу ОГТ записи относятся к общей глубинной точке отражения, расположенной на этой границе под центром базы ОГТ (см. рис. 43).

Совокупность сейсмических записей, отобранных по схеме ОГТ, составляет сейсмоленгу ОГТ. Число суммируемых записей сейсмоленги ОГТ определяется отношением величины базы суммирования ОГТ  $L$  к величине взрывного интервала  $l$ :  $N = L/l$ . Наиболее часто в методе ОГТ используют системы наблюдений, которые обеспечивают суммирование 12 или 24 записей, хотя имеются отдельные примеры суммирования 48 записей и более.

Перед суммированием в каждую запись сейсмоленги ОГТ вводят кинематические поправки (см. § 44). Основное назначение кинематических поправок — устранить фазовые сдвиги в записях колебаний однократных отраженных волн, вызванные различием путей их пробега в разные точки базы ОГТ. При суммировании записей по методу ОГТ происходит усиление однократных отраженных волн и относительное ослабление волн-помех, главным образом многократных отраженных волн.

Принцип суммирования сейсмических записей методом ОГТ иллюстрирует рис. 61. На нем изображена сейсмоленга ОГТ с записями однократной 1 и многократной 2 отраженных волн (рис. 61, а). После ввода кинематических поправок в записи сейсмоленги ОГТ скорректированными по фазе окажутся только колебания однократной отраженной волны (рис. 61, б). Следовательно, суммарная запись однократной отраженной волны (рис. 61, в) по форме будет такой же, как и каждая из ее одиночных записей, но с амплитудой, в  $N$  раз большей ( $N$  — число суммируемых записей ОГТ). Результат суммирования колебаний многократной отраженной волны зависит от того, насколько они окажутся сдвинутыми относительно друг друга по фазе после ввода кинематических поправок, рассчитанных, как было сказано выше, на корректировку фаз колебаний однократных отраженных волн. При достаточно больших остаточ-

ных фазовых сдвигах колебаний многократной волны амплитуды суммарных записей многократной отраженной волны будут значительно меньше, чем у однократной волны (см. рис. 61, *в* и 61, *а*).

Совокупность суммарных записей ОГТ составляет временной сейсмический разрез ОГТ (более подробно о получении временного разреза ОГТ будет сказано в § 53).

Сейсморазведка методом ОГТ позволяет увеличить глубинность изучения разреза и повысить ее геологическую эффективность в районах, в которых регистрируются интенсивные многократные отраженные волны, а также в районах, где наблюдается большой фон нерегулярных волн-помех. Нерегулярные волны-помехи ослабляются методом ОГТ, так же как и группой сейсмоприемников или источников, в  $\sqrt{N}$  раз.

Метод регулируемого направленного приема сейсмических волн (метод РНП). Сейсмический метод РНП разработан коллективом сейсморазведчиков Московского института нефтехимической и газовой промышленности им. И. М. Губкина под руководством проф. Л. А. Рябинкина.

Основу сейсмического метода РНП составляют разновременное (с различными временными сдвигами) суммирование записей сейсмических колебаний и их частотная фильтрация. Суммирование выполняется на малых базах, величина которых не превышает 400 м. Это позволяет считать фронты суммируемых волн плоскими.

На рис. 62, *а* схематически изображена многоканальная запись сейсмических колебаний в последовательных точках сейсмического профиля наблюдений. На ней имеется несколько

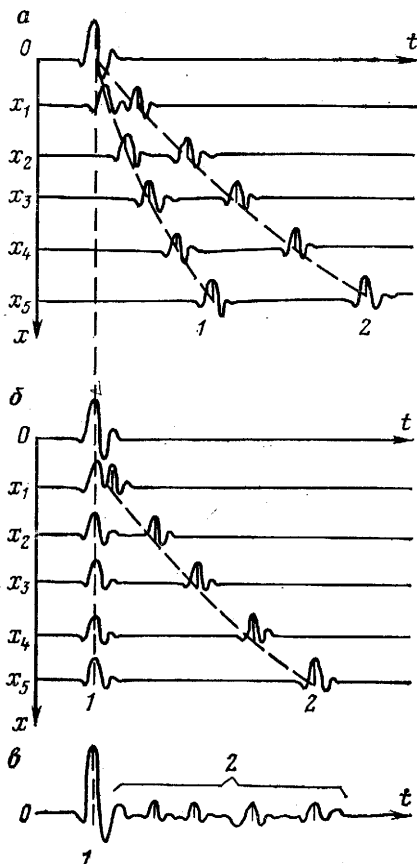


Рис. 61. Принцип ослабления многократных отраженных волн в методе ОГТ.

*а* — сейсмоленты ОГТ с записями однократной (1) и многократной (2) волн; *б* — записи колебаний однократной (1) и многократной (2) волн с введенными кинематическими поправками; *в* — результат суммирования записей колебаний, показанных на рис. 61, *б*

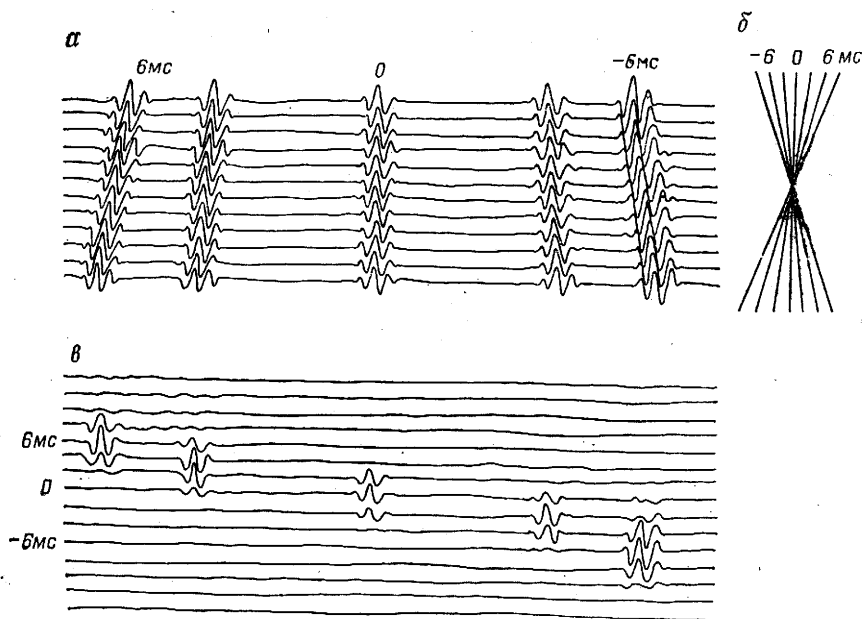


Рис. 62. Принцип получения суммоленты в методе РНП.

$\alpha$  — схематическая сейсмограмма с записями колебаний отраженных волн;  $\beta$  — линии разновременного суммирования;  $\nu$  — суммолента МРНП

волн с различными кажущимися скоростями или, что то же самое, с различными временами запаздывания относительно соседних записей. При суммировании по методу РНП линии суммирования (рис. 62,  $\beta$ ) поворачивают около центральной записи (запись, относящаяся к центру базы суммирования). В результате получают суммоленту МРНП (рис. 62,  $\nu$ ) с записями суммарных сигналов, различающихся направлением линии суммирования. Суммарный сигнал максимален при синфазном суммировании и оси синфазности волны. Последовательно изменяя с небольшим шагом наклон линии суммирования, обеспечивают синфазное суммирование всех зарегистрированных на сейсмограмме волн. Каждой волне на суммоленте МРНП соответствует характерное «разрастание» амплитуд суммарных записей (см. рис. 62,  $\nu$ ). Амплитуды уменьшаются по обе стороны от разрастания с максимальной амплитудой по мере увеличения угла между осью синфазности и линией суммирования.

Метод РНП позволяет выделять отдельно (разрешать) сейсмические волны, пришедшие к базе приема по разным направлениям приблизительно в одно и то же время и вследствие этого наложившиеся одна на другую. Разрешение волн в методе РНП базируется на способности формирования на суммо-

ленте МРНП записи с максимальной амплитудой всякий раз, как только наклон линии суммирования совпадает с наклоном оси синфазности одной из наложившихся волн.

Чтобы лучше понять, как происходит разрешение наложения волн в методе РНП, обратимся к рис. 63. На нем изображены записи колебаний двух отдельных волн, имеющих разные наклоны прямолинейных осей синфазности (рис. 63, а). Колебания каждой из этих волн сложены попарно. В результате получены сложные записи, на которых ни одна из отдельных волн не наблюдается в явном виде (рис. 63 б). Затем эти сложные записи просуммированы методом РНП. На суммоленге МРНП (рис. 63, в) каждая из волн выделена порознь: между суммарными записями с максимальными амплитудами (полученными при синфазном суммировании колебаний каждой из отдельных волн) имеются записи с малыми амплитудами (амплитудный пережим). Разрешенные волны на суммоленге МРНП легко обнаружить и определить их параметры. Эти волны используют для получения глубинного сейсмического разреза МРНП (см. § 54).

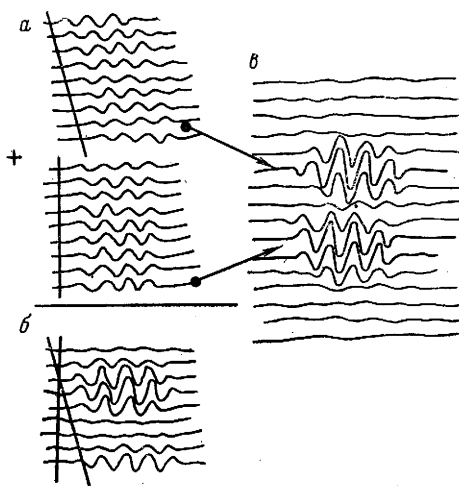


Рис. 63. Пример разрешения наложения волн в методе РНП.

а — исходные записи колебаний волн; б — результат их сложения; в — суммоленга МРНП

## § 50. Сейсмические исследования в глубоких скважинах

Основная особенность сейсмических исследований в глубоких скважинах состоит в том, что сейсмические колебания регистрируют на больших глубинах в условиях высоких температур и больших давлений. Поэтому требуются специальные термостойкие скважинные сейсмические приемники. Как правило, сейсмические исследования проводят в имеющихся глубоких разведочных скважинах. В отдельных случаях глубокие скважины могут быть пробурены специально для выполнения сейсмических исследований.

Кратко остановимся на основных модификациях сейсмических исследований в скважинах.

*Скважинная сейсморазведка.* Этот метод основан на изучении времени пробега проходящих волн и применяется для

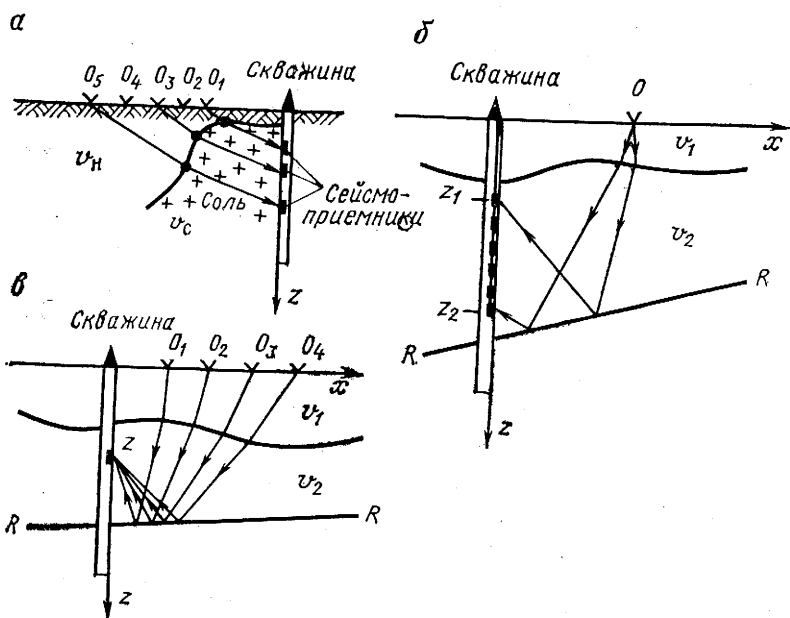


Рис. 64. Схема сейсмических наблюдений в глубоких скважинах.

а — методом скважинной сейсморазведки (МСС); б — методом вертикального сейсмического профилирования (ВСП); в — методом обращенных годографов (МОГ)

определения конфигурации сложно построенных структур: соляных куполов, рифов и т. п. Проходящие волны регистрируют в глубоких поисковых скважинах, пробуренных в своде структуры или вблизи ее крутого склона (рис. 64, а). Пункты взрыва располагают на радиально расходящихся от устья скважины профилях, длина которых составляет 3—4 км. Взрывной интервал задают в пределах 200—600 м.

На полученных записях сейсмических колебаний используют только проходящие волны, которые испытывают преломление на кровле структуры. Времена пробега волн к сейсмоприемникам существенно зависят от участка пути в среде с высокой скоростью распространения упругих колебаний, какой является, например, соль. Измерив времена, с учетом скорости распространения волны в надсолевых отложениях и в соли можно найти точки преломления лучей на ее поверхности, т. е. в конечном итоге определить конфигурацию крутого склона соляного купола.

*Вертикальное сейсмическое профилирование (метод ВСП).* В методе ВСП регистрация сейсмических колебаний рассчитана не только на проходящие сейсмические волны, которые наблюдаются в начальной части записи, но также и на отраженные волны, регистрируемые в последующей части записи. В методе



ВСП используют те же аппаратные средства и методические приемы, что и при сейсморазведке МОВ (частотная фильтрация, суммирование по методу ОГТ или методу РНП и т. д.). Работы по методу ВСП проводят с целью решения структурных геологических задач, изучения природы волновых полей и определения средних и пластовых скоростей. Схема наблюдений в методе ВСП показана на рис. 64, б. Изображены пути пробега отраженной волны от границы  $RR$  к вертикальной расстановке сейсмоприемников, находящейся в интервале глубин  $z_1—z_2$ ; источник расположен на поверхности в точке  $O$ , удаленной от вертикального профиля на некоторое расстояние  $x$ . Пример сейсмических записей ВСП, на которых наблюдаются однократные и многократные отраженные волны, приведен на рис. 65.

*Метод обращенных годографов (МОГ).* В МОГ упругие колебания последовательно возбуждают из разноудаленных источников, расположенных на земной поверхности, а регистрацию выполняют в определенном интервале глубин (рис. 64, в). При обработке полевых материалов сейсмические записи сортируют по общим глубинным точкам приема. Согласно принципу взаимности времена прихода волн из разных источников в одну и ту же глубинную точку приема будут такими же, как если бы в ней находился сам источник, а сейсмоприемники располагались бы на земной поверхности в местах действительных источников. Годограф, у которого времена регистрации волны в одной и той же глубинной точке приема отнесены к точкам, совмещенным с расположенными на земной поверхности источниками, называется *обращенным годографом*; отсюда и название метода — *метод обращенных годографов (МОГ)*. В МОГ из полевых сейсмических записей, относящихся к одной и той же глубинной точке приема, составляют сводные сейсмоленты МОГ. Дальнейшая их обработка аналогична обработке полевых материалов, полученных в наземной сейсморазведке.

## **§ 51. Выполнение полевых сейсморазведочных работ. Особенности сейсморазведочных работ на море**

В зависимости от характера решаемых геологоразведочных задач и плотности сейсмических наблюдений сейсморазведочные работы подразделяются на различные виды.

*Глубинное сейсмическое зондирование (ГСЗ).* Выполняют для изучения глубины и рельефа поверхности кристаллического фундамента и нижележащих слоев земной коры. ГСЗ основано на использовании волн, способных проникать на десятки километров в глубь земной коры, — преимущественно преломленных и обменных. Основные изучаемые границы: поверхность кристаллического фундамента ( $v_{\phi} \approx 6$  км/с), граница раздела

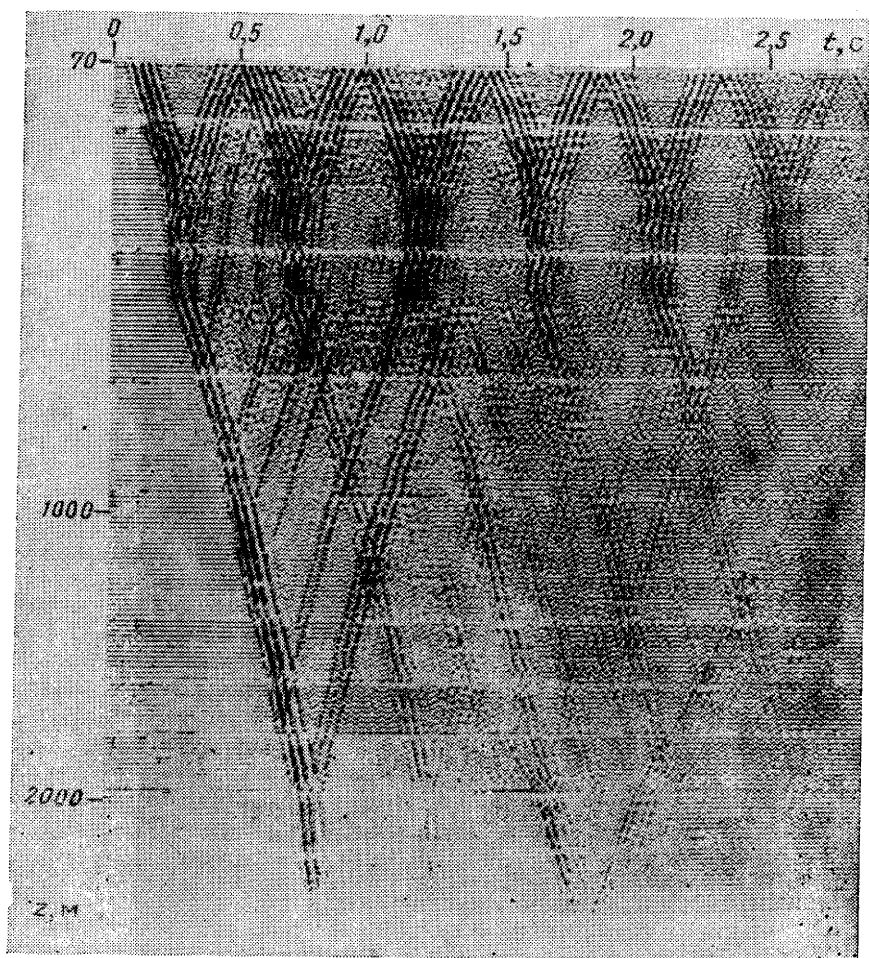


Рис. 65. Пример волновой картины, полученной методом ВСП, при регистрации однократных и многократных отраженных волн

между «гранитным» и «базальтовым» слоями — граница Конрада ( $v_k \approx 7$  км/с), подошва земной коры — граница Моховича ( $v_m \approx 8$  км/с).

*Региональные сейсморазведочные работы.* Выполняют с целью изучения особенностей глубинного строения отдельных крупных регионов: структуры пород кристаллического фундамента и мощности покрывающей его толщи осадочных пород, выявления крупных структурных осложнений в осадочном чехле (сводов, валов и т. п.) и др. При региональных сейсмических работах обычно используют комплексирование МПВ

и МОВ по отдельным весьма протяженным (до нескольких сотен километров) профилям-маршрутам, которые пересекают регион в наиболее важных в геологическом отношении направлениях.

*Поисковые сейсморазведочные работы.* Ставят на наиболее перспективных участках, выявленных в результате региональных работ. Такими участками могут быть зоны антиклинальных перегибов слоев, выклинивания горизонтов и т. п. Задачей при поисковых сейсморазведочных работах является обнаружение структурных форм, благоприятных для скопления полезных ископаемых. Например, при поисках месторождений нефти и газа главный интерес представляют выявление и локализация антиклинальных складок, зон стратиграфических и литологических несогласий и т. п. Основным методом при поисковых работах является МОВ.

*Детальные сейсморазведочные работы.* Выполняют с целью изучения локальных структур, выявленных в результате предшествовавших поисковых работ. Эти работы проводят по очень густой сетке профилей. Основная задача — изучение строения и подготовка под глубокое разведочное бурение перспективных площадей — антиклинальных складок, зон несогласного залегания горизонтов и т. п. При благоприятных сейсмогеологических условиях материалы детальных сейсморазведочных работ используют для прогнозирования геологического разреза (ПГР), в том числе полезных ископаемых (например, залежей нефти или газа). Детальные сейсморазведочные работы обычно выполняют сейсморазведкой методом отраженных волн; широко используют такие модификации МОВ, как методы общей глубинной точки отражения, регулируемого направленного приема сейсмических волн и др.

*Полевые сейсморазведочные работы.* Для выполнения полевых сейсморазведочных работ организуют сейсмическую партию (отряд). Ее оснащают необходимой сейсмической техникой и укомплектовывают техническим персоналом. Работы проводят согласно техническому проекту. Непосредственно на месте полевых работ проводят сейсмические наблюдения, буровые и взрывные работы (при применении взрывных источников), топографо-геодезические работы, а также предварительную обработку получаемых полевых материалов. Окончательно материалы партии обрабатывают в вычислительных центрах геофизических организаций (трестов, экспедиций и т. п.) на мощных электронных цифровых вычислительных машинах.

Сейсмические наблюдения выполняют на заранее разбитых на местности профилях. Согласно принятой схеме наблюдений устанавливают сейсмоприемники на профиле. Каждый сейсмоприемник подключают к сейсмическому кабелю (косе). После установки и присоединения сейсмоприемников к станции проверяют исправность сейсморегистрирующих каналов с помощью

контрольно-измерительных устройств сейсмостанции. После подготовки аппаратуры к приему взрыва производят (по команде с сейсмической станции) возбуждение и одновременную регистрацию записей сейсмических колебаний на магнитной ленте. Полученные полевые магнитограммы оценивают в отношении их пригодности для дальнейшей обработки. С этой целью записи с магнитограммы воспроизводят на бумагу (получают сейсмоленту) при экспериментально подобранных оптимальных параметрах сейсмовоспроизводящего канала (усиления, фильтрации и т. п.).

Закончив наблюдения на данной базе приема, сейсмоприемники и станцию перемещают на следующую базу приема. Для ускорения полевых работ применяют конвейерный способ развертывания станции, когда используются два (или более) комплекта сейсмоприемников и сейсмических кос. Это позволяет осуществлять предварительную размотку кос и установку сейсмоприемников на нескольких базах приема до прибытия на базу приема сейсмической станции. Для размотки и смотки кос используют специальные смоточные машины с барабанами для намотки кабеля.

При применении взрывных источников для заложения заряда ВВ заранее на профиле наблюдений бурят взрывные скважины. Глубина взрывных скважин определяется сейсмогеологическими и топографическими условиями и выбирается такой, чтобы обеспечивалось погружение заряда на оптимальную глубину. Взрывные работы состоят в подготовке, погружении заряда в скважину и подрыве его по команде с сейсмической станции. Величину заряда и глубину его погружения устанавливает геофизик-оператор сейсмостанции. При выполнении взрывных работ должны неукоснительно соблюдаться правила техники безопасности, предусмотренные правилами проведения взрывных работ. После окончания взрывных работ все оставшиеся после взрывов скважин котлованы, ямы и т. п. необходимо ликвидировать; должны быть приняты все меры для восстановления окружающей среды в таком виде, в каком она была до начала работ.

Топографо-геодезические работы состоят в подготовке, разбивке и привязке на местности сети сейсмических профилей, составлении топографической основы для сейсмических разрезов и структурных карт. В необходимых случаях с разрешения местных организаций подготавливают трассы и лесные просеки для передвижения сейсмической техники (сейсмостанций, буровых станков и т. п.).

*Особенности сейсморазведочных работ на море.* Сейсмические колебания принимаются многоканальной пьезосейсмографной установкой, которая буксируется судном. Для создания наилучших условий приема сейсмических волн пьезосейсмографную установку погружают на глубину, равную примерно четверти

видимой длины регистрируемых волн. Сейсмические колебания регистрируют в процессе непрерывного движения судна (со скоростью 3—7 км/ч). Пространственное положение приемной установки определяют с помощью специальных радионавигационных систем.

## Глава XII

### ОСНОВЫ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ДАННЫХ СЕЙСМОРАЗВЕДКИ

Интерпретация данных сейсморазведки объединяет все операции (процедуры), выполняемые с целью преобразования записей сейсмических колебаний в изображение сейсмологических границ и последующее геологическое истолкование полученных данных. Интерпретацию полевых материалов сейсморазведки условно подразделяют на два основных этапа: обработку полевых материалов и интерпретацию результатов обработки. Обработка материалов включает операции, необходимые для преобразования сейсмических записей во временной или глубинный сейсмические разрезы. Она полностью автоматизирована и выполняется с помощью ЭВМ. К интерпретации результатов обработки относятся выделение и прослеживание на временном или глубинном разрезах сейсмогеологических горизонтов, их стратификацию и увязку по площади работ, построение по ним структурных карт, схем и т. п. Динамические временные и глубинные сейсмические разрезы, а также полученные данные о распределении скоростей с глубиной и по площади используют для литологической характеристики пород изучаемого разреза, а в благоприятных условиях — и для прогноза о наличии в нем залежей полезных ископаемых (например, нефтегазовых залежей). На этапе интерпретации результатов обработки материалов сейсморазведки большую роль в принятии решений играет специалист-интерпретатор, хорошо разбирающийся как в геофизических, так и геологических аспектах решаемой разведочной задачи.

#### § 52. Выделение и прослеживание волн. Интерференция волн

*Модель сейсмической записи.* Для последующего изложения основ обработки и интерпретации полевых материалов сейсморазведки требуется более глубокое понимание вопроса: а что же представляет собой полевая запись сейсмических колебаний? Этот вопрос рассмотрим на примере модели сейсмической записи в случае упругой среды, включающей  $N$  слоев, разделенных между собою границами, на которых скачкообразно изменяется волновое сопротивление  $v_m \sigma_m$ . Как и во многих

практических задачах, ограничимся моделью горизонтально-слоистой среды (см. § 42).

Рассмотрим сначала одну сейсмическую запись (трассу), регистрируемую в некоторой произвольной точке  $x_i$  профиля наблюдений. Очевидно, в сейсморазведке МОВ она представляет сумму колебаний однократных отраженных волн от последовательности отражающих границ 1, 2, ...,  $N$ , которую будем называть полезными сигналами, и помех, к которым отнесем волны всех остальных классов (многократные, поверхностные микросейсмы и др.).

Сумму однократных отраженных волн можно записать в следующем виде:

$$F_{\Sigma}(t) = \sum_i A_i F_i(t_i), \quad (IV.53)$$

где  $A_i$  — амплитуды волн;  $F_i(t)$  — функция, определяющая форму колебаний;  $t_i$  — времена прихода каждой из волн.

С точностью до постоянного множителя амплитуды однократных волн можно выразить через произведение последовательности коэффициентов отражения  $k(t)$  на некоторую функцию  $A(t)$ , которая учитывает суммарное влияние расхождения фронта волны, неупругое поглощение и потери энергии волны на расположенных выше границах:

$$\sum_i A_i = A(t) k(t); \quad (IV.54)$$

здесь  $k(t)$  — функция распределения коэффициентов отражения во времени, или импульсная сейсмограмма;  $A(t) = \frac{A_0}{t} e^{-\beta t}$ , где  $A_0$  — амплитуда падающей волны;  $\beta$  — коэффициент затухания амплитуд волн.

В различные точки профиля наблюдений отраженная волна от одной и той же границы приходит с запаздыванием во времени, называемым кинематическим сдвигом волны  $\Delta t_{\text{кин}}$  (см. § 44). С учетом сказанного выражение (IV.54) следует переписать так:

$$\sum_i A_i = A(t, \Delta t_{\text{кин}}) k(t, \Delta t_{\text{кин}}). \quad (IV.55)$$

Многоканальная (многотрассовая) сейсмическая запись МОВ (см. § 48) представляет собой совокупность отдельных сейсмических записей (трасс), зарегистрированных при различном взаимном расположении источников и приемников. Рассчитанные для данного распределения коэффициента отражения  $k(t)$  многоканальные сейсмические записи называются модельными или синтетическими сейсмограммами.

Одной из задач при обработке записей сейсмических колебаний МОВ является получение данных о распределении коэффициентов отражения в изучаемом разрезе по времени отражения (импульсный временной разрез) или по глубине (глубинный разрез). Коэффициент отражения характеризует долю энергии отразившейся от той или иной сейсмогеологической границы волны. Данные о скоростях распространения волн в среде содержатся в величинах кинематических сдвигов волн  $\Delta t_{\text{кин}}$ .

Импульсный временной разрез  $k_x(t)$  представляет собой последовательность импульсных трасс, в которые введены кинематические поправки, относящиеся к равноудаленным (через промежутки  $\Delta x$ ) точкам профиля. Важное свойство такого разреза — локальная коррелируемость коэффициентов отражения по профилю протяженностью от нескольких десятков метров до нескольких километров. Это свойство вытекает из латеральной фацальной выдержанности реальных геологических разрезов в пределах более или менее протяженных зон.

*Выделение и прослеживание волн.* Для каждой выделенной на сейсмических записях волны могут быть измерены следующие параметры: время прихода  $t$ , амплитуда  $A$ , кинематический сдвиг  $\Delta t_{\text{кин}}$  или градиент времени  $\tau = 1/v_k$  и др.

Остановимся на времени прихода волны. В реальных условиях этот параметр всегда определяется с некоторой погрешностью. Точно его можно было бы измерить только в том случае, если бы полевые сейсмические записи представляли собой идеальные импульсные сейсмограммы, т. е. на них были бы зарегистрированы сейсмические сигналы, соответствующие моменту прихода переднего фронта волны (первые вступления). Реальные сейсмические записи представляют собой многофазные колебания конечной продолжительности  $T$  (см. рис. 58), форма которых зависит прежде всего от фильтрующих свойств среды и последующей обработки записей колебаний. На них определяют времена видимых фаз колебаний  $t_{\text{ф}}$ . Видимым фазам колебаний волны в сейсморазведке придается специальный смысл — фазы относят только к экстремальным точкам графика смещений (записи) волны. Другими словами, фазами называют первый, второй (и т. д.) максимумы и соответственно минимумы записи волны. Кривая, последовательно соединяющая точки моментов одинаковых видимых фаз на различных записях (трассах) сейсмоленты, называется осью синфазности колебаний. Оси синфазности соответствует годограф фаз колебаний, который не следует отождествлять с годографом вступлений волны. Для отдельной волны годографы вступлений и фаз колебаний параллельны. На этом свойстве основано введение поправки за фазу, с помощью которой наблюдаемые годографы фаз приводят к годографу вступлений волны.

На сейсмической записи, относящейся к какой-либо одной точке приема, установить, какая группа колебаний представляет

отдельную волну, затруднительно из-за наложения регулярных и нерегулярных волн. Всегда необходим анализ совокупностей записей, полученных при многоканальной регистрации сейсмических колебаний. Выделение и прослеживание на совокупностях сейсмических записей колебаний отдельной волны состоит не в формальном отсчете времени регистрации фаз (экстремумов) колебаний, а в использовании всех особенностей (признаков), которые позволяют отнести ту или иную группу колебаний к отдельной волне. Главные признаки выделения и прослеживания волн общие как для отраженных, так и головных (преломленных) волн; они следующие: интенсивность группы колебаний отдельной волны превышает некоторый фоновый уровень (амплитудный признак); сохраняются подобие формы колебаний (признак формы) и близость времен прихода волны в соседних точках профиля наблюдений (признак синфазности).

Амплитудный признак — группу колебаний можно отнести к отдельной волне только в том случае, если она характеризуется повышенными значениями видимых амплитуд среди предшествующих и последующих по времени нерегулярных колебаний. Для уверенного обнаружения отдельной волны отношение видимых амплитуд колебаний к амплитудам фона нерегулярных колебаний должно находиться в пределах не менее 2—3.

Признак формы — форма колебаний отдельной волны вдоль профиля наблюдений меняется медленно. Это значит, что соотношение видимых амплитуд, число видимых фаз и величина видимого периода на сравнительно небольших базах приема практически не изменяются.

Признак синфазности — вдоль профиля наблюдений время регистрации одной и той же видимой фазы (экстремума) группы колебаний в первом приближении изменяется по теоретическому годографу соответствующей волны: для отраженной волны — примерно по гиперболическому закону, головной (преломленной) волны — по прямой линии. Оси синфазности для разных видимых фаз колебаний параллельны.

Рассмотренные выше признаки рассчитаны на выделение и прослеживание волн в пределах короткого участка профиля (в пределах одного годографа). Системами полевых наблюдений (см. § 47) предусматривается регистрация сейсмических колебаний из разных источников возбуждения. Обнаружение волн от одних и тех же границ, но зарегистрированных из разных источников, основано на принципе взаимности: если поменять местами источник и приемник, то не изменятся время прихода волны и форма ее колебаний. В реальных условиях во взаимных точках строго выполняется лишь равенство времен прихода волны, тогда как в форме колебаний могут наблюдаться некоторые различия.



*Интерференция (наложение) сейсмических волн.* Основные трудности при обработке и интерпретации полевых материалов сейсморазведки связаны с наложением сейсмических колебаний, которое в той или иной степени осложняет любую полевую сейсмическую запись. Главные, но не единственные причины наложения волны: использование поверхностных источников возбуждения, вследствие чего возникают интенсивные поверхностные волны; дифференциация по упругим свойствам пород разреза, обуславливающая возникновение многократных отраженных волн на сильных границах; тонкая слоистость разреза, приводящая к наложению волн, отразившихся от кровли и подошвы тонких слоев; сложное глубинное строение отдельных районов — криволинейность границ, наличие дизъюнктивных нарушений, несогласное залегание горизонтов и их выклинивание, незеркальный характер границ и т. п.

Поверхностные волны наблюдаются на сейсмических записях в виде многофазных интенсивных групп колебаний с малой кажущейся скоростью (порядка 300—1000 м/с) и большими периодами (до 0,05 с и более). Вследствие малой скорости распространения и большой интенсивности поверхностные волны, приходящие в соседние точки профиля с большими запаздываниями во времени, осложняют практически всю полезную часть сейсмограмм МОВ и мешают выделению и прослеживанию на них отраженных волн.

В результате наложения волн, отразившихся от кровли и подошвы тонких слоев, регистрируются быстро изменяющиеся по форме, интенсивности и продолжительности многофазные группы колебаний, плохо сопоставляющиеся вдоль профиля наблюдений.

Особенности наложения многократных отраженных волн определяются главным образом тем, что их годографы обычно имеют несколько большую крутизну по сравнению с годографами однократных волн. На сейсмограммах многократные волны регистрируются в виде групп колебаний с аномально большими наклонами осей синфазности. Во многих случаях о регистрации многократных волн можно судить только на основании косвенных признаков, в частности по аномально большой длительности сейсмической записи.

В сложно построенных районах происходит наложение большого числа отраженных, дифрагированных и других волн, образовавшихся на криволинейных границах, в зонах тектонических нарушений и т. п.

В результате многочисленных и разнообразных явлений наложения волн волновая картина принимает настолько сложный характер, что сейсмические колебания полезных волн не удается визуально прослеживать даже на коротких участках, а сами полевые записи часто имеют вид нерегулярных или случайных колебаний. Поэтому при визуальном анализе сложных

сейсмических записей сам факт регистрации полезных волн однозначно установить не всегда можно. Лишь в процессе последующей цифровой обработки полевых записей с применением всего арсенала средств, обеспечивающих ослабление волн-помех и разрешение полезных волн (суммирование методами ОГТ, РНП и др.), удастся извлечь содержащуюся в них информацию о геологическом разрезе.

### § 53. Автоматическая (цифровая) обработка данных сейсморазведки. Получение временных разрезов МОВ и ОГТ и преобразование их в глубинные

Обработка полевых материалов сейсморазведки МОВ, выполняемая преимущественно с помощью цифровых ЭВМ, включает большое число разнообразных математических расчетов (операций): расчет цифровых фильтров, статических и кинематических поправок, скоростной анализ, суммирование сейсмических записей и т. д. На каждую операцию составляют свою математическую программу. Вся обработка состоит в выполнении с определенной последовательностью комплекса операций, предусмотренных данным способом обработки, — график обработки. Примерная схема цифровой обработки материалов сейсморазведки МОВ—ОГТ показана на рис. 66.

*Подготовка и ввод в ЭВМ полевых материалов.* Полевые материалы должны быть записаны (в случае необходимости

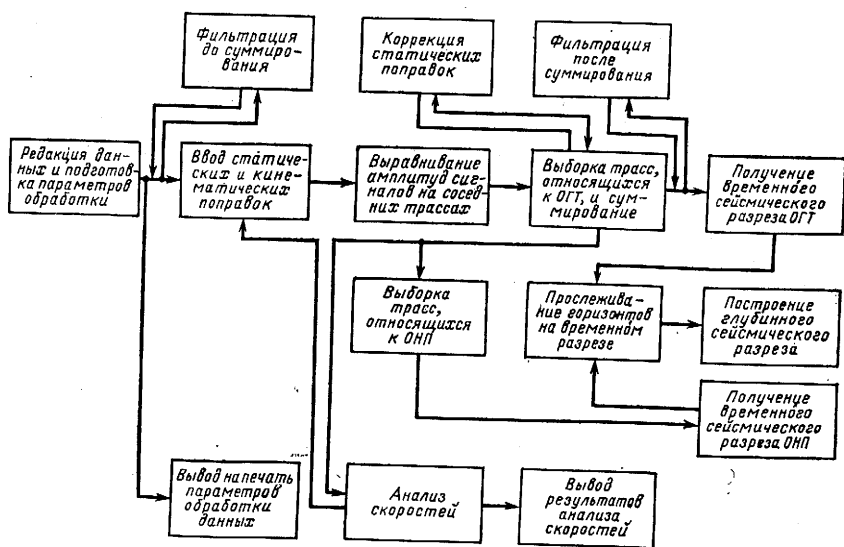


Рис. 66. Схема цифровой обработки данных сейсморазведки МОВ—ОГТ

перезаписаны в формате, пригодном для ввода данных в ЭВМ. Все данные заносятся в память машины, что позволяет вводить для обработки одну запись или несколько одновременно. Записываются и хранятся в памяти машины также такие сведения, как подлежащая обработке длина сейсмической записи, шаг дискретизации сигналов, априорные значения кинематических и других поправок и т. п. Программой ввода данных предусматривается исключение из обработки записей или отдельных участков, искаженных помехами несейсмического происхождения, восстановление правильной полярности колебаний, если полярность была перепутана в процессе выполнения полевых работ, и т. п.

Для контроля введенных данных производится их вывод на печать.

**Фильтрация сейсмических записей.** Цифровую фильтрацию сейсмических колебаний применяют как одно из обязательных средств выделения полезных волн. Как математическая операция цифровая фильтрация представляет собой преобразование введенных сейсмических записей с помощью некоторого математического оператора, называемого характеристикой цифрового фильтра. Подлежат фильтрации многие тысячи сейсмических записей, и легко себе представить, какой огромный объем вычислений приходится выполнять. Чтобы разгрузить ЭВМ от громоздких вычислений, используют специальные вычислительные устройства — спецпроцессоры. Спецпроцессоры выполняют только одну (или небольшое число) операцию, но с большим быстродействием. Для цифровой фильтрации сейсмических записей применяют спецпроцессоры, называемые конволверами (от английского слова «to convolve» — свертывать), и устройства для быстрого преобразования Фурье (БПФ).

**Накапливание сейсмических воздействий.** При полевых работах с маломощными невзрывными источниками сейсмический эффект одиночного возбуждения не может обеспечить необходимой глубинности изучения разреза. Поэтому производится накапливание воздействий от нескольких возбуждений (см. § 46). Программа накапливания предусматривает суммирование полевых записей, полученных от многих (несколько десятков) возбуждений в одной и той же точке профиля и зарегистрированных в одной и той же точке приема.

**Выравнивание амплитуд записей.** Несмотря на то что полевые сейсмические записи получают с применением регуляторов усиления (АРУ и ПРУ), средние уровни их амплитуд часто значительно различаются, несмотря на одинаковое усиление сейсморегистрирующих каналов. Программой выравнивания амплитуд записей предусматривается нахождение таких корректирующих коэффициентов, умножение на которые мгновенных значений сигналов со всех записей позволило бы выравнять

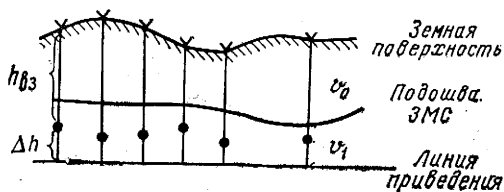


Рис. 67. Принцип расчета статических поправок во времена отраженных волн.

$$t_x = t_0 + \Delta t_{\text{кин}} + \Delta t_{\text{вз}} + \Delta t_{\text{п}}, \quad (\text{IV.56})$$

где  $t_0$  — время пробега волны по нормальному лучу;  $\Delta t_{\text{кин}}$  — временной сдвиг (кинематическая поправка) между данным и центральным (в точке  $x=0$ ) каналами;  $\Delta t_{\text{вз}}$  — поправка за пункт взрыва;  $\Delta t_{\text{п}}$  — поправка за пункт приема.

Искажения осей синфазности, обусловленные пересеченным рельефом, горизонтальными неоднородностями верхней части разреза (ЗМС) и рядом других причин, устраняются введением специальных поправок, названных статическими. Величина статических поправок в пределах одной сейсмической записи не зависит от времени, т. е. постоянна. Она имеет две главные части — поправку за пункт взрыва  $\Delta t_{\text{вз}}$  и поправку за пункт приема  $\Delta t_{\text{п}}$ . Принцип расчета этих поправок поясняет рис. 67. Поправка за пункт взрыва

$$\Delta t_{\text{вз}} = - \frac{\Delta h}{v_1}; \quad (\text{IV.57})$$

поправка за пункт приема

$$\Delta t_{\text{п}} = -t_{\text{в}} - \frac{\Delta h}{v_1}, \quad (\text{IV.58})$$

где  $t_{\text{в}}$  — вертикальное время в точке приема;  $\Delta h$  — расстояния от точки взрыва до линии приведения на пункте взрыва или пункте приема. Предварительные статические поправки рассчитываются по материалам измерения скоростей, выполненных по сейсмическим наблюдениям в специально пробуренных неглубоких скважинах, более или менее равномерно размещенных на профиле (сейсмические наблюдения в неглубоких скважинах называются микросейсмокаротажем). После ввода предварительных статических поправок остаются искажения осей синфазности, обусловленные недоучтенными изменениями скорости в горизонтальном направлении и другими причинами. Для их устранения определяют и вводят остаточные или корректирующие статические поправки.

Априорные кинематические поправки рассчитывают согласно выражению (IV.50) или (IV.51) по имеющемуся для данного района закону изменения средней скорости со време-

нем отражения  $t$ . Коррекцию кинематических поправок выполняют по данным, получаемым в процессе скоростного анализа.

*Скоростной анализ при цифровой обработке данных метода ОГТ.* Выше было показано (см. § 43), что одним из параметров, характеризующих кинематику волн на сейсмолите ОГТ, является скорость  $v_{\text{ОГТ}}$ : в случае однородной покрывающей среды и плоской отражающей границы этот параметр однозначно определяет гиперболический годограф ОГТ на данном времени  $t_0$ . Поэтому простейшая схема определения  $v_{\text{ОГТ}}$  по сейсмолитам ОГТ заключается в следующем. Для заданного набора значений  $v_{\text{ОГТ}_1}, v_{\text{ОГТ}_2}, \dots, v_{\text{ОГТ}_n}$ ,

охватывающих возможный диапазон значений  $v_{\text{ОГТ}}$ , зарегистрированных на сейсмолите ОГТ волн, рассчитывают кинематические поправки. Эти поправки вводят в каждую запись сейсмолиты ОГТ и отсчитанные значения исправленных записей суммируют. В результате получают суммолиantu ОГТ. Таким образом, суммолиantu ОГТ содержит  $n$  трасс, параметрами которых являются значения  $v_{\text{ОГТ}}$ . Когда для данного времени  $t_0$  кинематические поправки совпадают с кинематическими сдвигами зарегистрированной с тем же временем  $t_0$  отраженной волны, сигналы суммируются синфазно, т. е. суммарный сигнал имеет максимальную амплитуду. По таким суммарным сигналам с максимальными амплитудами можно определить скорости  $v_{\text{ОГТ}}$  во всем интересующем диапазоне значений  $t_0$ , в котором регистрируются отраженные волны.

Принцип определения  $v_{\text{ОГТ}}$  по суммолиantu ОГТ иллюстрирует рис. 68. На рисунке изображены исходные записи отраженных волн на сейсмолите ОГТ (рис. 68, а) и результат их суммирования при трех разных значениях  $v_{\text{ОГТ}}$  (рис. 68, б). Соответствующие годографы, по которым производилось суммирование, изображены точками, сплошной линией и пунктирной

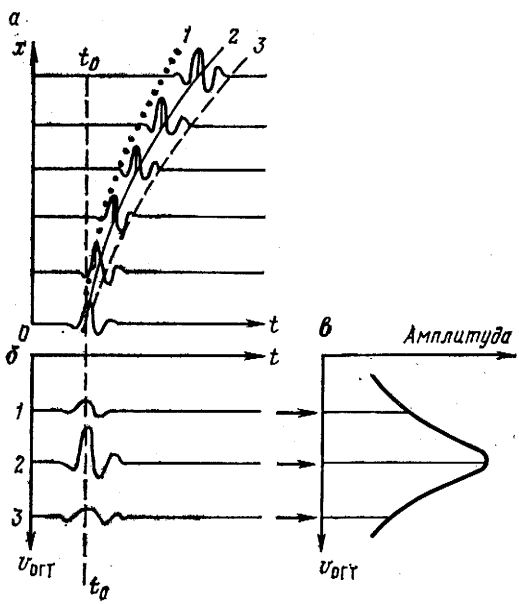


Рис. 68. Принцип определения скорости  $v_{\text{ОГТ}}$  по суммолиantu ОГТ.

$a$  — исходные записи отраженных волн на сейсмолите ОГТ;  $b$  — результат суммирования записей ( $a$ ) (1—3) с разными значениями  $v_{\text{ОГТ}}$ ;  $в$  — график распределения амплитуд суммарных записей суммолиantu ОГТ

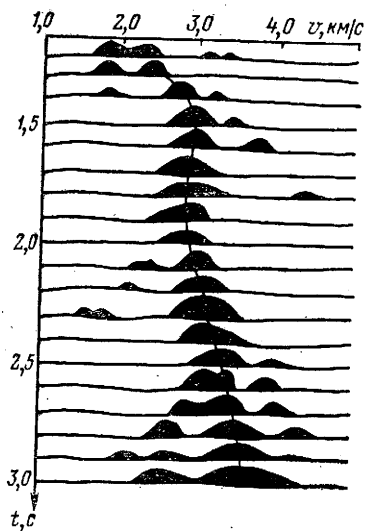


Рис. 69. Вертикальный скоростной спектр

линией. График распределения амплитуд суммарных сигналов, определенных на суммоэлементе ОГТ при трех разных значениях  $v_{огт}$ , показан на рис. 68, в.

Результаты скоростного анализа можно вывести на печать в виде спектров скоростей. Спектры скоростей характеризуют величину энергии суммарных колебаний на суммоэлементе ОГТ в зависимости от значений  $v_{огт}$  в кинематических поправках. Очевидно, максимальные значения энергии будут наблюдаться при значениях скорости  $v_{огт}$ , которые наилучшим образом обеспечивают спрямление годографов ОГТ и, следовательно, синфазное суммирование записей отраженных волн на сейсмолентах ОГТ. Результаты скоростного анализа можно выразить в функции вертикального времени  $t_0$  — вертикаль-

ные спектры (рис. 69), или в функции горизонтальной координаты  $x$  — горизонтальные спектры. При получении горизонтальных спектров скорости  $v_{огт}$  суммирование выполняют по вееру гипербол вдоль интересующей линии  $t_0(x)$ , которую предварительно прослеживают на временном разрезе ОГТ. Таким образом, горизонтальные спектры скорости  $v_{огт}$  характеризуют изменение скорости в горизонтальном направлении. Вертикальные и горизонтальные спектры скорости  $v_{огт}$  в последующем используют для составления скоростной модели среды.

*Определение эффективных скоростей.* Скорости можно также определять, используя обычные годографы отраженных волн. Скорости, определяемые по реальным годографам отраженных волн в предположении, что они гиперболические, называются эффективными и обозначаются  $v_{эф}$ . Эффективные скорости при цифровой обработке данных сейсморазведки МОВ можно находить в процессе получения временного разреза МОВ путем перебора скорости в кинематических поправках. Очевидно, наиболее четкое изображение сейсмических границ на временном разрезе МОВ будет наблюдаться в том случае, когда взятое значение скорости в кинематической поправке обеспечивает наилучшее спрямление гиперболического годографа отраженной волны. Следовательно, получая фрагменты временного разреза МОВ с перебором значений эффективных скоростей в кинематической поправке через малый интервал,

например через 100 м/с (2; 2,1; 2,2 км/с и т. д.), можно установить, при какой скорости соответствующая отражающая граница окажется сформированной наиболее четко. Такая оценка, выполняемая интерпретатором, до некоторой степени носит субъективный характер. По результатам перебора скоростей можно составить зависимости  $v_{эф}(t_0)$  и  $v_{эф}(x)$ . Существуют и другие способы определения эффективных скоростей.

*Получение временных разрезов и преобразование их в глубинные.* Для получения временного разреза МОВ используют сейсмические записи с введенными статическими и кинематическими поправками и относящиеся к системе однократного перекрытия (см. § 47). Данные о записях заносят в память ЭВМ в виде числовых массивов (матриц), содержащих мгновенные значения амплитуд  $A_i$  записей на фиксированных временах  $t_i$ . Эти данные выводят на печатающее устройство для изображения временного разреза на бумаге в виде совокупности последовательно расположенных по вертикали преобразованных сейсмических записей.

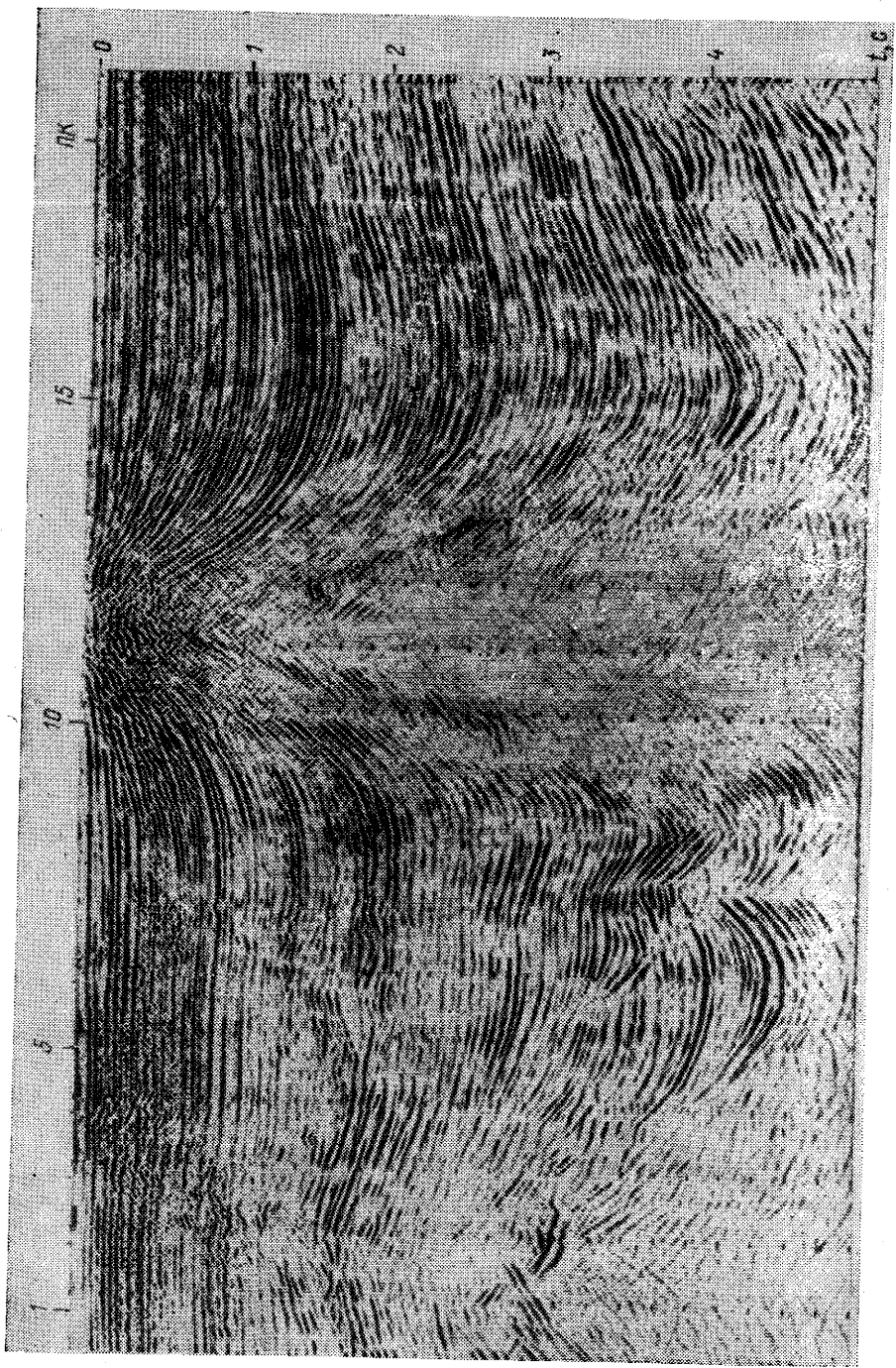
При получении временного разреза ОГТ вначале производят выборки сейсмических записей, относящихся к общим глубинным точкам отражения; затем в них вводят статические и кинематические поправки и суммируют. Временной разрез ОГТ образуют совокупности суммарных записей, относящихся к последовательности общих глубинных точек отражения. Внешне временной разрез ОГТ ничем не отличается от временного разреза МОВ. Пример временного разреза ОГТ приведен на рис. 70.

Получаемые изображения сейсмогеологических границ на временных разрезах МОВ и ОГТ обычно искажены за счет проявления сейсмического сноса (см. § 44). Этот недостаток устраняют в результате специальных преобразований временного разреза. Разработано несколько способов учета сейсмического сноса. Один из них основан на дифракционном преобразовании сейсмических записей (см. § 41) в изображения границ.

Наиболее четкую картину строения изучаемого разреза дает глубинный сейсмический разрез, поскольку при его получении наиболее полно можно учесть изменение скорости и сейсмический снос. Применяют различные способы преобразования временного разреза в глубинный. Остановимся на простейшем из них.

На плоскости временного разреза прослеживают (автоматически или визуально) отражающие горизонты с использованием признаков, о которых шла речь в § 52. Затем в фиксированных точках  $x_i$  определяют глубину до прослеженного отражающего горизонта по формуле

$$h_i = \frac{v_{ср} t_{0i}}{2}. \quad (IV.59)$$





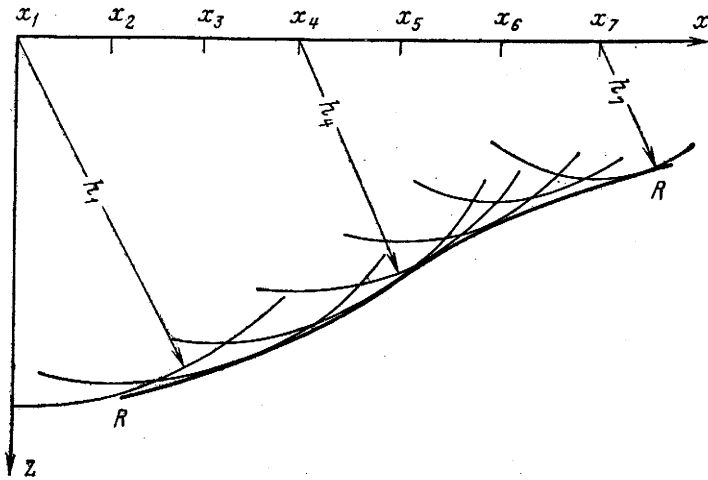


Рис. 71. Принцип построения отражающей границы способом  $t_0$

Изображение отражающего горизонта на плоскости глубинного разреза дает огибающая дуг окружностей радиусов  $r_i =$

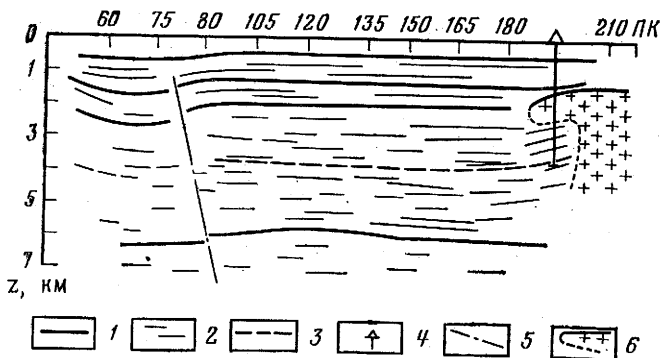


Рис. 72. Глубинный сейсмический разрез МОВ.

1 — опорные отражающие горизонты; 2 — отражающие площадки; 3 — условные отражающие горизонты; 4 — глубокие скважины; 5 — линии тектонических нарушений; 6 — положение кровли соли

$= h_i$  с центрами в точках  $x_i$  (рис. 71). Пример глубинного сейсмического разреза приведен на рис. 72.

## § 54. Особенности интерпретации данных метода регулируемого направленного приема сейсмических волн

Интерпретация данных сейсморазведки методом РНП включает выполнение таких общих операций любой цифровой обработки материалов сейсморазведки, как фильтрация, выравнивание амплитуд записей, введение и коррекция статических поправок и др. Специфическими операциями являются одновременное суммирование методом РНП (получение суммомент МРНП), выделение волн на суммолентах и измерение их параметров, определение природы выделенных волн и построение глубинного сейсмического разреза МРНП.

Типичная полевая суммолента МРНП изображена на рис. 73. Признаки, на которых основано выделение волн на суммолентах МРНП, следующие: каждая отдельная волна охарактеризована разрастанием амплитуд суммарных записей; число их ограничено (на рис. 73 пятью-шестью записями); экстремальные точки (фазы) суммарных колебаний расположены на вертикальных прямых (вертикальные оси синфазности).

Для каждой выделенной на суммоленте МРНП волны измерены три параметра: видимую амплитуду  $A_v$ , время прихода волны к центру базы суммирования  $t$  и временной сдвиг волны  $\delta t$  (временной сдвиг волны  $\delta t = t_n - t_1$  — разность времен прихода волны в крайние точки базы суммирования). При  $\delta t > 0$  временные сдвиги положительные и волны расположены в верхней половине суммоленты; при  $\delta t < 0$  временные сдвиги отрицательные и волны находятся в нижней половине суммоленты; когда сдвиги равны нулю, то соответствующие волны расположены в центральной части суммоленты.

По измеренным параметрам каждой из выделенных на суммоленте МРНП отраженных или дифрагированных волн можно определить координаты и углы наклона участков границ (элементарных площадок), на которых произошло отражение или дифракция волн. Результаты интерпретации данных метода РНП представляют в виде глубинных сейсмических разрезов, на которых отражающие границы изображены совокупностями элементарных площадок (рис. 74). При необходимости площадкам можно придать и динамический смысл: например, построенные по наиболее сильным волнам элементарные площадки изображать более яркими черточками, классифицировать площадки по частотному диапазону волн и др. Разработаны также способы представления данных метода РНП в виде динамических глубинных сейсмических разрезов, учитывающие интенсивности и другие особенности отраженных и дифрагированных волн.

Специфическая разрешающая способность метода РНП позволяет использовать для получения глубинного разреза больше

полезной информации, чем в других методах, а измеренные с высокой точностью параметры волн дают возможность получать изображения (кроме протяженных и гладких) также непротяженных и шероховатых (незеркальных) границ.

### § 55. Определение скоростной модели среды

Под скоростной моделью среды будем понимать совокупность пластов, каждый из которых охарактеризован постоянной в пределах соответствующего пласта скоростью распространения упругих колебаний. На скоростной модели среды основана интерпретация данных сейсморазведки и прежде всего преобразование временных разрезов в глубинные, а также получение сведений о литологии изучаемого разреза и др. Необходимые данные для составления скоростной модели среды в изучаемом районе получают по результатам обработки материалов сейсмических наблюдений в глубоких скважинах, материалам скоростного анализа, выполняемого в процессе цифровой обработки полевых материалов сейсморазведки МОВ, граничным скоростям и др.

*Определение пластовых и средних скоростей*

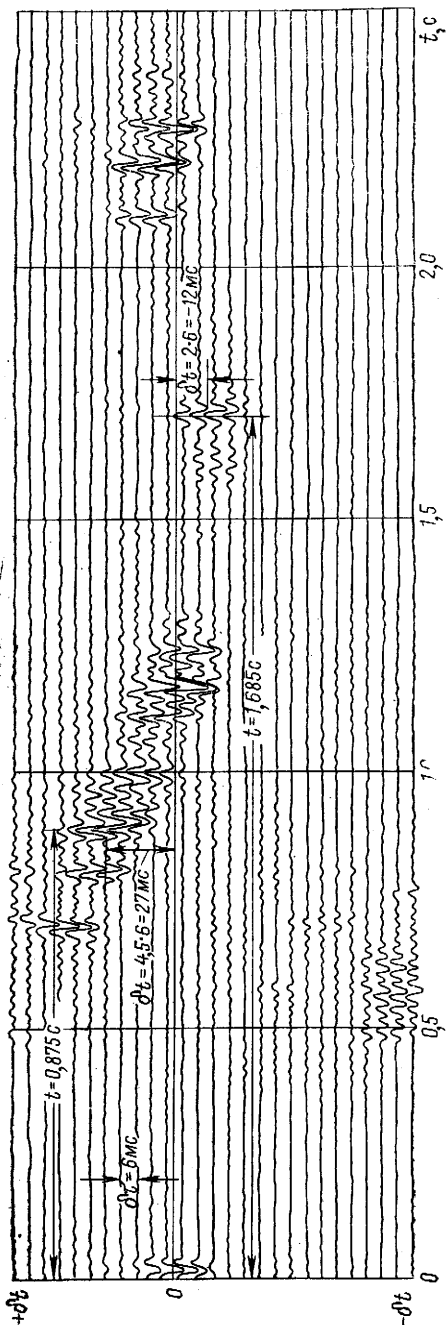


Рис. 73. Полевая суммограмма МРПП



Рис. 74. Глубинный сейсмический разрез МРМП

по материалам сейсмических наблюдений в скважинах. Пластовые и средние скорости определяют по записям проходящих волн, зарегистрированных в различных точках вертикального профиля, совмещенного со стволом глубокой скважины. С наибольшей возможной точностью, но не ниже 0,002—0,003 с, измеряют времена вступлений проходящих волн. Во времена вводят различные поправки: за глубину взрыва (если взрыв был в скважине), за отнесение источника от устья скважины и др. Совокупность исправленных значений времен первых вступлений проходящих волн составляет ее вертикальный годограф  $t(z)$ . Как было показано в § 43, в случае слоистого разреза вертикальный годограф проходящей волны представляет собой ломаную линию, наклон каждого звена которой характеризует пласт с определенной скоростью  $v$  (рис. 75). Пластовую скорость определяют по угловому коэффициенту соответствующего прямолинейного звена годографа по формуле

$$v_{пл} = \frac{z_{п} - z_{к}}{t_{п} - t_{к}} = \frac{\Delta z}{\Delta t} \quad (IV.60)$$

где  $z_{к}$  и  $t_{к}$ ,  $z_{п}$  и  $t_{п}$  — координаты точек излома вертикального годографа соответственно на кровле и подошве пласта. Средняя скорость на глубине  $z$

$$v_{ср} = \frac{z}{t_{в}}; \quad (IV.61)$$

здесь  $t_{в}$  — время пробега проходящей волны по вертикальному лучу. Значения средних скоростей представляют в виде таблиц или графиков (см. рис. 75)  $v_{ср}(z)$  и  $v_{ср}(t_{в})$ .

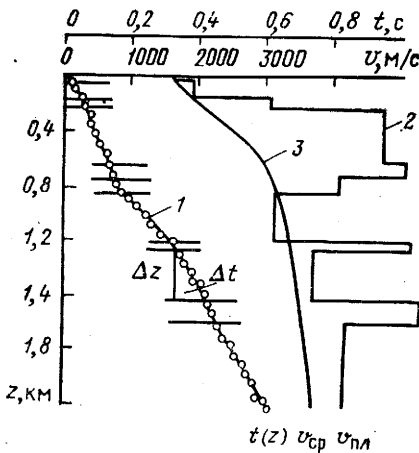


Рис. 75. Определение скоростной характеристики разреза по материалам сейсмических исследований в скважинах.

1 — вертикальные годографы проходящих волн; графики: 2 — пластовых скоростей, 3 — средней скорости

Нередко на графиках средней скорости наблюдается разброс отдельных значений, что противоречит существующим представлениям о плавном изменении средней скорости с глубиной (или временем  $t_b$ ). В этом случае точки графика сглаживают плавной кривой.

Определение скоростей по материалам сейсмических наблюдений в скважинах рассчитано на измерение времен колебаний проходящих волн в сейсмическом частотном диапазоне (20—100 Гц), т. е. на пласты сравнительно большой мощности (от 20 м и более).

Для изучения скоростной характеристики тонких пластов необходим более высокий диапазон частот. Разработан и применяется на практике метод изучения скоростной характеристики разреза на ультразвуковых частотах (в диапазоне 10 000—150 000 Гц), позволяющий получать сведения о непрерывном изменении истинной скорости с глубиной.

*Определение скоростной модели среды по данным сейсморазведки МОВ.* Исходными данными для определения скоростной модели среды являются зависимости  $v_{эф}(t_0)$  и  $v_{эф}(x)$ . Если используются данные скоростного анализа в виде вертикальных и горизонтальных спектров скоростей  $v_{огт}$ , то их необходимо предварительно пересчитать в значения  $v_{эф}$  согласно формуле (IV.35):

$$v_{эф} = v_{огт} \cdot \cos \varphi. \quad (IV.62)$$

Информацию об углах наклона  $\varphi$  границ раздела можно получить из временного разреза ОГТ, используя формулу

$$\operatorname{tg} \varphi = \frac{1}{2L} (\Delta_L t_0 v_{огт} + \Delta_L v_{огт} t_0), \quad (IV.63)$$

где  $\Delta_L t_0$ ,  $\Delta_L v_{огт}$  — приращение времени  $t_0$  и скорости  $v_{огт}$  по оси  $x$  на участке временного разреза на базе  $L$ .

Значения эффективной скорости  $v_{эф}$  пересчитываются в значения пластовой скорости  $v_{пл}$  по формуле

$$v_{пл} = \sqrt{\frac{v_{эф_{п}}^2 t_{0п} - v_{эф_{к}}^2 t_{0к}}{t_{0п} - t_{0к}}}, \quad (IV.64)$$

где индексами «к» и «п» обозначены кровля и подошва пласта.

Построенная по данным скоростного анализа модель распределения пластовых скоростей в изучаемом разрезе характеризуется примерно такой же точностью, как и их определения, выполненные по материалам сейсмокаротажа глубоких скважин. График пластовых скоростей согласно формуле (IV.22) легко пересчитать в графики средней скорости  $v_{ср}(t_0)$  и  $v_{ср}(z)$ .

*Определение граничных скоростей.* Граничной  $v_r$  скоростью называется скорость распространения фронта головной (преломленной) волны вдоль границы, на которой она

образовалась. Граничные скорости определяют по годографам головных волн. Они дают величину скорости в преломляющих пластах. Граничные скорости используют для литологической характеристики пород разреза, а также стратиграфической привязки преломляющих и отражающих границ. Способы определения граничных скоростей будут рассмотрены в следующем параграфе совместно с построением преломляющих границ.

### § 56. Интерпретация данных метода преломленных волн

При интерпретации полевых записей головных (преломленных) волн могут применяться два приема. В первом, простейшем приеме измеряют только времена первых вступлений головных волн, которые используют для получения годографов первых вступлений. Времена первых вступлений можно измерить, потому что при достаточно больших удалениях от источника возбуждения головные волны регистрируются раньше других волн (см. § 43). Применение первого приема возможно только для изучения неглубоко залегающих преломляющих границ, поскольку головные волны быстро затухают с расстоянием. Во втором приеме, как и при интерпретации данных метода отраженных волн, используют записи колебаний в последующей за вступлением части. Для выделения и прослеживания головных волн анализируют их динамические и кинематические особенности: амплитуды, форму колебаний, времена фаз колебаний и др. Изучение глубоко залегающих преломляющих границ основано на интерпретации годографов фаз, получаемых по результатам корреляционного прослеживания записей колебаний головных волн (см. § 52).

Наиболее точные и полные результаты получают в том случае, когда используют встречные увязанные во взаимных точках годографы головных волн. По годографам головных волн строят преломляющие границы и определяют граничные скорости.

Рассмотрим интерпретацию годографов головных волн, когда их встречные годографы приблизительно прямолинейны, т. е. преломляющая граница мало отличается от плоской, а покрывающая ее среда — от однородной. Продолжим годографы до пересечения с осью  $t$  и определим времена  $t_{01}$  и  $t_{02}$  (рис. 76). Глубина залегания границы под источниками  $h_1$  и  $h_2$ , как следует из выражения (IV.39), равна

$$h_1 = \frac{v_{cp} t_{01}}{2 \sqrt{1 - (v_{cp}/v_r)^2}},$$

$$h_2 = \frac{v_{cp} t_{02}}{2 \sqrt{1 - (v_{cp}/v_r)^2}}.$$
(IV.65)

Преломляющую границу проводим как общую касательную к полукружностям радиусов  $h_1$  и  $h_2$ , построенных соответственно

из центров  $O_1$  и  $O_2$ . Участок границы следует ограничить начальными лучами.

Граничные скорости  $v_T$  определяем по кажущимся скоростям, значения которых равны (см. рис. 76):

по прямому годографу  $\Gamma_1$

$$v_{k1} = \frac{\Delta x_1}{\Delta t_1} = \frac{v_{cp}}{\sin(i - \varphi)}; \quad (IV.66)$$

по обратному годографу

$\Gamma_2$

$$v_{k2} = \frac{\Delta x_2}{\Delta t_2} = -\frac{v_{cp}}{\sin(i + \varphi)}. \quad (IV.67)$$

Кажущаяся скорость по обратному годографу принята отрицательной, поскольку фронт волны движется в сторону, противоположную положительному направлению оси  $x$ .

Найдем

$$\left| \frac{1}{v_{k1}} \right| + \left| \frac{1}{v_{k2}} \right| = \frac{\sin(i - \varphi)}{v_{cp}} + \frac{\sin(i + \varphi)}{v_{cp}} = \frac{2 \sin i \cos \varphi}{v_{cp}}. \quad (IV.68)$$

Поскольку  $\frac{\sin i}{v_{cp}} = 1/v_r$ , то

$$\frac{1}{v_r} = \frac{1}{2 \cos \varphi} \left[ \left| \frac{1}{v_{k1}} \right| + \left| \frac{1}{v_{k2}} \right| \right]. \quad (IV.69)$$

Если углы наклона преломляющей границы не превышают  $10-15^\circ$ , то можно считать  $\cos \varphi = 1$  и пользоваться упрощенной формулой

$$\frac{1}{v_r} = \frac{1}{2} \left[ \left| \frac{1}{v_{k1}} \right| + \left| \frac{1}{v_{k2}} \right| \right]. \quad (IV.70)$$

### § 57. Построение структурных карт и схем по сейсмическим горизонталм

Окончательные результаты сейсморазведки представляют в виде структурных карт и схем, которые дают сведения о пространственном залегании изучаемых геологических структур. Основным содержанием структурной карты (схемы) являются изолинии равных глубин залегания сейсмических горизонтов. При сложном геологическом строении на карту наносят

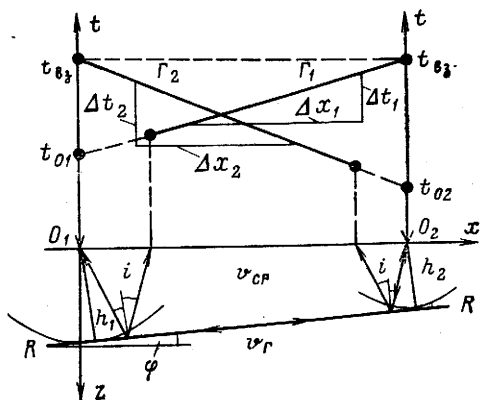


Рис. 76. Построение преломляющей границы по встречным годографам головных (преломленных) волн

также линии протрассированных тектонических нарушений, границы несогласий, оси складок и т. д. В отдельных случаях на картах выделяют зоны отсутствия отражений, которые могут быть связаны с особенностями геологического строения.

Горизонт, выбираемый для построения структурной карты, должен достаточно хорошо отображать наиболее существенные черты геологического строения и по возможности находиться в пределах той части разреза, к которой приурочены залежи нефти, газа или других полезных ископаемых. Число горизонтов, по которым строят структурные карты, определяется наличием угловых и азимутальных несогласий, а также эффективностью сейсморазведки в данном районе. При согласном залегании горизонтов можно ограничиться построением структурной карты по одному горизонту, характеризующему наиболее интересную в разведочном отношении часть разреза.

Перед построением структурной карты глубинные сейсмические разрезы по отдельным разведочным профилям должны быть увязаны между собой. Такую увязку осуществляют путем сопоставления глубин залегания сейсмических горизонтов на пересечениях разведочных и связующих профилей: в местах пересечения профилей глубины по нормали к горизонтам должны совпадать.

Структурные карты (схемы) строят по опорному или условному сейсмическим горизонтам. К опорным горизонтам относят горизонты, которые без существенных перерывов прослеживаются на большой территории, а записи сейсмических колебаний зарегистрированных от них волн имеют ряд характерных динамических и кинематических особенностей, позволяющих сравнительно легко опознать эти волны после небольших пропусков в их прослеживаемости. Опорные горизонты на глубинных сейсмических разрезах обычно изображают в виде утолщенных линий, а разрывы в их прослеживаемости соединяют точками.

В районах, где непрерывные сейсмические горизонты проследить не представляется возможным, на глубинном разрезе удается построить лишь отрезки границ различной протяженности (площадки). В подобных случаях структурные схемы строят по условным горизонтам. Условный горизонт строго не характеризует залегание какой-либо определенной сейсмической или геологической границы раздела, а представляет собой линию, наклон которой на соответствующем участке профиля наилучшим образом удовлетворяет наклонам определенной совокупности площадок. Глубину условного горизонта выбирают с таким расчетом, чтобы он располагался по возможности ближе к середине характеризуемой им толщи. Строго говоря, условный горизонт допустимо строить только при отсутствии в разрезе тектонических нарушений. Поэтому при проведении условного горизонта особое внимание обращают на при-



знаки, указывающие на возможное наличие тектонических нарушений: скопление разнонаклоненных коротких площадок, вертикальные смещения участков границ по обе стороны от нарушения и т. п. В целом же трассирование и увязка условных сейсмических горизонтов — один из наиболее сложных и ответственных заключительных этапов интерпретации, и ее выполнение поручают интерпретаторам, имеющим наибольший опыт работы. Должны также использоваться все доступные геолого-геофизические материалы по данному району. При наличии глубоких скважин на площади работ условный сейсмический горизонт привязывают к какой-либо конкретной геологической границе.

При небольших углах наклона (до  $10^\circ$ ) структурные карты строят в изовертикалях, используя значения глубин до данного сейсмического горизонта. При больших углах наклона горизонтов вначале определяют глубины по нормальям к горизонту и по ним строят карту в изонормальях. Карта в изонормальях является промежуточной; ее с помощью способа ортогональных профилей преобразуют в карту в изовертикалях.

Сечение изолиний на структурных картах выбирают с таким расчетом, чтобы на ней нашли отражение все интересующие особенности изучаемых структур и в то же время сечение не превышало неизбежных погрешностей интерпретации: обычно сечение не должно быть меньше удвоенной погрешности определения глубины сейсмического горизонта; в отдельных случаях, например, при разведке малоамплитудных структур и достаточно густой сети наблюдений, сечение принимают равным погрешности определения глубины. Масштаб структурных карт выбирают с учетом точности и детальности наблюдений, размеров изучаемых структур и сложности их строения.

Пример структурной карты по опорному сейсмическому горизонту приведен на рис. 77.

В районах, где закон изменения средней скорости достаточно надежно не изучен, результаты сейсморазведки могут быть представлены только временными разрезами и картой изолиний равных времен отражений  $t_0$  — картой изохрон отражения. Карту изохрон строят так же, как и обычную структурную карту, но по результатам прослеживания и увязки сейсмических горизонтов на временных сейсмических разрезах МОВ и ОГТ. Карта изохрон отражения качественно характеризует изменение глубины залегания отражающего горизонта: большим временам отражения соответствуют участки прогнозируемого, а малым временам — приподнятого залегания горизонта.

При известном законе изменения средней скорости в данном районе карту изохрон отражения легко пересчитать в структурную карту, используя известное соотношение  $h = \frac{v_{cp} t_0}{2}$ .

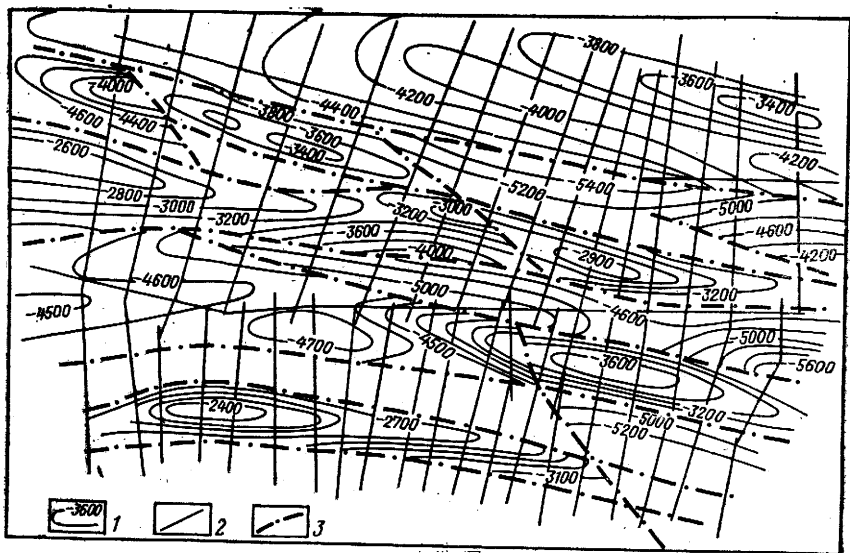


Рис. 77. Структурная карта по отражающему горизонту.

1 — изогипсы отражающего сейсмического горизонта (в м); 2 — сейсмические профили; 3 — линии тектонических нарушений

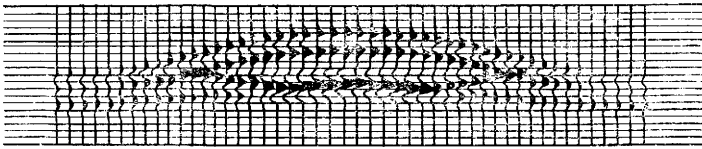
## § 58. Прямые поиски залежей нефти и газа сейсмическими методами

Поверхность раздела газ—вода или нефть—вода можно рассматривать как границу, на которой скачкообразно изменяется волновое сопротивление, т. е. от нее волны отражаются подобно отражению от любой другой отражающей границы. Другим поисковым признаком является повышенное поглощение сейсмических волн при прохождении их через толщи, насыщенные нефтью или газом. Экспериментально установлено, что коэффициент поглощения в общем случае растет пропорционально степени частоты, но для сравнительно низких сейсмических частот он пропорционален частоте ( $\alpha \approx f$ ). Отраженные и проходящие волны, распространяющиеся в толще горных пород, насыщенных водой, нефтью или газом, поглощаются в различной степени и это сказывается на их интенсивности (амплитудатадах), частотном (спектральном) составе и других характеристиках.

Два сейсмических эффекта — отражение от газонефтеводного контакта и повышенное поглощение упругих волн нефтегазовыми пластами — положены в основу прямых поисков месторождений нефти и газа сейсмическими методами.

При цифровой обработке материалов сейсморазведки, позволяющей наиболее полно использовать не только кинематические,

а



б



Рис. 78. Пример модельных сейсмических записей отраженных волн (а) над газонефтяной залежью (б).

1 — породы, насыщенные газом; 2 — породы, насыщенные нефтью; 3 — непродуктивные породы

но и динамические характеристики сейсмических волн, контуры нефтегазовых залежей на временных сейсмических разрезах МОВ или ОГТ при благоприятных условиях как бы обрисовываются наиболее интенсивными колебаниями, тогда как сама залежь находится в области «сейсмической тени» (формируется «яркое пятно»). Причиной формирования «яркого пятна» является возрастание по абсолютной величине коэффициента отражения от поверхности, приуроченной к кровле коллектора при замещении в нем воды нефтью или газом, в результате которого происходит увеличение амплитуд отраженных от кровли коллектора волн, а также повышенное поглощение волн, распространяющихся через нефтегазовую залежь. Пример «яркого пятна» на временном сейсмическом разрезе ОГТ, обусловленного нефтегазовой залежью, иллюстрирует рис. 78.

Поглощение сейсмических волн можно изучать непосредственно по полевым сейсмическим записям: амплитудам, частотным спектрам и др. Обычно трудно учесть ослабление энергии сейсмических волн за счет отражения и преломления их на промежуточных границах раздела упругих свойств. Поэтому вычисляемый параметр поглощения отличается от истинной величины коэффициента поглощения  $\alpha$  и называется коэффициентом затухания  $\beta$ . Коэффициент затухания  $\beta$  вычисляют для разных времен регистрации волн в разных точках профиля наблюдений и строят графики  $\beta(x)$ . На графиках  $\beta(x)$  особый интерес представляют зоны повышенного затухания (аномалии) сейсмических волн, которые могут быть вызваны нефтегазовыми залежами.

Однако необходимо заметить, что сам факт «яркого пятна» или аномалии  $\beta$  на каком-либо участке профиля наблюдений еще не указывает однозначно на наличие в изучаемом разрезе

нефтегазовой залежи. Эти явления сопутствуют нефтегазовым залежам; но они могут быть обусловлены также и фациальной изменчивостью пород в горизонтальном направлении: например, при замещении известняков песчаниками будет наблюдаться увеличение поглощения, как и при замещении в пласте воды нефтью или газом; повышенное поглощение упругих волн отмечается также в песчаных водоносных горизонтах с низким насыщением газа и т. п. Для получения более однозначных результатов необходимо использовать несколько геолого-геофизических параметров, характеризующих влияние нефтегазовой залежи.

## Раздел пятый

### РАДИОМЕТРИЧЕСКАЯ РАЗВЕДКА

Радиометрической разведкой называют группу методов, основанных на изучении различных проявлений естественной радиоактивности горных пород.

#### Глава XIII

### ФИЗИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ РАДИОМЕТРИЧЕСКОЙ РАЗВЕДКИ

#### § 59. Радиоактивность

Ядра некоторых изотопов могут самопроизвольно превращаться в ядра других элементов, высвобождая при этом энергию. Такой процесс превращений называется радиоактивностью. Превращение ядра обычно происходит путем излучения  $\alpha$ - или  $\beta$ -частицы ( $\alpha$ - и  $\beta$ -распад); реже наблюдается захват ядром одного из электронов оболочки атома (электронный захват). Каждый из видов распада может сопровождаться испусканием гамма-квантов. Альфа-лучи представляют собой поток ядер гелия (т. е. частиц, состоящих из двух протонов и двух нейтронов), а бета-лучи — поток быстрых электронов. Пробег  $\beta$ -частиц в твердых телах и жидкостях составляет обычно не более нескольких миллиметров, а пробег  $\alpha$ -частиц — в несколько сотен раз меньше.

Гамма-лучи представляют поток частиц («квантов») высокочастотного электромагнитного излучения. Пробег  $\gamma$ -квантов в веществе в несколько десятков раз превышает пробег  $\beta$ -частиц той же энергии.

Энергию гамма-квантов и других ядерных частиц принято выражать в единицах мегаэлектрон-вольт (МэВ). Периодом полураспада  $T$  называют время, в течение которого

распадается в среднем половина атомов радиоактивного изотопа.

Количественной характеристикой радиоактивности некоторого вещества (препарата) является активность, т. е. число распадов за единицу времени. Для данного радиоактивного изотопа количество  $A$  распадов за 1 с прямо пропорционально числу его атомов  $N$ , т. е.

$$A = \lambda N. \quad (V.1)$$

Коэффициент пропорциональности  $\lambda$ , называемый постоянной распада, связан с периодом полураспада соотношением

$$\lambda = \frac{0,693}{T}. \quad (V.2)$$

За единицу радиоактивности, называемую кюри (Ки), принимается активность препарата, в котором происходит  $3,7 \cdot 10^{10}$  распадов за 1 с — столько же, сколько в 1 г радия  $^{226}\text{Ra}$ . При изучении радиоактивности горных пород чаще используют удельную радиоактивность (т. е. активность 1 г горной породы), измеряемую обычно в микрокюри на 1 г породы (мКи/г).

Поскольку энергия и количество гамма-квантов на один распад различны для разных радиоактивных изотопов, величина радиоактивности в кюри недостаточна для суждения о гамма-активности вещества. Для характеристики последней вводят специальную единицу — гамма-грамм-эквивалент радия ( $\gamma$ -г $\times$  экв. Ра). Это активность препарата, гамма-излучение которого обладает такой же ионизирующей способностью, что и излучение 1 г радия (в равновесии с продуктами его распада) после прохождения через платиновый фильтр толщиной 0,5 мм.

Интенсивность гамма-излучения в данной точке пространства принято характеризовать величиной, называемой дозой и определяемой через заряд, возникающий в единице массы вещества в результате его ионизации излучением. Доза, создаваемая в единицу времени, называется мощностью дозы. Единица дозы в системе СИ — Кл/кг, мощности дозы — А/кг.

Иногда радиоактивный изотоп, распадаясь, образует новый радиоактивный изотоп, продукт распада которого также радиоактивен и т. д., пока после ряда радиоактивных распадов не образуется некоторый стабильный изотоп. Радиоактивные изотопы, являющиеся продуктом последовательного распада, начинающегося с некоторого родоначальника, составляют радиоактивное семейство (радиоактивный ряд) последнего. В природе известны радиоактивные семейства урана ( $^{238}\text{U}$ ), актиноурана ( $^{235}\text{U}$ ) и тория ( $^{232}\text{Th}$ ). Для всех этих семейств период полураспада родоначальника сопоставим с возрастом земного вещества ( $\sim 10^9$  лет). Период полураспада промежуточных членов ряда  $T_i$  ( $i = 2, 3, \dots$ ) не превышает  $2,5 \cdot 10^5$  лет; их присут-

ствии на Земле обусловлено постоянным их образованием за счет распада родоначальника семейства.

Из курса ядерной физики известно, что при  $T_i \ll T_1$  ( $i=2, 3, \dots$ ) через некоторое время в замкнутой системе достигается состояние, называемое радиоактивным равновесием и характеризующееся тем, что активности всех членов ряда оказываются практически равны:

$$A_i = A_1; \quad i=2, 3, \dots$$

Это значит, что в замкнутой системе распад данного изотопа компенсируется его возникновением за счет распада предыдущего члена ряда. При этом отношение числа изотопов данного члена ряда к числу изотопов родоначальника равно отношению периодов их полураспада. Так как  $T_i \ll T_1$ , то содержание промежуточных членов ряда в смеси изотопов оказывается намного порядков меньше содержания родоначальника. Так, содержание в 1 г урана наиболее долгоживущего его продукта распада  $^{234}\text{U}$  составляет всего 0,05 мг, радия ( $^{226}\text{Ra}$ ) — 0,33 мкг и т. д.

### § 60. Естественные радиоактивные элементы и их распределение в земной коре

На Земле встречается более 50 естественных радиоактивных изотопов, большинство из которых входит в состав радиоактивных семейств урана, актиноурана и тория. Другим распространенным радиоактивным изотопом является  $^{40}_{19}\text{K}$ , составляющий 0,012 % от естественного калия.

Таким образом, радиоактивность горных пород обусловлена в основном тремя группами радиоактивных элементов — элементы рядов урана и тория и радиоактивный калий. Среди изотопов семейств урана и тория имеются как альфа-, так и бета-излучатели. Радиоактивный калий распадается частично в результате бета-распада (88 %), частично электронного захвата. Большинство радиоактивных изотопов испускает также гамма-излучение, интенсивность которого для различных изотопов различна. Так, все члены уранового ряда от  $^{238}\text{U}$  до  $^{226}\text{Ra}$  дают очень слабое гамма-излучение (всего 2 % от интенсивности гамма-излучения уранового ряда). Основное гамма-излучение этого ряда обусловлено продуктами распада радия ( $^{226}\text{Ra}$ ). Спектр  $\gamma$ -излучения изотопов калия, семейства урана и тория заметно различается, что позволяет использовать спектрометрию  $\gamma$ -излучения для отдельного определения указанных трех групп изотопов. Энергия гамма-излучения калия — 1,46 МэВ; наиболее интенсивные линии семейств урана — 0,093; 0,294; 0,350; 0,607; 1,12; 1,76 МэВ; тория — 0,238; 0,582; 0,907; 2,62 МэВ. По своей гамма-активности 1 г естественного калия эквивалентен  $0,52 \times 10^{-10}$  г Ra. Радиевые эквиваленты урана и тория (в равнове-

сни с их продуктами распада) составляют соответственно 0,33 и 0,14 мкг·экв. Ra/г.

Для отдельного определения содержания урана и тория в образцах горных пород можно также использовать различие спектра альфа-излучения и различие соотношения гамма- и бета-излучения в двух семействах.

В семействах U, AcU и Th имеются газообразные изотопы — соответственно радон ( $^{222}\text{Rn}$ ), актинон ( $^{219}\text{Rn}$ , обозначаемый также An), торон ( $^{220}\text{Rn}$ , обозначаемый также Tn). Эти газообразные продукты, называемые эманациями, могут в некоторых условиях сравнительно легко выноситься из горной породы, нарушая радиоактивное равновесие между изотопами, следующими за эманациями и предшествующими им.

Наибольшей радиоактивностью [в среднем  $(4 \div 6) \cdot 10^{-12}$  г × экв. Ra/г], не считая руд радиоактивных элементов, обладают кислые изверженные породы, например, граниты. Активность средних пород в среднем в 2 раза, основных — в 3 раза, ультраосновных в 6—7 раз меньше активности кислых.

Среди осадочных пород наибольшей радиоактивностью (до  $50 \cdot 10^{-12}$  г·экв. Ra/г) обладают калийные соли и фосфориты, наименьшей — другие хемогенные породы (каменная соль, гипс, ангидрит, известняки химического отложения). Высокой радиоактивностью, близкой к средней радиоактивности гранитов, обладают глины, промежуточной активностью — песчаники и известняки.

Радиоактивность наиболее распространенных осадочных горных пород — известняков, доломитов и терригенных — обычно связана с их глинистостью: чем выше глинистость, тем выше радиоактивность. Это объясняется в основном высокой удельной поверхностью глинистых частиц, обеспечивающей сорбцию в бассейнах осадконакопления значительного количества радиоактивных элементов, а также частично присутствием радиоактивных элементов, например, калия, в составе некоторых глинистых минералов.

Нередко встречаются породы с высокими значениями радиоактивности (близкие или выше активности глин), обусловленными присутствием окисленных нефтей и особенно битумов, хорошо сорбирующих уран.

## Глава XIV

### АППАРАТУРА И МЕТОДИКА РАДИОМЕТРИЧЕСКОЙ РАЗВЕДКИ

#### § 61. Полевая радиометрическая аппаратура

Содержание тех или иных радиоактивных элементов в горных породах можно определять путем регистрации их радиоак-

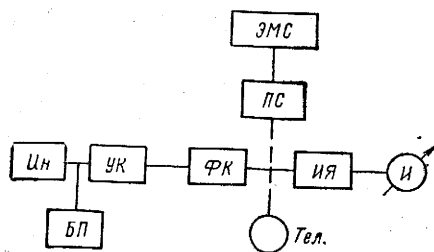


Рис. 79. Блок-схема радиометра

ния радиоактивности сходны. Типичная блок-схема радиометра изображена на рис. 79.

При попадании ядерной частицы в индикатор *Ин* (детектор) на его выходе образуется импульс электрического тока и напряжения, который далее усиливается и обрабатывается электронной схемой прибора. В радиометрах чаще всего используются газонаполненные (разрядные) индикаторы — счетчики Гейгера—Мюллера, а также сцинтилляционные счетчики, питаемые высоким напряжением (*БП*) (см. § 84). Для регистрации  $\alpha$ -излучения в эманометрах применяют газонаполненные ионизационные или сцинтилляционные камеры. Импульсы индикатора усиливаются усилительным каскадом *УК*, а проходя через формирующий каскад *ФК*, приобретают одинаковую амплитуду и длительность и стандартную, близкую к прямоугольной, форму. Стандартность импульсов позволяет судить об их числе в единицу времени (о скорости счета импульсов) по величине среднего тока, обусловленного этими импульсами. Для сглаживания пульсаций тока, т. е. преобразования последовательности импульсов в постоянный ток, сила которого пропорциональна скорости счета, служит интегрирующая ячейка *ИЯ*. Ток с выхода интегрирующей ячейки регистрируется самописцем или стрелочным микроамперметром *И*. Наличие интегрирующей ячейки в схеме вносит в нее инерцию: при резком изменении числа импульсов, поступающих на вход ячейки, выходной ток меняется более плавно и начинает соответствовать скорости счета импульсов лишь через время, равное 3—4 значениям постоянной времени интегрирующей ячейки  $\tau_{\text{я}} = RC$ .

В большинстве радиометров, кроме регистрации с помощью токоизмерительных приборов, предусматривается также счет импульсов специальными электромеханическими (или электронными) счетчиками *ЗМС*, подключенными к блоку радиометра через пересчетную схему *ПС*, и прослушивание телефоном *Тел.*

По условиям использования и назначению радиометры подразделяются на лабораторные (стационарные), полевые (пешеходные), автомобильные, авиационные, скважинные (каротажные), рудничные и т. д.

тивных излучений с помощью специальных приборов — радиометров. Радиометры, позволяющие анализировать энергетический спектр  $\gamma$ -излучения, называют гамма-спектрометрами. Приборы, предназначенные для изучения  $\alpha$ -радиоактивности газов, — эманометрами.

Принципиальные схемы большинства приборов для измерения



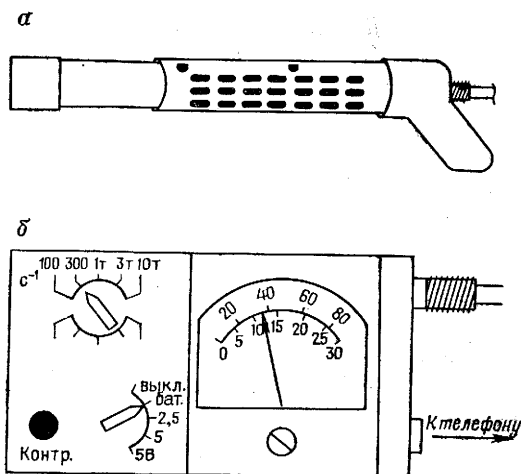


Рис. 80. Блок детектирования (а) и верхняя панель пульта управления (б) полевого радиометра СРП-68-01

Лабораторные радиометры служат для исследования радиоактивности образцов горных пород и обычно представляют собой комплексные установки с набором датчиков для измерения альфа-, бета- и гамма-излучения.

Полевые радиометры предназначены для измерения радиоактивности горных пород в условиях их естественного залегания. Они должны быть по возможности компактными и легкими. Предъявляются повышенные требования к их надежности.

Полевые радиометры конструируют из двух блоков, соединенных между собой кабелем: выносного зонда (блока детектирования) и пульта управления. Выносной зонд содержит разрядный или сцинтилляционный счетчик гамма-излучения (иногда гамма- и бета-излучения), блок питания счетчика и предварительный усилитель; пульт управления включает в себя усилительно-регистрирующую схему и источники питания.

Радиометр сцинтилляционный полевой типа СРП-68 выпускается в трех модификациях: полевой вариант (СРП-68-01) и два каротажных варианта (СРП-68-02 и СРП-68-03). Последние отличаются размером сцинтиллятора и соответственно чувствительностью детектора.

Прибор СРП-68-01 рассчитан на работу при длине кабеля, соединяющего зонд и блок детектирования, 1,5 м, каротажные варианты — до 170 м. Пульт управления всех вариантов прибора один и тот же (рис. 80).

Полевые эманометры служат для отбора почвенного воздуха и иных газов и определения их альфа-радиоактивности в полевых условиях. К ним предъявляются те же требования, что и к пешеходным радиометрам.

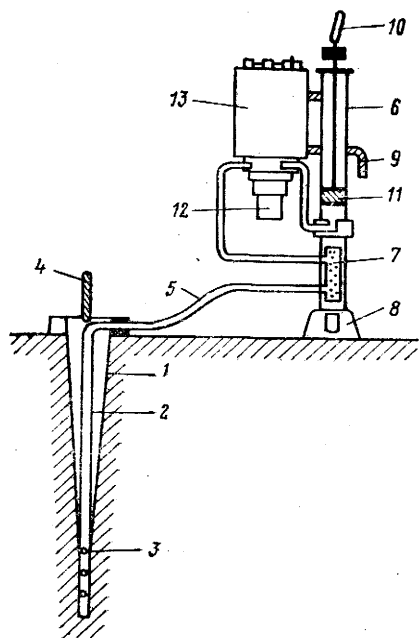


Рис. 81. Схема эманометра

шлангами. Прободоотборник имеет конусообразный корпус 1 с ручкой 4, внутри которого расположена металлическая трубка 2. Отверстия 3 на трубке служат для прохода почвенного воздуха в трубку, которую через шланги 5, осушитель-пылеулавливатель 7 и ионизационную камеру 12 подключают к всасывающему патрубку насоса. Насос состоит из корпуса 6, поршня 11, ручки 10 и педали 8 (для прижатия его ногой к земле). К корпусу насоса 6 держателями 9 крепится измерительный пульт 13 со сцинтилляционной камерой.

Для заполнения камеры почвенным воздухом прободоотборник вставляют в шпур (бурку), пробитый стальным ломом или буром, и прокачивают воздух насосом. После этого закрывают краны на входе и выходе камеры и переходят к измерениям активности воздуха, набранного в камеру.

Автомобильные и авиационные радиометры служат для изучения  $\gamma$ -активности горных пород при движении автомобиля или самолета по профилю или маршруту. Они обычно выполняются в виде спектрометров, т. е. кроме общей интенсивности гамма-излучения могут регистрировать  $\gamma$ -кванты, энергия которых лежит в заданном интервале значений. Нежесткие требования к массе и размерам автомобильных и авиационных радиометров позволяют сделать их относительно высокочувствительными за счет использования больших сцинтиллято-

Современные эманометры типа ЭМ-6 и «Радон» имеют схему (подобную изображенной на рис. 79), размещенную в измерительном пульте 13 (рис. 81). В качестве детектора в них используется камера 12 объемом в 1 л, внутренняя стенка которой покрыта сцинтиллятором ZnS.

Камера заполняется исследуемым газом. Альфа-частицы, образующиеся при распаде  $\alpha$ -радиоактивных эманаций, вызывают вспышки света (сцинтилляции) на стенках камеры. Фотоны этих вспышек через открытый торец камеры и светопровод из оптически прозрачного материала попадают на фотокатод ФЭУ.

Эманометр включает в себя также прободоотборник, поршневой насос, соединенные между собой и с камерой резиновыми

ров или большой батареи газоразрядных счетчиков. В них применяют непрерывную регистрацию диаграмм самопишущим регистратором.

Диаграммная бумага в самописце протягивается синхронно с движением автомобиля со скоростью, соответствующей масштабу съемки.

Комплексная аэрогеофизическая станция АГС-71 СМ содержит гамма-спектрометр и протонный магнитометр. Гамма-спектрометр имеет пять каналов: канал измерения общей интенсивности гамма-излучения (общий канал) и четыре канала для регистрации гамма-излучения в интервалах энергии 2,1—3 МэВ (ториевый канал), 1,3—1,6 МэВ (калиевый канал), 1,0—1,3 и 1,6—2,1 МэВ (урановые каналы). Спектрометр состоит из следующих блоков: блока детекторов гамма-излучения в виде четырех сцинтилляционных счетчиков, включенных параллельно; измерительного пульта для измерения частоты импульсов в каждом из каналов; аналогового регистратора (самописца) с семью регистрирующими миллиамперметрами (два — для регистрации показаний магнитометра, четыре — спектрометра, один — радиовысотомера РВ-2); блока питания; пульта штурмана, предназначенного для отметок ориентиров и включения аэрофотоаппарата.

Блок автоматического приведения высот (АПВ) служит для приведения интенсивности излучения к уровню земной поверхности путем введения поправки за поглощение излучения в столбе воздуха от земли до самолета.

Показания радиометров и спектрометров зависят не только от интенсивности и спектра излучения, но и от их индивидуальных особенностей: типа счетчика, геометрии блока детектора и т. п. Для перехода от измеряемой интенсивности (в имп/мин или делениях шкалы) к истинной интенсивности потока излучения или к экспозиционной дозе гамма-излучения (в А/кг) осуществляют эталонирование радиометрической аппаратуры.

Устанавливая источник с известной активностью на различном расстоянии от детектора, создают различную интенсивность излучения в месте нахождения детектора. Эту интенсивность (дозу) в А/кг рассчитывают по формуле

$$J_{\text{эт}} = \frac{A \cdot 0,6 \cdot 10^{-10}}{r^2}, \quad (\text{V.3})$$

где  $A$  — активность источника, мКи;  $r$  — расстояние между центрами источника и детектора, м;  $0,6 \cdot 10^{-10}$  А/кг —

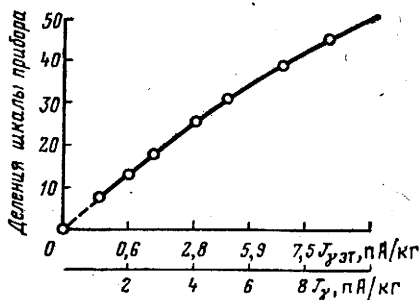


Рис. 82. Пример построения эталонного графика

экспозиционная доза облучения от 1 мг радия на расстоянии 1 м.

По результатам измерений при различных расстояниях  $r$  строят эталонировочный график  $J_{\gamma \text{ эт}}$  (рис. 82). Экстраполируют этот график до нулевых показаний прибора, на оси абсцисс находят интенсивность фона  $J_{\text{ф}}$  в пункте эталонирования, а сместив шкалу на оси абсцисс на величину  $J_{\text{ф}}$ , получают окончательную шкалу  $J_{\gamma}$  эталонировочного графика.

## § 62. Методика радиометрических исследований при поисках и разведке месторождений радиоактивного сырья

При поисках месторождений радиоактивного сырья, в первую очередь урана, используют различные методы обнаружения коренных выходов руд и ореолов рассеяния вокруг рудных тел. Чаще всего этими методами обнаруживают различные виды ореолов и потоков рассеяния. Различают первичные ореолы, т. е. зоны повышенных концентраций элемента вокруг месторождения, возникшие одновременно с его формированием, и вторичные ореолы, появившиеся в результате вторичных процессов изменения и разрушения руд или первичных ореолов. Среди вторичных ореолов выделяют механические (содержащие механические продукты разрушения с рудными обломками), солевые (образовавшиеся в результате переотложения соединений радиоактивного элемента поверхностными или подземными водами), водные (области повышенного содержания соединений элемента в воде), газовые (с высоким содержанием эманаций), биохимические (с высоким содержанием элемента в растениях). Поле радиоактивных излучений, образующееся вокруг рудных тел, их механических и солевых ореолов, называют радиационным ореолом.

В наибольшем объеме применяются радиометрические методы поисков (воздушная, наземная и глубинная гамма-съемки), основанные на выявлении радиационных ореолов. Для выявления газовых ореолов применяют эманационный, для выявления повышенных концентраций урана в механических и солевых ореолах и потоках рассеяния — уранометрические (литохимические) методы. Радиогидрогеологическим методом обнаруживаются водные, радиобиогеохимическим методом — биохимические ореолы рассеяния урана. В зависимости от геологических, геоморфологических, климатических и других факторов применяют различные комплексы методов, включая часто также другие геофизические и геологические методы.

Вследствие распространенности закрытых ореолов важной характеристикой полевых (поисковых) методов является их глубинность, т. е. максимальная мощность неактивных отложений,

перекрывающих рудное тело или ореол рассеяния, при которой возможно их обнаружение.

Здесь мы в основном ограничимся рассмотрением собственно радиометрических методов, основанных на регистрации  $\gamma$ - (или  $\gamma + \beta$ )-излучений, эманационной съемки, а также методов определения радиоактивности образцов, используемых в качестве лабораторной базы при геохимических и некоторых других поисках урана и тория.

Основным первичным радиометрическим методом поисков урана является аэрогамма-съемка. Она заключается в исследовании радиоактивности горных пород радиометрами, установленными на самолете или вертолете.

Аэрометод, обладающий высокой производительностью, широко используют при оценке перспективности отдельных районов для постановки детальных наземных поисков. Его применяют и на площадях, не проходимых для наземного транспорта. При аэросъемке радиометр регистрирует сумму двух составляющих — излучения горных пород и фона. Интенсивность первой составляющей — гамма-излучения горных пород — зависит от радиоактивности горных пород, активности и мощности наносов. Кроме того, на измеряемую интенсивность влияет высота полета.

Вторая составляющая излучения, регистрируемого радиометром, — фон — также меняется с высотой, поскольку интенсивность космического излучения растет по мере увеличения высоты. Поэтому для правильного учета (компенсации) фона необходимо учитывать высоту полета. Вычитание фона и введение поправок на высоту полета в новейших радиометрах производится автоматически с помощью специального блока АПВ (автоматического приведения высот). Аэрометрическую съемку проводят в комплексе с аэромагнитной съемкой, данными которой пользуются при истолковании результатов исследования. Поисковые работы выполняют по параллельным маршрутам длиной 25—30 км, проложенным вкрест простирающихся основных геологических структур.

Минимальная высота полета колеблется от 25 м для равнин до 75 м в гористой местности. В горных районах применяют вертолеты, а маршруты прокладывают параллельно горным хребтам.

При полете бортоператор следит за работой аппаратуры, отмечает на ленте моменты прохождения над ориентирами; фиксирует он геологические и геоморфологические особенности местности. При обнаружении аномалий радиоактивности их детализируют с помощью серии параллельных и нескольких поперечных маршрутов. Для выяснения природы аномалий (урановая, ториевая или калиевая) над ними выполняют спектрометрические измерения. Сразу же после полета ленты аэросъемки обрабатывают. По отметкам ориентиров на ленте осуществляют километровую разбивку маршрутов.

Если используют аппаратуру без АПВ, то интенсивность излучения пересчитывают к уровню Земли.

В аномальные значения поля, имеющие ширину (на половине аномального пика) менее 4—5  $\tau_{\alpha}$  (обычно 4—5 с), вводят (по специальным номограммам) поправку на влияние инерционности аппаратуры.

Если аппаратура не имеет блока содержаний, автоматически вычисляющего концентрацию  $U(Ra)$ ,  $Th$  и  $K$ , для определения раздельного содержания последних составляют систему уравнений, аналогичную системам, используемым при лабораторном анализе. Далее строят карты профилей и карты равных значений интенсивности излучения. По этим картам определяют нормальную радиоактивность горных пород и выделяют аномальные участки. Подобным же образом по данным съемки со спектрометрической аппаратурой строят карты распределения  $U$ ,  $Th$  и  $K$ .

Одновременно с радиометрическим каналом обрабатывают данные магнитного канала.

Основная задача следующего этапа — геолого-геофизической интерпретации данных — оценка аномалий по их перспективности на радиоактивные элементы и выделение наиболее перспективных для наземной проверки.

Оценка перспективности аномалий по радиометрическим данным сложна и возможна лишь при дополнительном привлечении всей совокупности радиометрических, геофизических, геологических и геоморфологических данных. На перспективность радиометрических аномалий обычно указывают следующие их признаки: локальность (протяженность аномалий над рудными телами редко превышает 150—250 м), превышение (в 3 раза) гамма-активности (или содержания урана, определенного спектрометрическим методом) относительно окружающих аномалию пород.

Аэрогамма-аномалии, признанные перспективными, подвергаются наземной проверке.

Автогамма-съемку используют для наземной проверки аэрогамма-аномалий, а также для первичной оценки перспективности новых территорий, где может пройти автотранспорт. Методика исследований близка к методике аэрогамма-съемки.

Съемку проводят по маршрутам (в слабо проходимых районах) или по параллельным профилям длиной 1—4 км (площадная съемка).

Пешеходная гамма-съемка — простой и самый распространенный полевой радиометрический метод при поисках месторождений радиоактивных элементов, а также сопутствующих им полезных ископаемых. Пешеходная гамма-съемка сводится к измерению полевым радиометром интенсивности гамма-излучения (или гамма-бета-излучения) пород и руд в точках, расположенных по намеченному заранее маршруту или профилю. На участках развития ореолов открытого типа проводят

измерения на поверхности земли, а при наличии неактивных наносов от 0,3—0,5 до 1—1,5 м—в закопках и шпурах. При большой мощности рыхлых наносов (до 20 м) применяют специальное устройство для задавливания радиометров в рыхлые отложения, иногда бурят мелкие скважины.

Наиболее широко выполняют измерения активности пород на поверхности.

Наиболее благоприятны для применения поверхностной пешеходной съемки обнаженные участки и районы с развитием открытых механических или солевых ореолов. Таковы обычно районы с расчлененным рельефом и широко развитой современной гидросетью.

Пешеходные гамма-поиски по маршрутам проводят путем непрерывного прослушивания активности пород с помощью телефона и отсчета показаний по стрелочному прибору радиометра в отдельных точках.

Кроме измерений в фиксированных точках по маршруту оператор обследует в полосе шириной до 100 м имеющиеся там горные выработки, обнажения пород, крупные валуны, осыпи и т. п.

При обнаружении на маршруте точки с повышенной активностью более тщательно обследуют окружающую эту точку зону. После нахождения точки с максимальной в этой зоне активностью измеряют активность в закопке с целью обнаружения высокоактивного образца. Аномальные точки отмечают на месте репером. Для определения размера аномалии проводят дополнительные профили, параллельные маршруту (основному профилю). В поисковом этапе параллельно с гамма-измерениями выполняют геологические наблюдения, отбирают образцы пород, пробы воды, растений, донных осадков для последующего лабораторного изучения.

Обработка результатов пешеходной съемки включает:

а) перевод показаний, зарегистрированных в делениях шкалы, в А/кг (с помощью эталонировочного графика или переводной таблицы) и вычитание суммы космического и остаточного фона;

б) нанесение на радиометрическую карту (составляемую на геологической основе) результатов измерений, включая радиоактивность обнажений, горных выработок и водопунктов;

в) графическое изображение результатов съемки в виде карты профилей интенсивности излучения, карты изолиний интенсивности гамма-излучения и т. п. (рис. 83).

г) геологическая интерпретация результатов: изучение нормального распределения радиоактивных элементов в различных комплексах пород; выявление участков повышенной активности среди однотипных пород с целью постановки на этих участках более детальных исследований; выявление локальных аномалий гамма-поля и их перспективная оценка.

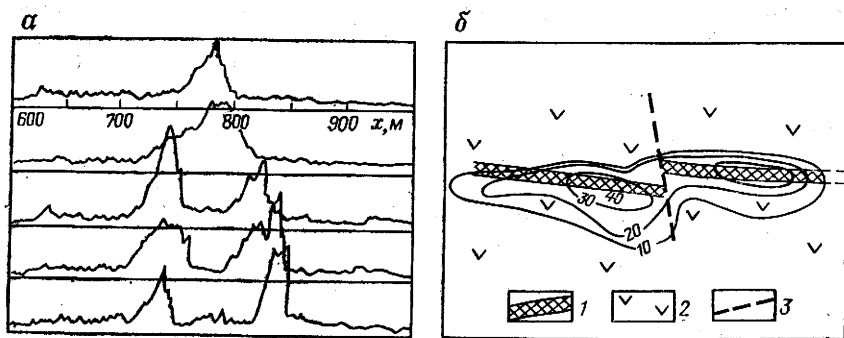


Рис. 83. Изображение результатов пешеходной гамма-съемки.

*а* — карта профилей; *б* — карта изолиний равной интенсивности гамма-поля (в ПА/кг);  
 1 — рудная зона; 2 — вмещающая порода; 3 — линия разлома

Перспективность аномалий оценивают путем комплексной интерпретации данных радиометрии и других методов.

Аномалию общего гамма-поля, выявленную пешеходной съемкой, исследуют далее с помощью пешеходной гамма-спектрометрии, детальной гамма- и бета-съемки, шпуровой и эманационной съемки. Если эти исследования подтверждают перспективность аномалии, на ее площади выполняют горные работы с обязательным исследованием гамма-активности пород в горных выработках.

Для количественного определения содержания урана в рудах и горных породах при поисках, разведке и добыче широко используют радиометрическое опробование. Распространение получило гамма-опробование в двух модификациях: опробование шпуровое и скважин; опробование с экранами по стенкам горных выработок или по поверхности естественных обнажений.

Отличием радиометрического опробования с экранами от обычных измерений при гамма-съемке является количественное определение интенсивности, создаваемой определенным участком поверхности выработки (обнажения) с исключением влияния космического и собственного фона прибора, а также излучения других участков выработки.

Для этого над исследуемой частью поверхности проводят два измерения: первое ( $J_1$ ), когда между счетчиком и исследуемой поверхностью находится свинцовый экран, второе ( $J_2$ ) — когда счетчик находится в том же положении относительно поверхности, но экран снят (рис. 84). Разность результатов двух таких измерений оказывается пропорциональной содержанию урана в породе  $q$  (в %):

$$q = \frac{J_1 - J_2}{100B}, \quad (V.4)$$



где  $B$  — коэффициент прибора (в А/кг на 0,01 % U), определяемый путем эталонирования прибора на моделях пластов с известным содержанием урана.

Наиболее надежные данные о содержании урана дает гамма-опробование шпуров и скважин (гамма-каротаж). Его данные позволяют определять мощность  $h$  рудного тела (пласта) и содержание урана с точностью, необходимой для подсчета запасов.

Содержание урана (в %) определяют по формуле

$$q = \frac{S}{100Kh}, \quad (V.5)$$

где  $S$  — площадь диаграммы под аномалией, А/кг·см;  $K$  — коэффициент скважинного радиометра (в А/кг на 0,01 % U), определяемый эталонированием на моделях пласта. Остальные особенности гамма-каротажа см. в § 82.

Эманационная съемка основана на изучении распределения радиоактивных эманаций в горных породах и почвах путем отбора проб подпочвенного воздуха.

Эманационную съемку используют в основном при крупномасштабных поисках на участках, закрытых рыхлыми неактивными отложениями мощностью до 5—8 м, иногда 10 м. Ее преимущество — относительно высокая в ряде случаев глубинность исследования, а недостаток — резкое снижение глубинности и эффективности в условиях малопроницаемых, сильно увлажненных и мерзлых грунтов. Глубинность метода зависит в основном от коэффициента диффузии газов в наносах. Она максимальна в рыхлых сухих (необводненных) наносах.

Результаты эманационной съемки изображают в виде планов-графиков концентрации эманаций по профилям, на которые наносят схематическую геологическую основу. По результатам детальных работ на аномалиях строят карты равных концентраций эманаций (карты изоэман). На этих картах и графиках выделяют эманационные аномалии.

Интерпретация результатов эманационной съемки очень сложна; ее проводят с привлечением данных других методов (определение урана и его спутников в образцах горных пород; результаты геологических наблюдений и т. п.).

Лабораторные радиометрические методы определения содержания радиоактивных элементов в образцах горных пород в 4—5 раз дешевле и в 5—6 раз производительнее химического анализа. Они удобны в полевых условиях также тем, что не требуют специальной обработки проб, кроме

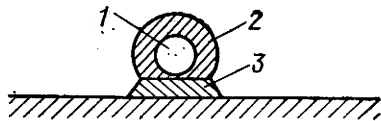


Рис. 84. Схема радиометрического опробования.

1 — счетчик; 2 — щелевой экран; 3 — свинцовый экран

измельчения. При радиометрическом анализе может регистрироваться альфа-, бета- и гамма-излучение.

В простейшем случае определения урана (или тория) в равновесной урановой (ториевой) руде можно использовать регистрацию любого вида излучения. Если руда комплексная или неравновесная (число неизвестных величин больше одного), регистрируют несколько видов излучения либо осуществляют спектрометрию гамма-излучения.

При радиометрическом анализе используют относительный способ измерений: искомую концентрацию радиоактивного элемента определяют путем сравнения активностей образца и эталона с известным содержанием элемента.

При регистрации  $\alpha$ -излучения обычно применяют ионизационную камеру, а тонко измельченную пробу в небольшой тарелочке (кювете) помещают внутрь камеры.

Наиболее часто для анализа равновесных урановых руд или руд с небольшим нарушением равновесия используют бета-метод. Бета-излучение регистрируют газоразрядным или сцинтилляционным счетчиком, размещенным внутри свинцового или железного домика, обеспечивающего уменьшение вклада космического излучения и радиоактивности окружающих предметов.

При двух неизвестных (содержание U и Th в комплексной руде, или содержание U и Ra в неравновесной урановой руде) обычно применяют комплексный  $\gamma$ - $\beta$ -анализ, измеряя интенсивность гамма- и бета-излучения ( $J_\gamma$  и  $J_\beta$ ) и вычисляя концентрацию двух искоемых элементов ( $q_1$  и  $q_2$ ) из системы уравнений

$$J_\beta = a_\beta q_1 + b_\beta q_2; \quad (V.6)$$

$$J_\gamma = a_\gamma q_1 + b_\gamma q_2,$$

где  $a_\beta$ ,  $a_\gamma$ ,  $b_\beta$ ,  $b_\gamma$  — интенсивности бета- и гамма-излучения от эталонов с единичной концентрацией соответственно первого и второго элементов. Эти коэффициенты уравнения находят, измеряя активность эталонов с известным содержанием радия и закись-оксида урана  $U_3O_8$  с нулевым содержанием радия (при анализе равновесной урановой руды) или эталонов равновесного урана и равновесного тория (при анализе равновесной комплексной руды).

При необходимости определения большего числа неизвестных используют гамма-спектрометрический анализ. Так, для определения урана, радия, тория и калия можно регистрировать  $\gamma$ -излучение в области энергии кванта 0,093 (U), 0,24 (Th), 0,35 (Ra) и 1,46 МэВ (K) и составить систему четырех уравнений с четырьмя неизвестными концентрациями.

Эффективность поисков и разведки повышается при комплексировании радиометрических методов. Выбор комплекса и эффективность отдельных методов зависят от расчлененности рельефа, условий эрозионного вскрытия пород, характера четвертичного покрова, развития в нем ореолов рассея-

ния и ряда других факторов. По совокупности перечисленных признаков выделяют районы четырех типов:

1) горные области с сильно пересеченным рельефом; породы, несущие оруденения, хорошо обнажены;

2) предгорные и некоторые горные области с рельефом средней сложности; коренные породы, несущие оруденения, частично обнажены, частично покрыты четвертичным покровом;

3) районы со слабо всхолмленным рельефом и сплошным покровом рыхлых отложений небольшой мощности;

4) районы, где формации, несущие оруденения, не вскрыты эрозией или перекрыты четвертичным покровом большой мощности (более 30—40 м).

В районах первого и второго типов основным методом является пешеходная гамма-съемка, дополняемая на слабо обнаженных участках шпуровой гамма-съемкой и эманационной съемкой. На первом этапе исследования районов третьего и частично второго типов применяют самолетную или вертолетную съемку, а для проверки выявленных аэроаномалий — пешеходную и, если позволяют условия рельефа, автомобильную гамма-съемку. В условиях тайги и гумидного климата для выделения перспективных участков используют радиогидрогеологический метод, уранометрическую съемку по донным отложениям, биогеохимическую съемку, а на выделенных этими методами аномалиях — шпуровую и эманационную съемки и гамма-каротаж скважин ручного или колонкового бурения. В районах четвертого типа основным является гамма-каротаж скважин.

В районах третьего и четвертого типов большое значение имеют данные электроразведки, магниторазведки и сейсморазведки для выявления глубинных разломов, определения мощности наносов. Ценную информацию дает также геохимическая съемка по элементам-спутникам урана.

### **§ 63. Применение радиометрических методов для изучения геологического строения районов, поисков и разведки нерадиоактивных полезных ископаемых**

Содержание радиоактивных элементов в горных породах несет определенную информацию о типе горных пород, условиях их образования и последующего изменения. Для многих полезных ископаемых наблюдаются генетические или парагенетические связи с радиоактивными элементами. Это обуславливает принципиальную возможность использования сведений о радиоактивности пород для решения таких геологических задач, как литологическое расчленение горных пород, геологическое картирование, прослеживание тектонических нарушений, поиски и разведка полезных ископаемых.

Литологическое расчленение горных пород методами радиометрии основано на их различной радиоактивности

(см. § 60). Особенно важно значение гамма-метода при исследовании скважин (ГМ) в комплексе с другими геофизическими методами в случаях, когда скважины бурят без отбора керна или процент выноса керна невелик (см. § 82).

Различие радиоактивности разных типов пород, а также повышение радиоактивности пород в зоне тектонических разрушений обеспечивают широкое использование радиометрии в комплексе с другими геологическими и геофизическим методами для геологического картирования.

Преимущество радиометрии при решении этих задач, кроме экспрессности и дешевизны, — возможность картирования под наносами, под водными массами (дно рек, озер, шельфа). С помощью радиометрии надежно выделяются границы между кислыми основными и ультраосновными породами, между глинами и песчаниками, глинами и карбонатами и т. п.

Повышенная радиоактивность зон тектонических нарушений обусловлена как гидротермальными изменениями и подъемом радиоактивных флюидов по трещинам, так и повышенной эманулирующей способностью пород в этой зоне.

Частным случаем использования радиометрии для геологического картирования является оконтуривание структур в осадочной толще при поисках нефтяных и газовых месторождений. Как показали работы Ф. А. Алексеева и его сотрудников, над многими известными месторождениями нефти и газа наблюдается понижение гамма-активности (в основном ее радиевой составляющей). Это явление объясняется тем, что в районах с молодой тектоникой породы над сводами структур более грубозернистые, чем на крыльях этих структур, поскольку в момент их отложения глубина бассейна на своде была мельче.

Радиометрические методы широко применяются на всех этапах поисков и разведки месторождений нерадиоактивных полезных ископаемых, генетически и парагенетически связанных с ураном и торием.

Поскольку радиоактивные элементы в виде минералов или изоморфных примесей присутствуют во всех пегматитах, то для поисков пегматитовых редкоземельных месторождений, например, с успехом используются гамма-методы и эманационные методы.

Радиометрические методы могут быть использованы при поисках осадочных месторождений ванадия, молибдена, фосфоритов, углей и других полезных ископаемых, также нередко отмечаемых повышенной радиоактивностью. Эти методы успешно применяют также для поисков титановых россыпных месторождений, в которых всегда присутствуют циркон и монацит, содержащие примеси урана и тория. Наконец, радиометрические методы широко применяют при разведке месторождений калийных солей.

## КОМПЛЕКСНАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ ПОЛЕВОЙ ГЕОФИЗИКИ

Основная задача интерпретации результатов полевой геофизики заключается в преобразовании геофизических данных (аномальных геофизических полей) в геологические понятия и категории. Поскольку каждый геофизический метод в отдельности дает лишь часть необходимой информации об изучаемом геологическом объекте, то наиболее полное и эффективное решение геологической задачи может быть выполнено на основе привлечения комплекса различных геофизических методов.

Выбор рационального геофизического комплекса для решения соответствующих геологических задач осуществляется, как правило, опытным путем и основывается на детальном анализе всего геофизического материала. В последние годы в практику комплексной интерпретации интенсивно внедряются методы математической статистики, использующие статистические связи между геофизическими данными и искомыми геологическими объектами.

Методика анализа совокупности различных геофизических данных при изучении геологического строения различных регионов и использование этих данных для исследования внутреннего строения Земли составляют предмет настоящего раздела учебника.

### Глава XV

#### ИЗУЧЕНИЕ ГЛУБИННОГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ГЕОФИЗИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ

##### § 64. Геофизические методы изучения внутреннего строения Земли и состояния земных недр

Геофизические методы являются единственным источником информации о внутреннем строении Земли. Выяснение внутреннего строения Земли важно не только в познавательном отношении, но прежде всего для решения проблемы происхождения и распределения месторождений полезных ископаемых, изучения процессов вулканизма, землетрясений и т. п. Кроме того, вне связи с внутренним строением Земли не может быть достаточно полно изучено геологическое строение земной коры — основного вместилища полезных ископаемых. Изучение внутреннего строения Земли имеет большое значение для понимания геологических процессов, происходящих в земной коре, и поиска и разведки месторождений нефти и газа.

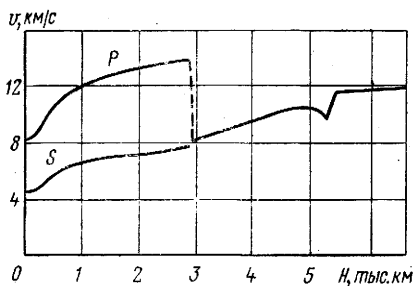


Рис. 85. Графики скорости распространения продольных  $v_P$  и поперечных  $v_S$  волн внутри Земли

искусственные взрывы). Одна из фундаментальных задач сейсмологии заключается в том, чтобы по значению времени прихода упругих волн от источника возбуждения (очага землетрясения) определить закон изменения их скорости с глубиной. Эту задачу в сейсмологии, так же как и в сейсморазведке, решают путем анализа годографов приходящих волн.

Результаты обработки материалов по многим землетрясениям и их статистический анализ позволили определить графики изменения с глубиной скорости распространения продольных  $v_P$  и поперечных  $v_S$  волн. Эти графики изображены на рис. 85. По характерному изменению  $v_P$  и  $v_S$  Земля подразделяется на ряд зон, важнейшими из которых являются земная кора, мантия и ядро.

Земная кора — самая верхняя и тонкая зона Земли, скорость распространения продольных волн в которой не превышает 7,5 км/с. В качестве нижней границы земной коры обычно принимают границу Мохоровичича<sup>1</sup> (поверхность М), на которой скорость продольных волн резко возрастает от 7,0—7,5 до 8—8,2 км/с. Толщина земной коры варьирует от 10—15 км под океаном до 25—35 км в платформенных участках континентов и до 60—70 км в горноскладчатых областях.

Мантия — обширная зона, распространяющаяся до глубины примерно 2900 км и характеризующаяся возрастанием скорости распространения волн с глубиной ( $v_P$  — от 8 до 13,7 км/с,  $v_S$  — от 4 до 7 км/с). Различают верхнюю мантию — до глубин 900 км (характеризуется быстрым возрастанием скорости распространения упругих волн с глубиной) и нижнюю мантию — от 900 до 2900 км (с относительно медленным возрастанием скоростей  $v_P$  и  $v_S$  с глубиной).

<sup>1</sup> Названа в честь югославского сейсмолога А. Мохоровичича, впервые в 1909 г. выделившего эту границу.

Рассмотрим, какую информацию о внутреннем строении Земли можно получить с помощью различных геофизических методов.

**Сейсмический метод.** Исследованием внутренних зон Земли сейсмическим методом занимается специальная наука — сейсмология. Сейсмология основана на изучении закономерностей распространения внутри Земли упругих волн, возникающих при землетрясениях (в отличие от сейсморазведки, использующей, как правило,

На поверхности ядра скорость распространения продольных волн скачком уменьшается от 13,7 до 8 км/с. При наблюдениях за землетрясениями поперечные волны, прошедшие через эту зону, не зарегистрированы. Последнее обстоятельство позволяет сделать вывод, что ядро (или по крайней мере его внешняя часть) жидкое. В последнее время внутри ядра на глубине около 5120 км установлена поверхность скачкообразного изменения скорости прохождения упругих волн. В соответствии с этим ядро подразделяется на внешнюю часть (внешнее ядро) и внутреннюю часть (или внутреннее ядро).

Таким образом, сейсмологические исследования позволили выделить внутри Земли крупные зоны, различающиеся по физическим параметрам: земную кору, мантию, ядро. Внутри каждой из этих зон обнаружен ряд дополнительных границ. Указанная слоистость в строении Земли подтверждается другими геофизическими методами, в частности гравиметрическими.

*Гравиметрический метод.* Гравиметрические исследования также позволяют получить общие сведения о форме и внутреннем строении Земли. Согласно экспериментальным гравиметрическим данным относительные изменения силы тяжести  $\Delta g$  на земной поверхности чрезвычайно малы по сравнению с полным значением  $g$  (не превышают 0,006  $g$ ). Этот факт позволяет утверждать, что Земля в первом приближении представляет собой однородный шар с плотностью  $\sigma_{\text{ср}}$  либо состоит из однородных концентрических сферических слоев. Следовательно, для определения среднего значения ускорения силы тяжести на поверхности Земли можно на основании закона Ньютона записать (здесь мы пренебрегаем относительно малым по величине действием центробежной силы, связанной с вращением Земли):

$$g_{\text{ср}} = G \frac{M}{R_{\text{ср}}^2}, \quad (\text{VI.1})$$

где  $G$  — гравитационная постоянная;  $R_{\text{ср}}$  — средний радиус Земли, равный 6371 км;  $M$  — масса Земли.

Учитывая, что

$$g_{\text{ср}} = 9,8 \text{ м/с}^2, \quad G = 6,67 \cdot 10^{-11} \text{ м}^3 \text{ кг}^{-1} \text{ с}^{-2},$$

из формулы (VI.1) находим

$$M = \frac{g_{\text{ср}} R_{\text{ср}}^2}{G} = 5,96 \cdot 10^{24} \text{ кг}.$$

Для геологов наибольший интерес представляет средняя плотность вещества Земли  $\sigma_{\text{ср}}$ . Эта величина может быть найдена из соотношения

$$\sigma_{\text{ср}} = \frac{M}{\frac{4\pi}{3} R_{\text{ср}}^3} = 5,51 \text{ г/см}^3. \quad (\text{VI.2})$$

Как видим,  $\sigma_{\text{ср}}$  более чем в 2 раза превышает среднюю плотность горных пород, выходящих на поверхность Земли (равную  $2,7 \text{ г/см}^3$ ). Отсюда следует вывод о том, что плотность вещества, слагающего недра Земли, должна быть значительно больше средней плотности пород земной коры. Таким образом, результаты гравиметрии подтверждают сделанный выше на основе сейсмических данных вывод о сферически-слоистом строении Земли, причем от поверхности Земли к ее центру плотность слоев возрастает.

**Электромагнитный метод.** Электромагнитные исследования также дают важную информацию о внутреннем строении Земли. Ведущее место в этих исследованиях занимают глубинные магнитотеллурические зондирования (ГМТЗ). Они основаны на изучении длиннопериодных вариаций геомагнитного поля (см. § 31), проникающих в недра Земли на глубину несколько сотен километров. Глубинные магнитотеллурические зондирования позволяют установить распределение электропроводности в Земле с глубиной. Эти определения показывают, что с глубин в несколько десятков километров удельное электрическое сопротивление Земли монотонно уменьшается, до  $10 \text{ Ом}\cdot\text{м}$  и меньше. Такое уменьшение сопротивления с глубиной обусловлено тем, что его величина, как известно, тесно связана с температурой горных пород и уменьшается с ростом температуры. Поэтому увеличение электропроводности Земли с глубиной свидетельствует о росте температуры внутри Земли.

Таким образом, глубинные электромагнитные исследования дают важную информацию о распределении температуры внутри Земли — информацию, получить которую ни сейсмическим, ни гравиметрическим методами невозможно.

## **§ 65. Геофизические исследования глубинного строения земной коры и верхней мантии**

Изучение строения земной коры геологическими методами ограничивается глубинами 5—7 км. В то же время глубинные процессы, происходящие в земной коре и верхней мантии, оказывают определяющее воздействие на развитие геологических образований вблизи земной поверхности и тем самым в значительной степени определяют распределение полезных ископаемых. Отсюда видна важность разрешения проблемы изучения глубинного строения земной коры с помощью геофизических методов.

Для исследования глубинного строения земной коры применяют все методы полевой геофизики: гравимагниторазведку, электроразведку, сейсморазведку и др. Вместе с тем основным методом изучения структуры глубинных слоев земной коры является сейсмический.



Наиболее точно задача исследования глубинного строения земной коры решается методом глубинных сейсмических зондирований (ГСЗ). Метод предложен Г. А. Гамбурцевым и основан на использовании взрывов зарядов массой от нескольких сотен килограммов до нескольких тонн с применением аппаратуры того же типа, что и в обычной сейсморазведке. Особенность метода заключается в том, что наблюдения ведутся на весьма длинных (сотни километров) профилях. При исследовании ГСЗ (а также некоторыми другими сейсмическими методами) установлена слоистость земной коры. Земная кора, как правило, состоит из двух слоев: верхнего «гранитного» слоя, скорость распространения продольных волн в котором  $v_p \approx 5,5-6,5$  км/с, и нижнего «базальтового» слоя, в котором  $v_p \approx 6,5-7,5$  км/с. Земная кора подстилается подкоровым слоем (граничная скорость около 8 км/с).

Названия слоев коры носят условный характер. Название «гранитный» слой прежде всего относится к кристаллическому фундаменту и характеризует средний состав слагающих его пород.

Нижний слой земной коры по параметрам упругих волн, проходящих через этот слой, соответствует породам основного типа, поэтому его и называют «базальтовым». Реальное существование «базальтового» слоя подтверждается многочисленными геологическими данными, в частности, излияниями основных лав, связанными с глубинными разломами и наблюдаемыми в ряде докембрийских платформ (Сибирской, Африканской и др.).

По мощности и по составу кора подразделяется на несколько типов. Наиболее резкие различия наблюдаются между корой континентов и океанов.

Кора океанического типа характеризуется сравнительно небольшой мощностью (5—15 км). Кора континентального типа имеет среднюю мощность 25—40 км. Наконец, кора складчатых областей характеризуется особенно большой мощностью — от 40 до 70 км.

Особенности строения земной коры и верхней мантии достаточно ярко проявляются также в гравитационных аномалиях. Многолетними наблюдениями установлено, что региональные аномалии силы тяжести в редукции Буге тесно связаны с региональными формами земного рельефа: увеличение средней высоты поверхности Земли над уровнем моря приводит к уменьшению аномалий  $\Delta g$ , а понижение рельефа — к увеличению  $\Delta g$ . Эта закономерность обусловлена тем, что высокогорные районы земного шара в целом характеризуются повышенной мощностью земной коры (50—70 км), а районы глубоководных бассейнов имеют сравнительно тонкую кору (5—15 км). В то же время породы, слагающие мантию, обладают повышенной плотностью по сравнению с веществом земной коры. Поэтому прогибам

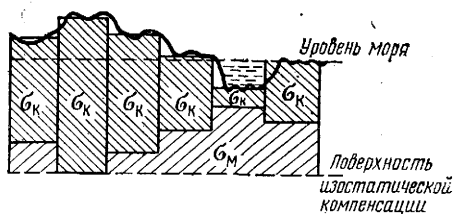


Рис. 86. Изостатическое строение земной коры по Эри

ного (изостатического) состояния, в котором находятся земная кора и мантия. Предполагается, что на некоторой глубине в мантии имеется поверхность, на которой давление расположенных выше пород примерно одинаково. Если принять во внимание, что земная кора имеет в среднем одинаковую плотность, а мощность отдельных ее блоков различна, то уравнение давлений на поверхности изостатической компенсации может осуществляться за счет разной глубины погружения этих блоков в вещество мантии. Иными словами, в такой модели (известной как гипотеза изостатического состояния земных недр Эри) кора состоит из отдельных блоков, плавающих по законам гидростатики в более плотном подкоровом слое (рис. 86). В настоящее время существует несколько вариантов изостатической теории. Наибольшее признание имеет та точка зрения, согласно которой при оценке изостатического равновесия необходимо учитывать как различную мощность отдельных блоков земной коры, так и их различную плотность и плотности неоднородности верхней мантии. Таким образом, данные гравиметрии приводят к представлению о земной коре как о системе очень крупных блоков, погруженных («плавающих») в мантию.

Методы магнитной и электрической разведок также дают определенную информацию о глубинном строении земной коры и верхней мантии.

Аномалии магнитного поля Земли связаны, как известно, с намагниченностью ферромагнитных веществ в горных породах. Однако намагниченность ферромагнетиков уменьшается с повышением температуры, и при некотором ее значении (температура Кюри) породы становятся немагнитными. Поскольку температура в Земле увеличивается с глубиной, то ясно, что в Земле существует некоторая поверхность — геоизотерма Кюри, ниже которой породы практически немагнитны. В пределах суши эта поверхность обычно располагается вблизи границы М, а в океанических районах, где толщина коры небольшая, — в верхней мантии. Таким образом, магнитные аномалии на суше дают информацию о строении верхних этажей коры, а в океанах — о строении земной коры и верхней мантии.

поверхности Мохоровичича (высокогорные районы) отвечают отрицательные аномалии  $\Delta g$ , а подъемам (бассейны океанов) — положительные аномалии.

Обратное соотношение между глубиной границы М и крупными формами рельефа земной поверхности отражает наличие равновес-

Электрические методы, как уже отмечалось в § 64, дают информацию об электропроводности глубинных слоев земной коры и верхней мантии и о температурном состоянии земных недр. В частности, глубинные магнитотеллурические исследования позволяют установить области развития астеносферы — зоны частичного плавления вещества мантии под действием высоких температур, поскольку слои астеносферы характеризуются аномально высокими значениями удельной электрической проводимости.

Таким образом, только комплексное применение различных геофизических методов позволяет наиболее полно осветить глубинное строение земной коры и верхней мантии, знание которого необходимо для научно обоснованного поиска месторождений полезных ископаемых, в частности нефти и газа.

## Глава XVI

### **ПРИМЕНЕНИЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ПРИ ПОИСКАХ И РАЗВЕДКЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ**

#### **§ 66. Способы комплексного геологического истолкования результатов разведочной геофизики**

Основная задача интерпретации результатов разведочной геофизики заключается в преобразовании измеренных геофизических полей в параметры геологических разрезов, геологические понятия и категории. Методика геологического истолкования геофизических данных определяется прежде всего геологической задачей и конкретными геологическими условиями. Здесь необходимо отметить, что строгой теории выбора рационального комплекса геофизических методов для решения различных геологических задач до настоящего времени нет. Эти задачи выбора решают чаще всего опытным путем. Однако большой практический опыт геофизических и геологических исследований позволяет выявить общие закономерности комплексирования геофизических методов и указать наиболее эффективные пути их совместного геологического истолкования.

Первый этап процесса геологического истолкования результатов разведочной геофизики заключается в анализе всего геофизического материала, его классификации и районировании территории по геофизическим полям.

Районирование территории осуществляется по простиранию, форме и интенсивности гравитационных и магнитных аномалий, типам кривых электромагнитных зондирований, средним скоростям распространения упругих волн, а также по многим другим геофизическим параметрам. При этом чрезвычайно полезно

использовать методы статистического анализа, позволяющие выявлять общие, среднестатистические закономерности в поведении геофизических полей, отражающие основные закономерности геологического строения исследуемых регионов.

На следующем этапе должна быть непосредственно решена задача геологического истолкования геофизической информации, т. е. преобразованы совокупности геофизических данных в существующие геологические понятия и определения. При этом достоверность геологической интерпретации определяется следующими факторами: 1) полнотой геофизических данных, имеющихся в распоряжении интерпретатора; 2) наличием и достоверностью эталонных (известных) геологических данных об изучаемом объекте; 3) характером соотношений между изучаемым геологическим объектом и геофизическими полями (простые, сложные); 4) совершенством применяемой методики геологической интерпретации.

Поясним влияние третьего фактора на достоверность геологической интерпретации. Например, при изучении соляных куполов в Прикаспийской впадине по гравитационным аномалиям мы встречаемся с геолого-геофизической ситуацией, характеризующейся простыми соотношениями между изучаемым геологическим объектом и геофизическими полями. Поскольку соляным куполам отвечают минимумы  $\Delta g$ , то по аномалиям силы тяжести легко устанавливаются положение соляного купола и даже некоторые элементы его строения.

В тех же случаях, когда соотношения между геофизическими аномалиями и геологическим объектом осложняются влиянием геологических помех, изучение объекта становится затруднительным, а получаемые выводы обладают малой достоверностью. В качестве примера решения геологической задачи в таких условиях можно указать на поиски рифогенных массивов по геофизическим данным в Предуральском прогибе. Наблюдаемые здесь гравитационные аномалии (помимо влияния артинских рифогенных массивов, создающих малоинтенсивные максимумы) осложнены сильным гравитационным влиянием хемогенной толщи кунгура. Поэтому выявить полезную составляющую поля на фоне помех весьма трудно. Не менее сложные задачи в случае поисков и разведки рифогенных массивов возникают и при интерпретации других геофизических данных.

Наиболее эффективно геологическая интерпретация может быть осуществлена на основе использования комплексной геофизической информации. При этом речь идет не о механическом объединении результатов интерпретации разных геофизических методов (что само по себе полезно, но не является наиболее эффективным способом комплексирования), а о комплексном учете разнообразной геофизической информации непосредственно в процессе интерпретации. Такая комплексная интерпретация геофизических данных может быть осуществлена путем

использования статистических методов геолого-геофизического прогнозирования, базирующихся на принципе аналогий.

В процессе применения статистических методов при геологическом прогнозировании можно выделить два последовательных этапа обработки геофизической информации. Первый этап заключается в анализе связей между геолого-геофизическими параметрами и изучаемой геологической характеристикой на некоторой эталонной территории, где эта характеристика известна. Второй этап состоит в прогнозировании геологической характеристики по геофизическим параметрам в пределах определенной (прогнозной) территории на основе принципа аналогий путем использования установленных на эталоне связей.

Рассмотрим более подробно оба этапа.

*Анализ связей между геологическими и геофизическими параметрами на эталонной территории (первый этап).* Простейший прием анализа связи между различными параметрами

заключается в построении соответствующих графиков. В качестве примера рассмотрим построение графика зависимости между глубиной залегания некоторого сейсмического горизонта  $H$  и гравитационными аномалиями  $\Delta g$ , определенными вдоль двух сейсмических профилей  $I$  и  $II$  (рис. 87). Выберем вдоль профилей точки отсчета с шагом  $\Delta x$  и пронумеруем их слева направо последовательно на  $I$  и  $II$  профилях. Значения  $\Delta g$  и  $H$  в отсчетных точках профилей являются ординатами и абсциссами соответствующих точек на графике (рис. 88). Полученное «облако» точек на графике (см. рис. 88) характеризует тесноту связи между изучаемыми параметрами. В случае если это «облако» вытянуто вдоль некоторой прямой линии (как показано на рис. 88), зависимость между  $\Delta g$  и  $H$ , измеренных на двух профилях, близка к линейной.

В противном случае, когда «облако» точек имеет непра-

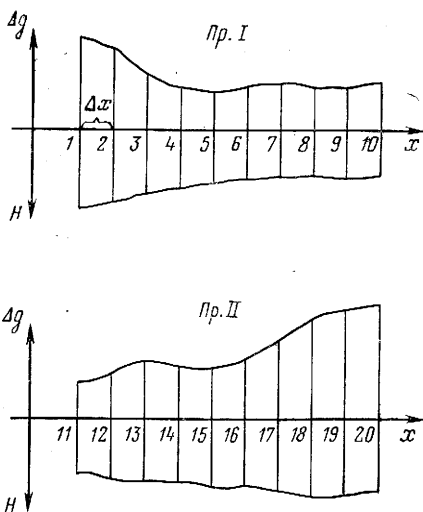


Рис. 87. Сейсмические профили

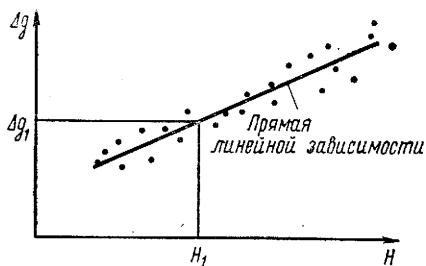


Рис. 88. Корреляционный график зависимости  $\Delta g$  и  $H$

вильную расплывчатую форму, исследуемые величины являются линейно-независимыми.

Уравнение прямой линейной зависимости имеет вид

$$H = a \Delta g + b, \quad (\text{VI.3})$$

где  $a$  и  $b$  — постоянные коэффициенты, определяемые по значениям  $\Delta g$  и  $H$ , известным на эталонных профилях  $I$  и  $II$ .

Уравнение (VI.3) как раз и описывает статистическую связь между гравитационными аномалиями  $\Delta g$  и глубиной границы  $H$ . Это уравнение можно затем использовать для прогнозирования глубины залегания границы  $H$  по  $\Delta g$  на прогнозной территории, где известны только гравитационные аномалии  $\Delta g$ .

*Прогноз геологических характеристик по геофизическим аномалиям* (второй этап). Возможность прогнозирования геологических характеристик по геофизическим полям основывается на принципе аналогий, согласно которому аналогичные в геологическом отношении территории характеризуются одинаковыми зависимостями между геофизическими и геологическими параметрами. Правомерность применения принципа аналогий контролируется следующими критериями: 1) общностью геологического строения эталонной и прогнозной территории; 2) идентичностью пределов изменения геофизических полей на эталонной и прогнозной областях; 3) независимым контролем прогнозного уравнения связи [типа (VI.3)] на контрольных значениях полей.

При выполнении всех перечисленных выше критериев вероятность эффективного решения задачи достаточно велика. Прогнозирование осуществляют с помощью уравнения связи (VI.3). На практике эти операции могут быть выполнены графически путем использования графика прямой линейной зависимости между  $H$  и  $\Delta g$  (см. рис. 88). Для этого на графике через данное значение  $\Delta g_1$  (соответствующее величине аномалии силы тяжести в исследуемой точке прогнозной территории) проводят горизонтальную прямую до пересечения с прямой линейной зависимостью. Абсцисса точки пересечения дает прогнозное значение  $H_1$ .

Необходимо отметить, что на практике не всегда удается описать зависимость между  $\Delta g$  и  $H$  линейным законом (VI.3) с необходимой точностью. Это связано с тем, что гравитационные аномалии являются суммарными и обусловлены влиянием не только исследуемой геологической границы  $H$ , но и ряда других возмущающих факторов. Поэтому перед этим анализом аномалии приходится подвергать предварительному разделению (трансформациям), направленному на выделение компоненты аномального поля, наиболее тесно связанной с геологической границей.

Описанный выше пример применения статистических методов при интерпретации геофизических данных касается совместного анализа результатов только двух геофизических методов —

сейсморазведки и гравиразведки. Однако по указанной методике обычно анализируют весь комплекс геофизических данных, т. е. одновременно анализируют связи между различными геофизическими полями.

Таким образом, применение статистических методов, базирующихся на принципе аналогий, дает возможность эффективно использовать комплексные геофизические данные при решении различных геологических задач.

### **§ 67. Геофизические исследования в платформенных и геосинклинальных областях**

При поисках и разведке месторождений полезных ископаемых основным объектом исследования являются верхние структурные этажи земной коры — осадочный чехол и кристаллический фундамент платформ и мощные осадочные толщи геосинклинальных областей.

Платформенные области, как известно, характеризуются пологими формами залегания горных пород и, следовательно, плохой их обнаженностью по сравнению с геосинклинальными областями. Это затрудняет применение геологических методов для глубинного исследования платформ, поэтому основную роль в изучении их геологического строения играют геофизические методы.

В платформенных областях геофизические методы применяют для решения следующих геологических задач: 1) изучения глубинного строения земной коры и верхней мантии; 2) выяснения внутренней структуры фундамента; 3) изучения рельефа поверхности кристаллического фундамента; 4) исследования строения осадочного чехла.

Задача выяснения глубинного строения земной коры и верхней мантии была рассмотрена нами в § 65. Поэтому начнем сразу с решения второй задачи. В платформенных областях, для которых глубина залегания поверхности кристаллического фундамента не превышает, как правило, 2—3 км, внутреннее строение и состав пород фундамента являются основными факторами, формирующими гравитационные и магнитные аномалии. Поэтому вторая задача — выяснение внутренней структуры фундамента — может решаться по гравитационным и магнитным данным. При неглубоком залегании поверхности фундамента магнитные и гравитационные карты обычно представляют собой пеструю и сложную картину распределения аномалий, отражающую сложную внутреннюю структуру кристаллических пород.

На гравитационных и магнитных картах обычно выделяются по форме аномалии двух типов: 1) полосовые, линейно вытянутые аномалии; эти аномалии чаще всего контролируют разломы в фундаменте; 2) «мозаичные» аномалии (системы аномалий изометричной формы — в виде колец или овалов); они отвечают породам фундамента, сформированным интрузиями различного

состава. Для исследования внутренней структуры фундамента используют также результаты сейсморазведки КМПВ, поскольку граничные скорости хорошо отражают распределение различных слагающих его пород.

Рельеф поверхности кристаллического фундамента (третья задача) наиболее эффективно может быть изучен сейсморазведочными методами и прежде всего КМПВ. Наряду с сейсморазведкой для этой же цели применяют и методы электрической разведки — ЗС, МТЗ, ТТ и др., поскольку поверхность фундамента является, как правило, опорным геоэлектрическим горизонтом (кровлей высокоомной толщи горных пород).

Косвенную связь рельеф поверхности кристаллического фундамента имеет и с данными гравиразведки и магниторазведки: антеклизам отвечают беспокойные, изрезанные гравитационные и магнитные поля, синеклизам — более спокойные аномалии. Отмеченная закономерность объясняется тем, что гравитационные и магнитные аномалии обусловлены в первую очередь внутренней структурой фундамента, поэтому изменение глубины его залегания, естественно, влияет и на характер аномалий.

Для решения четвертой задачи — изучения строения осадочного чехла — применяют все методы разведочной геофизики, но основным методом является сейсмический. Это обусловлено тем, что в силу специфики упругих волн сейсмический метод обладает наибольшей разрешающей способностью и позволяет фиксировать достаточно тонкие границы в осадочной толще.

В геосинклинальных областях вследствие хорошей обнаженности территорий широко используются геологические методы. Однако для изучения глубинного строения этих территорий, которые могут значительно отличаться от тектоники приповерхностной зоны, необходимо применять методы разведочной геофизики.

Геофизические методы применяют для трассирования глубинных тектонических разломов, поисков погребенных структур, детального изучения формы этих структур с целью выявления участков, представляющих наибольший интерес для последующего бурения. Для решения этих задач привлекают как различные методы сейсморазведки (МОВ, ОГТ, КМПВ, РНП), так и электроразведку (ЗС и МТЗ). При поисках структур могут широко использоваться также данные гравиразведки, поскольку во многих случаях антиклинальные складки четко выражаются в локальных аномалиях.

Для наиболее эффективного решения геологических задач при геофизических исследованиях геосинклинальных областей необходимы также комплексирование разных методов и комплексная интерпретация результатов, полученных этими методами. Только такой подход к исследованию открывает путь к наиболее полному и достоверному познанию земных недр, позволяет повысить эффективность применения геофизики при поисках месторождений полезных ископаемых.



## ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В СКВАЖИНАХ

---

Геофизические исследования в скважинах служат для получения геологической документации разрезов скважин, выявления и промышленной оценки полезных ископаемых.

Они позволяют изучать также техническое состояние скважин—определять диаметр, профиль, угол и азимут наклона скважин; выявлять места притоков вод и устанавливать зоны их затрубной циркуляции; устанавливать качество цементации и характер распределения цемента в затрубном пространстве и т. д. Геофизические исследования в скважинах широко используются в процессе разработки нефтяных и газовых месторождений для прослеживания за перемещением контура нефтегазоносности, выявлением обводненных прослоев и изменением уровней контактов — ВНК, ГНК, ГВК.

С использованием геофизического оборудования в скважинах проводят сложные работы, связанные с испытанием и вскрытием продуктивного пласта, отбором грунтов из стенок скважины.

Геофизические исследования в скважинах, называемые обычно каротажем, включают электрический, магнитный, радиоактивный, газовый и другие виды каротажа, с использованием которых получают информацию об изучаемом объекте, находящемся в пространстве непосредственно близ стенки скважины или в самой скважине. Измерения проводят на расстоянии с помощью каналов связи. В простейшем виде это датчик, находящийся в скважине, и приемное, и регистрирующее устройства на поверхности. Связь между датчиком и этими устройствами осуществляется с помощью электрических изолированных проводников (кабеля). Питание датчиков и измерительных устройств на поверхности осуществляется стабилизированными источниками постоянного и переменного напряжения. В результате геофизических исследований в скважинах получают в виде диаграмм или колонок цифр изменение с глубиной той или иной физической величины (удельного электрического сопротивления, скорости распространения упругой волны, температуры и т. д.), что позволяет судить о литологической характеристике вскрытых скважиной пластов, их мощности, наличии в разрезе пластов-коллекторов и характере флюида, заполняющего поровое пространство коллекторов (вода, нефть, газ). Это уже процесс

интерпретации данных геофизических исследований в скважинах, окончательным этапом которого является определение таких геологических параметров, как пористость, проницаемость, нефтегазонасыщенность и глинистость.

## Раздел седьмой

### ЭЛЕКТРИЧЕСКИЙ КАРОТАЖ

Электрический каротаж (электрические методы исследования разрезов скважин) основан на изучении естественных и искусственных электрических полей, возникающих в скважине и около нее.

Естественные электрические поля возникают благодаря протеканию на границах между породой и глинистым раствором, а также между пластами различных электрохимических процессов. Для изучения естественных электрических полей применяют каротаж потенциалов собственной поляризации горных пород (ПС) и его модификации — каротаж градиента ПС, каротаж электродных потенциалов и каротаж потенциалов гальванических пар.

Искусственные электрические и электромагнитные поля создаются в горных породах генераторами переменного или постоянного тока различной мощности. К методам, изучающим эти поля, относятся каротаж сопротивления обычными зондами (КС), микрокаротаж (МК), боковой каротаж (БК), боковой микрокаротаж (БМК), индукционный каротаж (ИК), диэлектрический каротаж (ДК), каротаж вызванных потенциалов (ВП).

## Глава XVII

### КАРОТАЖ ПОТЕНЦИАЛОВ СОБСТВЕННОЙ ПОЛЯРИЗАЦИИ (КАРОТАЖ ПС)

Каротаж потенциалов собственной поляризации — один из самых распространенных методов электрического каротажа скважин и благодаря простоте исполнения, а также уровню решаемых геологических задач является обязательной составной частью в комплексе проводимых геофизических исследований в скважинах. В комплексе с другими методами промысловой геофизики каротаж позволяет решать следующие задачи:

- 1) литологическое расчленение разрезов скважин и их корреляция;
- 2) определение границ пластов;
- 3) выделение пород-коллекторов и оценка их нефтегазонасыщенности;

- 4) определение минерализации пластовых вод;
- 5) определение коэффициентов глинистости, пористости, проницаемости.

Разновидности каротажа ПС — каротаж электродных потенциалов и каротаж потенциалов гальванических пар — нашли широкое применение при изучении разрезов скважин, связанных с поисками рудных, угольных и графитовых месторождений.

### § 68. Физические основы каротажа потенциалов собственной поляризации

Потенциалы собственной поляризации возникают на границах между породой и глинистым раствором, а также между пластами в результате протекания следующих физико-химических процессов:

- 1) диффузия солей, растворенных в пластовых водах и глинистом растворе, и адсорбция их ионов на поверхности частиц, составляющих скелет горной породы;
- 2) фильтрация пластовых вод из пород в скважину и, наоборот, фильтрата глинистого раствора из скважины в породы;
- 3) окислительно-восстановительные реакции, происходящие в породах и в зоне их соприкосновения с глинистым раствором и металлами.

В результате горные породы поляризуются, т. е. создается электрическое поле, потенциал которого в зависимости от природы происходящих процессов определяется диффузионно-адсорбционными, фильтрационными и окислительно-восстановительными потенциалами.

Возникновение диффузионно-адсорбционных потенциалов в горных породах связано, в первую очередь, с процессами диффузии солей, происходящими в водных растворах электролитов. Соли, содержащиеся в водных растворах электролитов, распадаются на ионы—анионы (отрицательно заряженные) и катионы (положительно заряженные). При соприкосновении двух растворов различной концентрации (как правило, воды, содержащейся в порах горной породы, и фильтрата глинистого раствора) под действием осмотического давления ионов наблюдается их перенос из более концентрированного раствора в менее концентрированный.

В результате в менее концентрированном растворе образуется избыток ионов, обладающих большей скоростью и соответствующим знаком электрического заряда. В более концентрированном растворе будет наблюдаться избыток ионов, обладающих меньшей скоростью, и электрический заряд будет иметь противоположный знак.

Таким образом, в результате процессов диффузии солей на контакте растворов электролитов, пластовой воды концентрации  $c_b$  и фильтрата глинистого раствора концентрации  $c_f$  возникает

некоторая э. д. с., называемая диффузионным потенциалом  $\mathcal{E}_d$ .

Величина диффузионного потенциала  $\mathcal{E}_d$  на контакте двух растворов зависит от их солевого состава и концентраций и определяется формулой Нернста:

$$\mathcal{E}_d = K_d \ln \frac{c_b}{c_f}; \quad (\text{VII.1})$$

здесь  $K_d$  — коэффициент диффузионного потенциала,

$$K_d = \frac{RT}{F} \frac{n_k u - n_a v}{n_k z_k u + n_a z_a v}, \quad (\text{VII.2})$$

где  $R$  — универсальная газовая постоянная, равная  $8,31 \frac{\text{Дж}}{^\circ\text{C} \cdot \text{м}}$ ;  $T$  — абсолютная температура растворов, К;  $n_k, n_a$  — количество катионов и анионов, на которые диссоциирует одна молекула электролита;  $z_k, z_a$  — валентности катиона и аниона;  $u, v$  — скорости движения (подвижности) катиона и аниона,  $u_{\text{Na}} = 45,6 \times 10^{-9} \text{ см}/(\text{с} \cdot \text{В})$ ;  $v_{\text{Cl}} = 67,6 \cdot 10^{-9} \text{ см}/(\text{с} \cdot \text{В})$ .

Наиболее распространенной солью, присутствующей в природных водах, является хлористый натрий ( $\text{NaCl}$ ), поэтому пластовую воду и глинистый раствор в первом приближении можно считать растворами хлористого натрия. В случае одновалентного раствора ( $n_k = n_a = 1$ ;  $z_k = z_a = 1$ ), подставляя значения  $u, v, R, T, F$  и заменяя натуральный логарифм на десятичный, получаем при  $t = 18^\circ\text{C}$

$$\mathcal{E}_d = -11,6 \lg \frac{c_b}{c_f}. \quad (\text{VII.3})$$

Концентрация соприкасающихся растворов приблизительно обратно пропорциональна их удельным электрическим сопротивлениям  $\rho_b$  и  $\rho_f$ , и поэтому для условий скважины

$$\mathcal{E}_d = -11,6 \lg \frac{\rho_f}{\rho_b}. \quad (\text{VII.4})$$

По-другому выглядят процессы диффузии на контакте двух электролитов различной концентрации, один из которых заполняет поровое пространство породы, например, тонкодисперсной глины. Вследствие разности потенциалов твердой и жидкой фаз породы на поверхности частиц адсорбируются ионы одного знака, обычно анионы. Силами электростатического взаимодействия избыточные катионы располагаются в примыкающем к поверхности частиц слое, плотность которого постепенно убывает по мере удаления от границы твердой фазы. Образуется двойной электрический слой определенной толщины ( $\delta = 10^{-2}$  мкм и менее). Подвижность ионов в пределах двойного электрического слоя отличается от подвижностей ионов свободного электролита. Адсорбированные анионы практически неподвижны ( $v = 0$ ), и под действием перепада концентрации

способны перемещаться только ионы внешней (диффузной) обкладки двойного слоя, заполняющие тонкие капилляры (поры породы). Это приводит к перезарядке соприкасающихся растворов. Менее концентрированный раствор заряжается положительным зарядом по отношению к глинам, насыщенным более концентрированным раствором.

На границе раздела двух электролитов различной концентрации, один из которых заполняет поровое пространство породы, возникает э. д. с., называемая диффузионно-адсорбционным потенциалом  $\mathcal{E}_{\text{да}}$ , обусловленная прежде всего наличием двойных электрических слоев на поверхности раздела минеральных высокодисперсных частиц и раствора:

$$\mathcal{E}_{\text{да}} = K_{\text{да}} \lg \frac{c_{\text{в}}}{c_{\text{ф}}} = K_{\text{да}} \lg \frac{\rho_{\text{ф}}}{\rho_{\text{в}}} = (K_{\text{д}} + A_{\text{да}}) \lg \frac{\rho_{\text{ф}}}{\rho_{\text{в}}}, \quad (\text{VII.5})$$

где  $K_{\text{да}}$  — коэффициент диффузионно-адсорбционного потенциала;  $A_{\text{да}}$  — диффузионно-адсорбционная активность породы; величина  $A_{\text{да}}$  определяется активностью твердых частиц к адсорбции ионов и резко увеличивается при повышении содержания в породе тонкодисперсного глинистого материала. Для различных горных пород  $A_{\text{да}}$  изменяется в пределах от  $-10$  до  $+70$  мВ. Наименьшими значениями  $A_{\text{да}}$  характеризуются чистые песчаные и карбонатные породы с высокими значениями пористости и проницаемости. В случае идеально-адсорбирующей породы (тонкодисперсная глина,  $v=0$ )

$$\mathcal{E}_{\text{да max}} = 58 \lg \frac{\rho_{\text{ф}}}{\rho_{\text{в}}}. \quad (\text{VII.6})$$

Возникновение фильтрационных потенциалов типично для пород, в которых происходит фильтрация жидкости из скважины в пласты. Эта картина наблюдается в процессе бурения, так как давление столба глинистого раствора всегда несколько больше пластового давления.

Как указывалось выше, анионы более активно адсорбируются минеральными частицами породы, вследствие чего под действием перепада давления по капилляру перемещаются преимущественно положительно заряженные катионы, накапливая избыточный положительный заряд со стороны, противоположной избыточному давлению в скважине. Для породы фильтрационный потенциал

$$\mathcal{E}_{\text{ф}} = A_{\text{ф}} \rho_{\text{ф}} \Delta p, \quad (\text{VII.7})$$

где  $A_{\text{ф}}$  — фильтрационная активность породы, определяемая структурой порового пространства и свойствами фильтрующейся жидкости;  $\Delta p = p_{\text{р}} - p_{\text{пл}}$  — перепад давлений, создаваемых столбом глинистого раствора и пластом.

В случае наличия глинистой корки (пласт—коллектор) основной перепад давления  $\Delta p$  ввиду того, что ее проницаемость

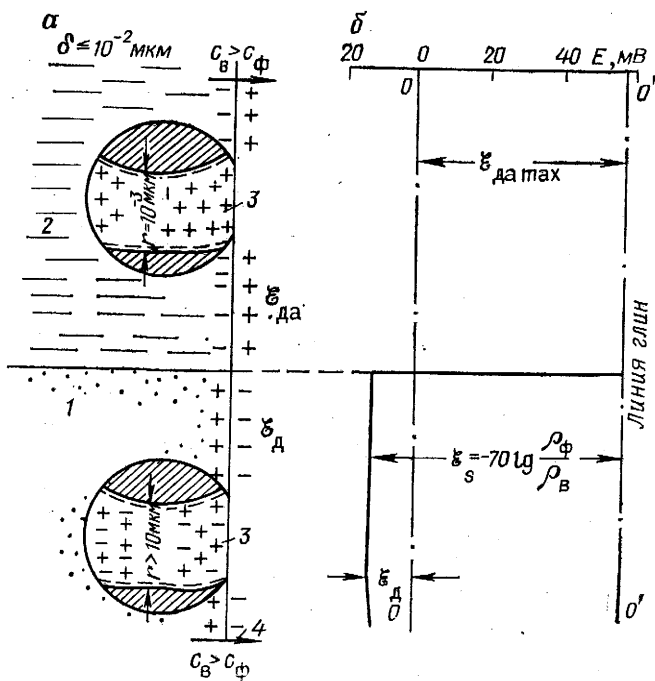


Рис. 89. Схема, поясняющая понятие статической амплитуды ПС (по М. Г. Латышевой).

*a* — схема переноса ионов в поровом канале: 1 — песчаник, 2 — глина, 3 — поровые каналы в песчанике и глине, 4 — направление диффузии; *b* — график статических значений ПС

меньше проницаемости коллектора, приходится на глинистую корку и величина  $\mathcal{E}_\Phi$  определяется в основном фильтрационной активностью корки.

Окислительно-восстановительные потенциалы возникают в горных породах, содержащих минералы с электронной проводимостью. При контакте минералов с электронной проводимостью с растворами электролитов происходит химическая реакция окисления либо восстановления вещества.

Процессы диффузии происходят в порах пород, радиус которых  $r$  изменяется значительно — от 10 мкм (песчаники) до 0,1 мкм и менее (глины). Поэтому в породах, где толщина двойного электрического слоя несоизмеримо мала по сравнению с размерами пор (чистые песчаники, карбонаты), диффузия идет по тому же закону, что и при соприкосновении чистых электролитов, образуя на границе скважина—порода скачок потенциала  $\mathcal{E}_d$  (рис. 89). На границах глинистых пород различного литологического состава или раствора и породы, обладающих большой удельной поверхностью, с радиусом пор, соизмеримых с толщиной двойного электрического слоя, возникает скачок

диффузионно-адсорбционного потенциала  $\mathcal{E}_{\text{да}}$ , обусловленного прежде всего наличием двойных электрических слоев на поверхности раздела минеральных высокодисперсных частиц и раствора (см. рис. 89).

Таким образом, в результате рассмотренных физико-химических процессов на контактах пород и скважина — порода возникают скачки потенциалов  $\mathcal{E}_{\text{д}}$  и  $\mathcal{E}_{\text{да}}$ . Постоянство потенциалов  $\mathcal{E}_{\text{д}}$  и  $\mathcal{E}_{\text{да}}$  вдоль каждой из сред возможно лишь при отсутствии тока в электрической цепи, замыкающей источник э. д. с. на рассмотренных границах. Поэтому возникающая при этом амплитуда ПС носит название статической и обозначается  $\mathcal{E}_{\text{с}}$ . Статическая амплитуда  $\mathcal{E}_{\text{с}}$  вычисляется как разность скачков потенциалов  $\mathcal{E}_{\text{да}}$  и  $\mathcal{E}_{\text{д}}$ :

$$\mathcal{E}_{\text{с}} = -(\mathcal{E}_{\text{да}} - \mathcal{E}_{\text{д}}) = -(K_{\text{да}} - K_{\text{д}}) \lg \frac{\rho_{\text{ф}}}{\rho_{\text{в}}} = K_{\text{ПС}} \lg \frac{\rho_{\text{ф}}}{\rho_{\text{в}}}, \quad (\text{VII.8})$$

где  $K_{\text{ПС}}$  — коэффициент аномалии ПС.

С учетом числовых значений  $K_{\text{да}}$  и  $K_{\text{д}}$  максимальная статическая амплитуда ПС  $\mathcal{E}_{\text{сmax}}$  выразится как

$$\begin{aligned} \mathcal{E}_{\text{сmax}} &= -(\mathcal{E}_{\text{даmax}} - \mathcal{E}_{\text{д}}) = \\ &= -[58 - (-11,6)] \lg \frac{\rho_{\text{ф}}}{\rho_{\text{в}}} \approx -70 \lg \frac{\rho_{\text{ф}}}{\rho_{\text{в}}}. \end{aligned} \quad (\text{VII.9})$$

В общем случае в зависимости от глинистости породы  $70 > K_{\text{ПС}} > 0$ .

Поскольку при регистрации потенциалов по скважине невозможно учесть все сторонние разности потенциалов в цепи измерительных электродов, на диаграмме нельзя провести действительной нулевой линии. В качестве условной нулевой линии для отсчета амплитуды ПС используется линия глин  $O'O'$  (см. рис. 89).

При отсчете от линии глин статическая амплитуда ПС в зависимости от соотношения минерализаций пластовой воды и глинистого раствора может изменить знак на противоположный. Если  $\rho_{\text{ф}} > \rho_{\text{в}}$  ( $c_{\text{ф}} < c_{\text{в}}$ ), то  $\mathcal{E}_{\text{с}} < 0$  и в этом случае кривая ПС будет прямой; если  $\rho_{\text{ф}} < \rho_{\text{в}}$  ( $c_{\text{ф}} > c_{\text{в}}$ ), то  $\mathcal{E}_{\text{с}} > 0$  — в этом случае кривая ПС считается обратной или перевернутой. В частном случае при  $\rho_{\text{ф}} = \rho_{\text{в}}$  ( $c_{\text{ф}} = c_{\text{в}}$ ) величина  $\mathcal{E}_{\text{с}} = 0$ .

Статическая амплитуда ПС зависит от температуры:

$$\mathcal{E}_{\text{с}t} = \mathcal{E}_{\text{с}18} \frac{t + 273}{291}, \quad (\text{VII.10})$$

где  $\mathcal{E}_{\text{с}18}$  — статическая амплитуда ПС при  $t = 18^\circ\text{C}$ ;  $t$  — температура пласта.

## § 69. Измерение потенциалов ПС в скважинах

При проведении измерений в скважинах регистрируют не статическую, а наблюдаемую амплитуду ПС  $\Delta U_{\text{ПС}}$ , равную падению напряжения на участке цепи, образованной скважиной. Кривую  $\Delta U_{\text{ПС}}$  регистрируют по схеме измерения разности потенциалов между электродом  $M$ , перемещающимся по скважине, и электродом  $N$ , расположенным неподвижно вблизи устья скважины. Между электродами  $M$  и  $N$  включают регистрирующий прибор и компенсатор поляризации (рис. 90, а).

Регистрируемая разность потенциалов

$$\Delta U_{\text{ПС}} = \Delta U_{MN} = U_M + U_N + U_{\text{ЭМ}} + U_{\text{ЭН}}, \quad (\text{VII.11})$$

где  $U_M$  и  $U_N$  — потенциалы естественного электрического поля в точках расположения электродов  $M$  и  $N$ ;  $U_{\text{ЭМ}}$  и  $U_{\text{ЭН}}$  — электродные потенциалы, возникающие при погружении электродов  $M$  и  $N$  в водный раствор.

Потенциал электрода  $N$  практически не изменяется во времени, если электрод находится в стабильной физико-химической среде; на практике его помещают в мерник с глинистым раствором.

Электродные потенциалы при использовании неполяризующихся электродов также изменяются мало, и их можно принять за постоянную величину. Регистрируемая разность потенциалов  $\Delta U_{\text{ПС}}$  будет отличаться от  $U_M$  на некоторую постоянную величину

$$\Delta U_{\text{ПС}} = \Delta U_{MN} = U_M + \text{const}, \quad (\text{VII.12})$$

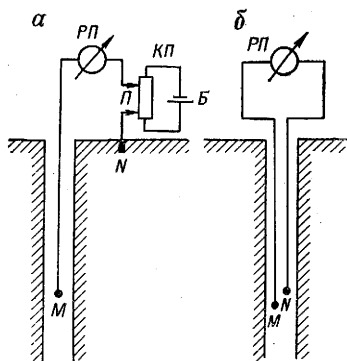


Рис. 90. Схема измерения потенциалов ПС (а), градиент-потенциала ПС (б).

РП — регистрирующий прибор;  
КП — компенсатор поляризации;  
Б — батарея; П — потенциометр

и кривая относительного изменения потенциала ПС по скважине не будет иметь нулевой линии.

Для того чтобы с достаточной точностью измерить и скомпенсировать постоянную составляющую разности потенциалов ПС, в цепь электродов  $M$  и  $N$  вводят противоположную по знаку компенсационную разность потенциалов посредством прибора, называемого компенсатором поляризации.

Точкой записи кривой потенциалов ПС является электрод  $M$ . Масштаб кривой выражается числом милливольтов на 1 см (мВ/см); его выбирают одинаковым для всего разреза и месторождения, обычно в пределах 5—12,5 мВ/см. Масштаб



глубин составляет 1:500, 1:200, при детальных исследованиях 1:50, скорость записи 3000—4000 м/ч.

Регистрируемая амплитуда потенциалов ПС  $\Delta U_{\text{ПС}}$  против пласта представляет собой падение потенциала на оси скважины в результате протекания токов ПС от э. д. с., возникающих на контактах скважина — пласт и между пластами.

Изменение потенциалов ПС в скважине изображается симметричной кривой относительно середины пластов. Середина пласта отмечается максимальной или минимальной амплитудой ПС.

В мощных пластах их границы определяют на уровне точек кривой, соответствующих половине амплитуды аномалии  $\Delta U_{\text{ПС макс}}$  от линии глин:

$$\Delta U_{\text{ПС г}} \approx 0,5 \Delta U_{\text{ПС макс}}$$

С уменьшением мощности пласта  $h$  границы пласта сдвигаются к максимуму кривой и тем интенсивнее, чем меньше  $h$ . Кроме мощности пласта на амплитуду отклонения кривой ПС влияют удельные сопротивления контактирующих сред (вмещающей среды  $\rho_{\text{вм}}$ , породы  $\rho_{\text{п}}$ , зоны проникновения  $\rho_{\text{зп}}$ , раствора  $\rho_{\text{р}}$ ), диаметр скважины  $d_{\text{с}}$  и диаметр зоны проникновения  $D$ .

В общем случае с увеличением  $\rho_{\text{зп}}$ ,  $\rho_{\text{п}}$ ,  $d_{\text{с}}$  и  $D$  амплитуда отклонения кривой ПС уменьшается. Например, в нефтеносном пласте аномалия  $\Delta U_{\text{ПС}}$  ниже на 15—20 %, чем в однородном водоносном.

*Каротаж градиента ПС.* При наличии сильных блуждающих или теллурических токов вместо кривой ПС (или в дополнение к ней) регистрируют кривую градиента ПС (рис. 90, б). В дальнейшем кривая градиента ПС может быть перестроена в кривую потенциалов ПС.

*Каротаж электродных потенциалов.* С помощью специального зонда измеряют электродную разность потенциалов  $\Delta U_{\text{эл}}$  между электродом  $M$ , скользящим по стенке скважины, и электродом сравнения  $N$ , не касающимся стенки скважины. Электроды  $M$  и  $N$  изготавливают из металла, обладающего наибольшим отрицательным значением электродного потенциала ( $Zn$ ), величина которого стабильна во времени при перемещении электродов по скважине.

Породы с электронной проводимостью обладают положительными электродными потенциалами. При соприкосновении скользящего по стенке скважины электрода  $M$  с породой, обладающей электронной проводимостью, его потенциал резко возрастает. В этом случае разность потенциалов  $\Delta U_{\text{эл}}$  между электродом  $M$  и электродом сравнения  $N$  достигает нескольких сотен милливольт, что отмечается максимумом на регистрируемой кривой.

*Каротаж потенциалов гальванических пар.* В процессе соприкосновения электрода  $M$  с электропроводящей породой на ней

остается тонкий слой металла скользящего электрода. В результате образуется гальваническая пара из двух электронно-проводящих тел, обладающих различными электродными потенциалами, которые в совокупности с соевым водным раствором образуют замкнутый гальванический элемент. Величина возникающего потенциала  $U_{\text{тп}}$  имеет положительный знак; она зависит от соотношения твердости металла скользящего электрода и встречаемого рудного тела.

## § 70. Каротаж вызванных потенциалов

Наряду с потенциалами собственной поляризации ПС в горных породах наблюдаются искусственные вторичные электрические поля — вызванная поляризация, происхождение которой связано с физико-химическими процессами, происходящими в породах в результате воздействия на них электрического тока. Обусловленную ими разность потенциалов между электродами  $M$  и  $N$  измерительной установки называют вызванными потенциалами (ВП). Природа возникновения вызванных потенциалов у пород с электронной и ионной проводимостью различна. Основная причина возникновения ВП у пород с ионной проводимостью заключается в ее объемной поляризации, в результате которой под действием электрического тока изменяется распределение ионов у поверхности твердых частиц скелета горной породы, т. е. происходит деформация внешних обкладок двойных электрических слоев. После снятия внешнего электрического поля происходит восстановление прежней структуры ионов, в результате чего возникает ток потенциалов вызванной поляризации.

Возникновение вызванных потенциалов у пород с электронной проводимостью (сульфиды металлов, графит и др.) наблюдается в результате физико-химических процессов, происходящих под действием тока в местах их соприкосновения с электролитами, что приводит к выделению продуктов электролиза. Величина и знак вызванной разности потенциалов, регистрируемой после выключения внешнего поляризирующего поля, зависят в основном от минерального состава скелета, литологических и структурных особенностей пород, минерализации пластовых вод и плотности поляризирующего тока.

Схема для измерения вызванных потенциалов включает в себя токовую и измерительную цепи и зонд специальной конструкции.

Кривые  $\Delta U_{\text{ВП}}$  против одиночных пластов симметричны. Границы пластов отбиваются посередине амплитуды  $\Delta U_{\text{ВП}}$ . Каротаж ВП нашел более широкое применение в рудной и угольной геологии, чем в нефтегазопромысловой. Там его используют для выделения угольных пластов и вкрапленных сульфидных руд

в разрезах скважин. В нефтяных и газовых скважинах каротаж ВП применяют для выделения проницаемых интервалов в терригенных коллекторах и трещинных зон в карбонатных.

## Глава XVIII

### КАРОТАЖ СОПРОТИВЛЕНИЯ

#### § 71. Физические основы каротажа сопротивления

Электрический каротаж сопротивления (КС) основан на различии горных пород в электропроводности. Величиной, характеризующей способность горной породы пропускать электрический ток, служит, как уже отмечалось в § 22, удельное электрическое сопротивление<sup>1</sup>  $\rho$ .

Удельное сопротивление горных пород изменяется в широких пределах (от долей омметра до сотен тысяч омметров), что обеспечивает возможность детального изучения пород по их сопротивлениям; оно зависит от удельных сопротивлений породообразующих минералов и водных растворов солей в порах породы, их содержания в единице объема породы, ее структуры и температуры ее залегания. Удельное сопротивление пластовых вод изменяется от  $10^{-2}$  до  $10^4$  Ом·м.

Оно тем меньше, чем больше солей растворено в них. В зависимости от химического состава солей сопротивление пластовых вод изменяется, что обусловлено электропроводностью каждой из солей в отдельности. В пластовых водах нефтяных и газовых месторождений от 70 до 95 % общего количества растворенных солей составляет хлористый натрий (NaCl), поэтому при определении удельного сопротивления пластовых вод для приближенных расчетов допускают, что в растворе содержится только соль NaCl.

С повышением температуры сопротивление водных растворов понижается (около 2 % на 1 °С). Удельное сопротивление раствора или породы при незначительном диапазоне изменения температур (в пределах 30°) подсчитывают, пользуясь упрощенной формулой

$$\rho_t = \rho_{18} [1 - \alpha(t - 18)], \quad (\text{VII.13})$$

где  $\rho_{18}$  — удельное сопротивление раствора или породы при  $t = 18^\circ\text{C}$ ;  $\alpha$  — температурный коэффициент электропроводности, показывающий относительное изменение  $\rho$  при изменении температуры на 1 °С (числовое значения для NaCl —  $0,022 \div 0,025^\circ\text{C}^{-1}$ ).

В процессе бурения скважины под действием гидростатического давления в проницаемые горные породы фильтруется

<sup>1</sup> В дальнейшем слово «электрическое» будем опускать.

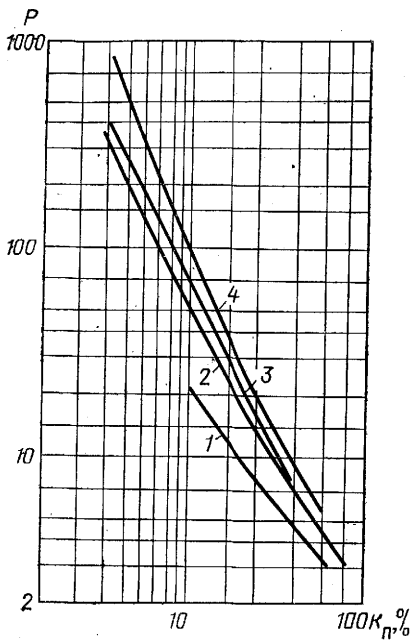


Рис. 91. Зависимость относительного сопротивления  $P$  от коэффициента пористости  $k_{п}$  для песчано-глинистых пород (по В. Н. Дахнову).

1 — рыхлые пески; 2 — слабосцементированные песчаники; 3 — слабосцементированные песчаники с учетом давления и температуры; 4 — среднецементированные песчаники

глинистый раствор, образуя в зоне близлежащей к стенкам скважины область, заполненную фильтратом раствора с удельным сопротивлением  $\rho_{ф}$ . Удельное сопротивление фильтра  $\rho_{ф}$  находят по удельному сопротивлению глинистого раствора  $\rho_{г}$ , которое также зависит от концентрации солей, температуры и плотности глинистого раствора.

**Удельное сопротивление водонасыщенных пород.** Главные породообразующие минералы горных пород относятся к классу изоляторов и не проводят электрического тока. Электропроводность же горных пород в условиях естественного залегания обеспечивается присутствующей в порах пластовой водой и прямо пропорциональна ее удельному сопротивлению и занимаемому объему, т. е. пористости.

Обозначив через  $\rho_{вп}$  удельное сопротивление полностью водонасыщенной породы, получим

$$\rho_{вп} = P\rho_{в}, \quad (\text{VII.14})$$

где  $P$  — относительное сопротивление породы, зависящее от ее пористости и структуры порового пространства;  $\rho_{в}$  — сопротивление пластовой воды.

В общем случае эмпирическая зависимость между относительным сопротивлением  $P$  и коэффициентом пористости  $k_{п}$  имеет вид

$$P = \frac{a}{k_{п}^m}, \quad (\text{VII.15})$$

где  $a$  и  $m$  — параметры, зависящие от литологического состава и структуры порового пространства породы.

Для оценки пористости пород на практике используют расчетные и экспериментальные зависимости  $P=f(k_{п})$ , полученные по результатам исследований образцов горных пород (рис. 91).

Пропорциональность между удельными сопротивлениями

воды и породы, начиная с некоторых значений минерализации насыщающей породу воды, нарушается для глинистых пород.

*Удельное сопротивление нефтегазонасыщенных пород.* Нефть и газ практически не проводят электрического тока, поэтому, находясь в поровом пространстве породы, они частично замещают воду и снижают проводимость породы<sup>1</sup>. Удельное сопротивление нефтегазонасыщенной породы зависит от процентного содержания в порах нефти или газа и воды, минерализации пластовых вод, пористости, структуры порового пространства и т. п.

Содержание воды в нефтегазонасыщенном пласте характеризуется коэффициентом водонасыщенности  $k_v$  пласта — отношением объема пор, заполненных водой, к общему объему порового пространства породы.

Отношение объема пор, занятых нефтью (газом), к общему объему пор называется коэффициентом нефтенасыщенности  $k_n$  (газонасыщенности  $k_r$ ) пласта. Очевидно, что

$$k_n + k_v = 1, \text{ откуда } k_n = 1 - k_v.$$

Нефтенасыщенность (газонасыщенность) породы оценивают отношением удельного сопротивления породы при ее частичном заполнении нефтью (газом)  $\rho_{нп}$  к удельному сопротивлению этой же породы при полном заполнении ее пор водой  $\rho_{вп}$ :

$$P_n = \frac{\rho_{нп}}{\rho_{вп}} = \frac{P_{нп}}{P_{вп}}, \quad (\text{VII.16})$$

где  $P_n$  — параметр насыщения — коэффициент увеличения электрического сопротивления пласта.

В общем случае между параметром насыщения  $P_n$  и коэффициентом водонасыщенности  $k_v$  существует обратная степенная зависимость:

$$P_n = \frac{a}{k_v^n} = \frac{a}{(1 - k_n)^n}, \quad (\text{VII.17})$$

где  $a$  — некоторая постоянная;  $n$  — показатель степени, зависящий от литолого-петрографического характера пород и физико-химических свойств нефти и воды.

Зависимость  $P_n = f(k_v)$  приведена на рис. 92. На практике зависимость  $P_n = f(k_v)$  применяют для определения коэффициента нефтенасыщенности пород.

## § 72. Каротаж сопротивления обычными зондами

Для определения удельного сопротивления горных пород, вскрытых скважиной, применяют четырехэлектродную установку

<sup>1</sup> В порах пород, содержащих нефть и газ (даже при  $k_{нт} > 90\%$ ), содержится некоторое количество минерализованной пластовой воды. Обволакивая зерна породы, она образует сеть тонких каналов и пленок, обеспечивающих электропроводность нефтегазонасыщенных пород.

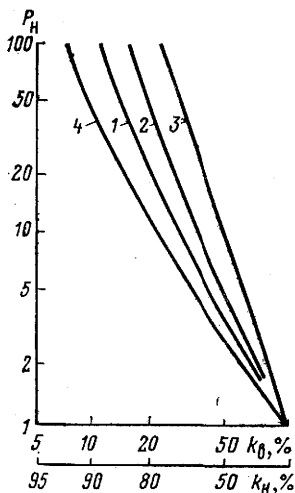


Рис. 92. Зависимость параметра насыщения  $P_n$  от коэффициентов водонасыщенности  $k_v$  и нефтенасыщенности  $k_n$  для песчано-глинистых и карбонатных пород (по В. Н. Дахнову).

Породы: 1 — гидрофильные, 2 — слабогидрофильные, 3 — гидрофобные, 4 — карбонатные

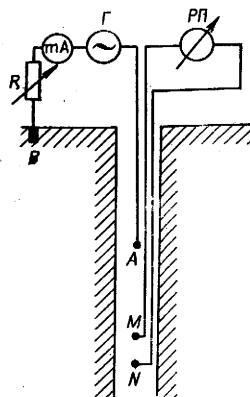


Рис. 93. Принципиальная схема измерения кажущегося сопротивления горных пород в скважине обычным зондом.

Г — генератор переменного тока; mA — миллиамперметр; R — реостат; РП — регистрирующий прибор

AMNB. При измерении удельного сопротивления пород методом КС обычно в скважину на кабеле опускают три электрода AMN или ABM, называемых зондом, с установленными заранее расстояниями между ними; четвертый электрод B или N устанавливают на поверхности<sup>1</sup> (рис. 93).

Через два питающих электрода A и B в породы вводят электрический ток I; между измерительными электродами M и N измеряют разность потенциалов  $\Delta U$ , пропорциональную току I и удельному сопротивлению пород  $\rho$ . Электроды связаны с породами через глинистый раствор, заполняющий ствол скважины. Питание токовых электродов A и B от блока питания и подача разности потенциалов  $\Delta U$  на регистрирующий прибор осуществляются по жилам кабеля.

Для установления связи удельного электрического сопротивления пород с замеряемыми характеристиками электрического поля и размерами зонда рассмотрим электрическое поле точечного источника в однородной изотропной среде. Пусть в однородной изотропной среде с удельным сопротивлением  $\rho$  имеется

<sup>1</sup> При некоторых специальных исследованиях в скважине могут находиться только два электрода A и M; два других устанавливают на поверхности.

точечный электрод  $A$ , эмитсирующий ток силой  $I$ . Вторым электродом  $B$  удален (теоретически в бесконечность) и не оказывает влияния на электрическое поле вблизи электрода  $A$  (рис. 94). Так как среда однородна и условия для протекания тока от заземления  $A$  одинаковы в любом направлении, то линии тока, исходящие из точки  $A$ , будут прямыми, а эквипотенциальные поверхности — концентрическими сферами с центром в точке  $A$ . Определим потенциал в точке  $M$ , расположенной на расстоянии  $r=AM$  от источника тока  $I$ . Плотность тока в точке  $M$

$$j = \frac{I}{4\pi r^2}. \quad (\text{VII.18})$$

Согласно закону Ома падение напряжения на элементарном участке пути  $dr$

$$-dU = j\rho dr, \quad (\text{VII.19})$$

откуда с учетом (VII.18) получаем

$$-dU = \frac{\rho I}{4\pi} \frac{dr}{r^2}. \quad (\text{VII.20})$$

Потенциал электрического поля в точке  $M$  определится как

$$U_M = \int_M^\infty -dU = \frac{\rho I}{4\pi} \int_r^\infty \frac{dr}{r^2} = \frac{\rho I}{4\pi} \frac{1}{r} = \frac{\rho I}{4\pi} \frac{1}{AM}. \quad (\text{VII.21})$$

По аналогии будем иметь выражение для потенциала  $U_N$  в точке  $N$ , находящейся на расстоянии  $r=AN$ :

$$U_N = \frac{\rho I}{4\pi} \frac{1}{AN}. \quad (\text{VII.22})$$

Если считать электроды зонда точечными, то разность потенциалов  $\Delta U_{MN}$  между его измерительными электродами  $M$  и  $N$

$$\Delta U_{MN} = U_M - U_N = \frac{\rho I}{4\pi} \left( \frac{1}{AM} - \frac{1}{AN} \right) = \frac{\rho I}{4\pi} \frac{MN}{AM \cdot AN}, \quad (\text{VII.23})$$

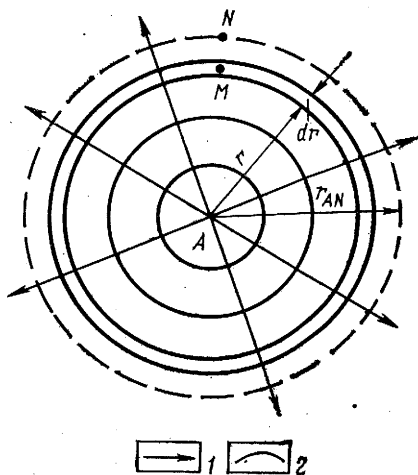


Рис. 94. Схема электрического поля точечного источника тока в однородной изотропной среде.  
1 — токовые линии; 2 — эквипотенциальные поверхности

откуда удельное сопротивление однородной изотропной среды

$$\rho = 4\pi \frac{AM \cdot AN}{MN} \frac{\Delta U}{I} = K \frac{\Delta U}{I}, \quad (\text{VII.24})$$

где  $K$  — коэффициент зонда, зависящий от расстояний между электродами,

$$K = 4\pi \frac{AM \cdot AN}{MN}.$$

Из формул (VII.21) и (VII.22) следует, что потенциал в точке не изменится, если поменять местами электроды  $A$  и  $M$  ( $N$ ), т. е. в точку  $M$  ( $N$ ) поместить источник питания, а потенциал определять в точке  $A$ . Это положение носит название принципа взаимности и имеет большое практическое значение. Справедливость этого положения распространяется и на неоднородную среду. При проведении промыслово-геофизических исследований скважин электрическими методами используют в зависимости от существующих измерительных схем и целей исследования зонды как однополюсные, так и двухполюсные.

Выражение (VII.24) справедливо для вычисления удельного

сопротивления изотропной и однородной среды. В действительности же при измерениях в скважине получают кажущееся удельное сопротивление  $\rho_k$ , отличающееся от удельного сопротивления  $\rho_n$  тем больше, чем больше неоднородность среды.

Неоднородность среды по сопротивлению определяется удельными сопротивлениями разных по мощности вскрытых пластов, их характеристиками в зоне, прилегающей к стенке скважины (в зависимости от наличия или отсутствия проникновения глинистого раствора в пласт), диаметром скважины и заполняющего ее раствора. Кроме того, на результаты измерений влияют тип и размер зонда, которым проводят измерения. Поэтому кажущимся удельным сопротивлением называют величину, подсчитанную по результатам из-

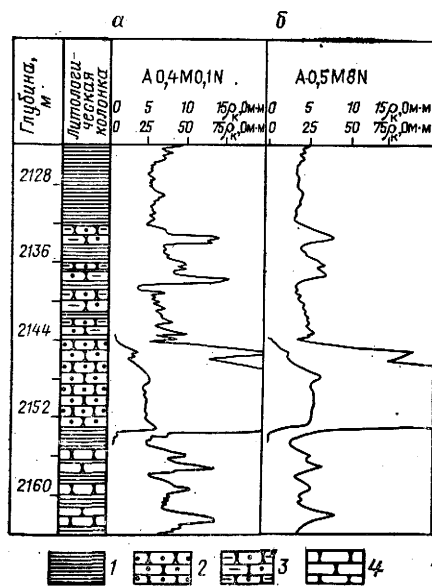


Рис. 95. Пример кривых КС, зарегистрированных градиент-зондом (а) и потенциал-зондом (б).

1 — глина; 2 — песчаник нефтеносный, глинистый; 3 — песчаник нефтеносный; 4 — песчаник водоносный



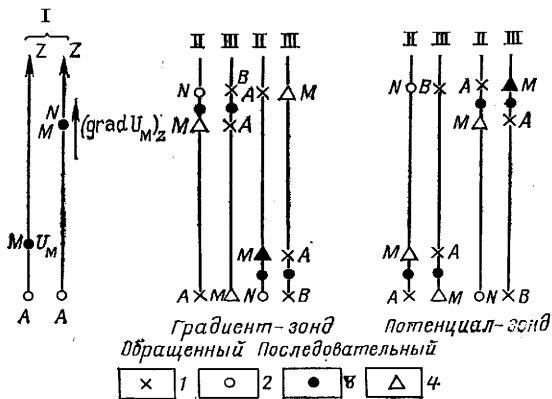


Рис. 96. Схемы зондов.

I — идеальные; II — однополюсные; III — двухполюсные; 1 — токовый электрод; 2 — измерительный электрод; 3 — точка записи КС; 4 — точка записи ПС

мерений многоэлектродным зондом по формуле (VII.24), полученной для однородной среды.

Результаты измерения кажущегося сопротивления пород в скважине изображают в виде кривой изменения кажущегося сопротивления по стволу скважины. Пример кривых КС, зарегистрированных градиент-зондом и потенциал-зондом, приведен на рис. 95.

**Зонды.** Зонды различают по результатам измерений — потенциал-зонд и градиент-зонд; по расположению парных электродов по отношению к непарному — последовательный зонд и обращенный зонд; по числу токовых электродов в скважине — однополюсный зонд прямого питания и двухполюсный зонд взаимного питания (рис. 96).

Потенциал-зондом называют зонд, у которого расстояние между непарными электродами  $A$  и  $M$  значительно меньше, чем между парными электродами  $M$  и  $N$ ,  $A$  и  $B$ <sup>1</sup>.

В потенциал-зондах, используемых на практике,  $AM \ll \left(\frac{1}{5} \div \frac{1}{10}\right) MN$  или  $MN \geq (5 \div 10) AM$ . Расстояние  $AM = L_{\text{пз}}$  является размером потенциал-зонда; точку записи  $r_{\text{к}}$  относят к середине  $AM$ . Градиент-зондом называют зонд, у которого расстояние между парными электродами  $M$  и  $N$  или  $A$  и  $B$  значительно меньше расстояния между непарными электродами  $M$  и  $A$ . Размером градиент-зонда  $L_{\text{гз}}$  является расстояние между одним из непарных электродов и серединой между парными электродами  $MN$  ( $AB$ ), обозначаемой точкой  $O$ ;  $L_{\text{гз}} = AO$ . Точка

<sup>1</sup> Парными называют электроды одного назначения: измерительные  $M$  и  $N$  или токовые  $A$  и  $B$ .

О является и точкой записи градиент-зонда. На практике применяют градиент-зонды с расстоянием между измерительными электродами  $M$  и  $N$ , составляющими 0,05—1 м.

Выделение границ пластов высокого сопротивления различных литологических разностей определяется расположением парных электродов по отношению к непарному. При расположении парных электродов ниже непарного зонд называют последовательным; в этом случае подошва пласта высокого сопротивления отбивается максимумом на кривой  $\rho_k$ . При расположении парных электродов выше непарного зонд называют обратным; в этом случае кровля пласта отбивается максимумом на кривой  $\rho_k$ .

Зонд с одним питающим электродом (в скважине) и двумя измерительными называют однополюсным (или зондом прямого питания), зонд с двумя питающими электродами (в скважине) и одним измерительным — двухполюсным (или зондом взаимного питания). На практике в зависимости от схемы комплексирования измерений и ее лучшей помехоустойчивости применяют и однополюсные, и двухполюсные зонды. Зонды обозначены в порядке расположения в скважине электродов сверху вниз с расстоянием между ними в метрах, например: А2,0М0,5N — градиент-зонд, однополюсный,  $L=2,25$  м; расстояние между токовым и измерительными электродами соответственно 2 и 2,5 м.

*Выбор оптимальных зондов для стандартного каротажа КС.* Получаемые в процессе регистрации кривые КС зависят от типа и размера зонда. Поэтому для получения сопоставимых результатов в районе исследований измерения проводят с одним или двумя зондами, называемыми стандартными. Выбор стандартных зондов определяется задачами, стоящими перед геологической службой.

Кривые  $\rho_k$ , зарегистрированные стандартными зондами, должны четко расчленять геологический разрез, давать правильное представление об удельном сопротивлении пород и наличии в разрезе продуктивных горизонтов. В качестве стандартных используют градиент- и потенциал-зонды размером  $L \approx 2$  м для градиент-зонда и  $L \approx 0,5 \div 0,7$  м для потенциал-зонда.

Зонды стандартного каротажа совместно с другими стандартными методами исследования скважин (кавернометрия, ПС, гамма-каротаж) позволяют успешно решать задачи по расчленению разрезов, корреляции скважин, а также задачи, связанные со структурным и разведочным бурением.

### § 73. Кривые кажущегося сопротивления обычных зондов

Рассмотрим характерные кривые КС для одиночных однородных пластов высокого и низкого сопротивления при различных соотношениях размера зонда  $L$  и мощности пласта  $h$  (рис. 97).

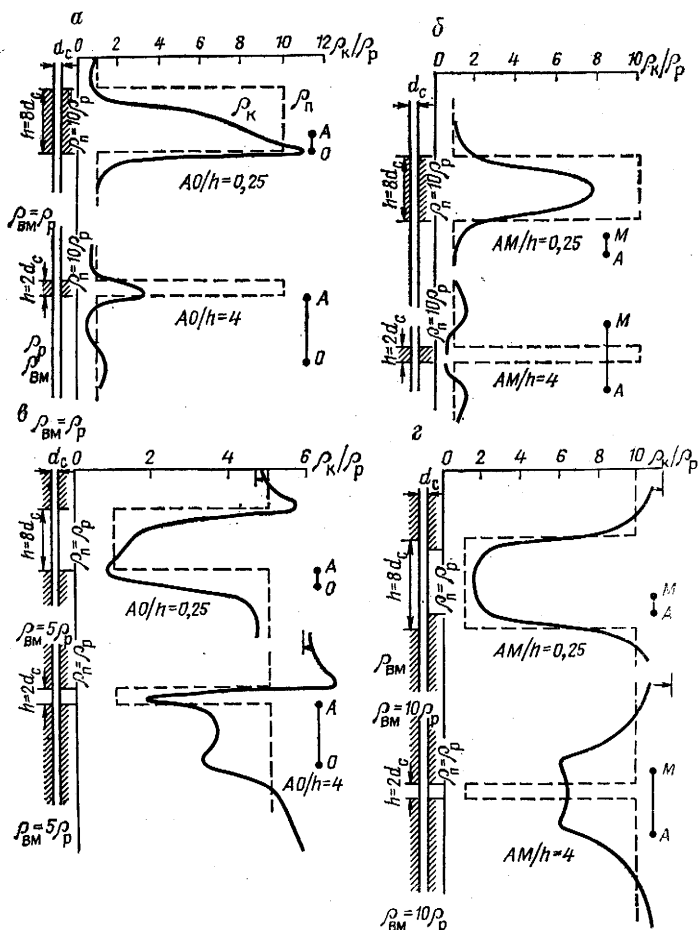


Рис. 97. Кривые КС для однородных пластов разной мощности высокого (а, б) и низкого (в, г) сопротивлений (по С. Г. Комарову).

а, в — последовательный градиент-зонд; б, г — обращенный потенциал-зонд

Кривые КС получены на основании методики приближенного построения кривых кажущегося сопротивления и экспериментальных данных с учетом влияния скважины<sup>1</sup>.

### Пласт высокого сопротивления

Последовательный градиент-зонд (рис. 97, а). При  $h > L$  пласт отмечается асимметричной относительно середины пласта

<sup>1</sup> С анализом особенностей конфигураций приведенных кривых более подробно можно ознакомиться в специальной литературе по интерпретации результатов геофизических исследований в скважинах.

кривой КС. Подошва пласта фиксируется максимумом  $\rho_{\text{к max}}$ , кровля — минимумом  $\rho_{\text{к min}}$ .

При  $h < L$  пласт характеризуется более сглаженной, но асимметричной относительно середины пласта кривой КС. Ниже пласта на расстоянии, равном  $L$ , наблюдается экранный максимум. Выше экранного максимума значение КС ниже сопротивления вмещающих пород  $\rho_{\text{вм}}$ .

*Обращенный градиент-зонд.* Кривые, полученные обращенным градиент-зондом, являются зеркальным отображением кривых последовательного градиент-зонда относительно плоскости, проходящей через середину пласта. Максимум кривой  $\rho_{\text{к max}}$  наблюдается против кровли пласта, минимум кривой  $\rho_{\text{к min}}$  — против подошвы пласта.

Зоны наибольших искажений  $\rho_{\text{к}}$  (экранные максимум и минимум) при  $h < L$  располагаются над пластом.

*Потенциал-зонд.* При  $h > L$  (рис. 97, б) пласт отмечается максимумом  $\rho_{\text{к max}}$ , симметричным относительно середины пласта. При  $h < L$  пласт фиксируется минимумом  $\rho_{\text{к min}}$ , симметричным относительно середины пласта. Выше и ниже пласта на расстоянии  $AM/2$  наблюдается увеличение кажущегося сопротивления (экранные максимумы).

### *Пласт низкого сопротивления*

*Последовательный градиент-зонд.* При  $h > L$  (рис. 97, в) пласт отмечается асимметричной относительно середины кривой КС. Подошва пласта фиксируется минимумом  $\rho_{\text{к min}}$ , а кровля пласта — максимумом  $\rho_{\text{к max}}$ . При  $h < L$  подошву и кровлю тонкого пласта находят аналогичным образом — по минимуму  $\rho_{\text{к min}}$  и максимуму  $\rho_{\text{к max}}$ .

*Обращенный градиент-зонд.* Кривые, полученные обращенным градиент-зондом при  $h > L$  и  $h < L$ , являются зеркальным отображением кривых последовательного градиент-зонда относительно плоскости, проходящей через середину пласта. Максимум кривой  $\rho_{\text{к max}}$  наблюдается против подошвы пласта, минимум кривой  $\rho_{\text{к min}}$  — против кровли пласта.

*Потенциал-зонд* (рис. 97, г). При  $h > L$  на кривой  $\rho_{\text{к}}$  местоположение пласта отмечается симметричным понижением кажущегося сопротивления с четким минимумом  $\rho_{\text{к min}}$  против середины пласта. При  $h < L$  на кривой  $\rho_{\text{к}}$  пласт выделяется так же четко, как и в предыдущем случае. В середине пласта кажущееся сопротивление выше, чем в пластах большей мощности ( $h \gg L$ ), и превосходит удельное сопротивление пласта.

### *Фактические кривые кажущегося сопротивления*

Форма кривых (и величины) кажущихся сопротивлений, зарегистрированных в результате измерений в скважине, значи-

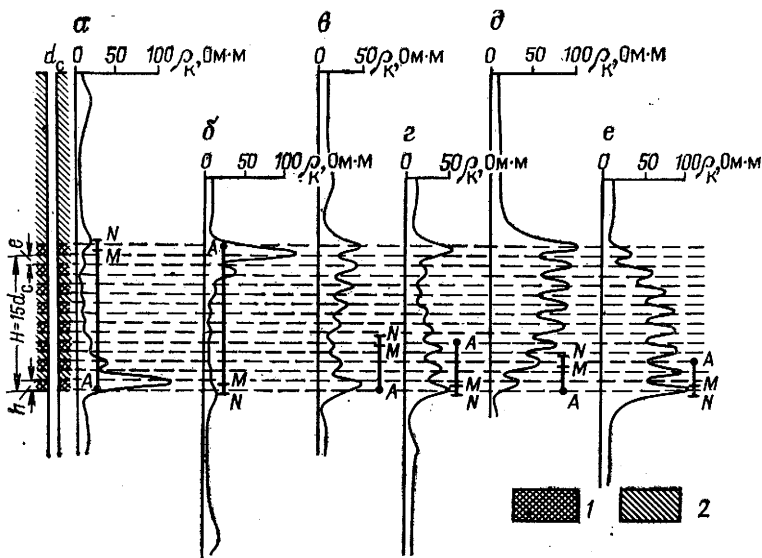


Рис. 98. Кривые КС против пачки тонких пластов бесконечно высокого сопротивления одинаковой мощности (по В. Н. Дахнову).

*а, в, д* — обращенный градиент-зонд; *б, г, е* — последовательный градиент-зонд; 1 — пласты бесконечно высокого сопротивления; 2 — вмещающая среда,  $\rho_{вм} = \rho_p = 10 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ ;  $h = e = d_c$

тельно сложнее кривых, рассмотренных выше (см. рис. 97). Это связано с чередованием и неоднородностью различных по мощности пластов низкого и высокого сопротивления, влиянием скважины, глубины проникновения раствора в пласты-коллекторы, неперпендикулярностью оси скважины к плоскостям напластования, типом и длиной зонда, используемого при проведении каротажа КС, и другими причинами. Влияние перечисленных выше факторов на вид кривых кажущегося сопротивления против пачек пластов обуславливается и соотношением между размером зонда, мощностями *e* пропластков, разделяющих пласты, и мощностью *H* всей пачки.

В качестве примера на рис. 98 изображены кривые КС обращенного (рис. 98, *а, в, д*) и последовательного (рис. 98, *б, г, е*) градиент-зондов против пачки тонких пластов бесконечно высокого сопротивления одинаковой мощности.

При наличии пачки, состоящей из многих пластов малой мощности высокого сопротивления, в результате взаимного влияния соседних пластов, обуславливающих характер распределения электрического поля, наблюдаются различные по форме кривые КС и величины  $\rho_K$ , что вызывает определенные трудности в выделении границ пластов и отсчета значений  $\rho_K$ . Однако для кривых КС, зарегистрированных в скважине, характерны

те же особенности, которые присущи рассмотренным выше кривым для одиночных пластов низкого и высокого сопротивлений, что используется на практике для выделения пластов по удельному сопротивлению и определения их границ и мощностей. Пример фактических кривых КС приведен на рис. 95.

На диаграммах  $\rho_k$  последовательных градиент-зондов подошву и кровлю пласта высокого сопротивления находят по точкам, расположенным на расстояниях  $MN/2$  ( $AB/2$ ) ниже точек  $\rho_{k \max}$  и  $\rho_{k \min}$ . На диаграммах  $\rho_k$  обращенных градиент-зондов подошву и кровлю пласта высокого сопротивления определяют по точкам, смещенным на  $MN/2$  ( $AB/2$ ) вверх относительно точек  $\rho_{k \min}$  и  $\rho_{k \max}$ .

На диаграммах  $\rho_k$  потенциал-зондов подошву и кровлю пласта высокого сопротивления находят по точкам, смещенным на  $AM/2$  от начала крутого подъема кривой относительно оси глубин против пласта в сторону вмещающих пород низкого сопротивления.

При  $h < L$  точное определение границ пластов малой мощности по диаграммам градиент- и потенциал-зондов затруднено. В данном случае выделять границы пластов лучше по диаграммам микрозонда и экранированного зонда.

Границы пластов низкого сопротивления являются одновременно кровлей или подошвой пластов высокого сопротивления, и правила их определения по диаграммам градиент- и потенциал-зондов аналогичны.

## § 74. Боковое каротажное зондирование

Основная цель бокового каротажного зондирования (БКЗ) заключается в определении истинного удельного сопротивления пластов  $\rho_p$ . Методом БКЗ в продуктивной части разреза в скважине измеряют кажущееся сопротивление пластов несколькими градиент-зондами (реже потенциал-зондами) различной длины. Размер зондов обычно изменяется от 0,4 до 8 м. Для исследования продуктивной части разрезов нефтяных и газовых скважин обычно используют следующий комплект последовательных градиент-зондов: А0,4М0,1N; А1,0М0,1N; А2,0М0,5N; А4,0М0,5N; А8,0М1,0N; сюда включают также один из обращенных градиент-зондов (N0,5M4,0A), служащий для уточнения границ пластов. Радиус исследования зонда тем больше, чем больше его длина. Поэтому комплект зондов охватывает изучаемый участок среды в радиальном направлении от стенки скважины до наиболее удаленного участка (около 8 м), слабо подверженного влиянию скважины и зоны проникновения. Одновременно с БКЗ проводят исследования каверномером и резистивиметром для определения удельного сопротивления глинистого раствора  $\rho_p$ .

Методика обработки данных БКЗ включает в себя следующие этапы: 1) выделение пласта; 2) построение для него фактической кривой зондирования; 3) сопоставление ее с теоретическими кривыми (палетками) для определения  $\rho_p$ .

Пласты выделяют по совокупности всех кривых КС с учетом результатов других методов исследований. По данным измерений кажущегося сопротивления с зондами различной длины на бланке с логарифмическими шкалами строят для интерпретируемого пласта фактическую кривую зондирования, а именно кривую зависимости кажущегося удельного сопротивления от длины зонда. Величину кажущегося сопротивления отсчитывают по средним, оптимальным или максимальным значениям  $\rho_k$ , придерживаясь правил, которые определяют отношением мощности пласта к диаметру скважины  $h/d_c$  (рис. 99). При  $\rho_p \gg \rho_{BM}$  и  $h/d_c > 16 \div 25$  берут кажущееся сопротивление в интервале пласта  $h-AO$ . Если  $h \leq 16d_c$  ( $h = 3,2 \div 4,8$  м,  $d_c$  меняется в пределах 0,2—0,3 м), то снимают  $\rho_{kmax}$  при  $\rho_p > \rho_{BM}$ ; если  $\rho_p < \rho_{BM}$ , то берут  $\rho_{kmin}$ .

При значении  $\rho_p$ , мало отличающемся от  $\rho_{BM}$ , снимают среднее кажущееся сопротивление в интервале залегания пласта.

Когда вследствие неоднородности пласта диаграмма  $\rho_k$  сильно иззубрена, планиметрируют площадь  $S$  аномалии на кривую  $\rho_k$ . Деля площадь  $S$  на размер ее основания  $ab$ , с учетом масштаба получают  $\rho_{kcp}$ . Данные, снимаемые с диаграмм, заносят в таблицу. На бланке с построенной кривой зондирования  $\rho_k = f(AO)$  наносят линии, соответствующие  $\rho_p$  при данных значениях  $t$ ,  $d_c$ ,  $\rho_{BM}$  и  $h$ . Пересечение линий, соответствующих значениям  $\rho_p$  и  $d_c$ , дает точку, называемую крестом кривой зондирования; пересечение линий, соответствующих значениям  $\rho_p$  и  $h$ , дает точку, называемую точкой учета мощности. После этого бланк с построенной фактической кривой зондирования совмещают с палетками, подходящими для интерпретируемого случая. Чтобы выбрать соответствующую палетку, необходимо установить тип кривой зондирования.

Палетки БКЗ представляют собой серии кривых  $\rho_k/\rho_p = f(L/d_c)$  с различными отношениями  $\rho_p/\rho_p$  при фиксированных значениях  $\rho_{за}/\rho_p$ ,  $\rho_{BM}/\rho_p$ ,  $D/d_c$  и  $h/d_c$ , построенных на основании теоретических исследований или путем моделирования с применением электроинтегратора. При интерпретации данных БКЗ с использованием палеток получают истинные удельные элект-

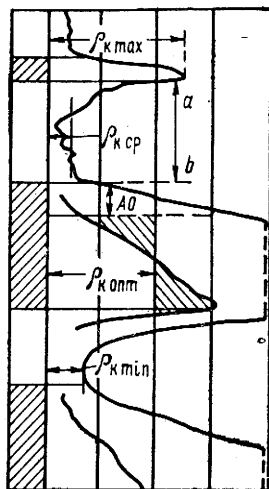


Рис. 99. Отсчет величины кажущегося сопротивления  $\rho_k$  в зависимости от отношения  $h/d_c$

рические сопротивления пласта  $\rho_{\text{п}}$  и зоны проникновения  $\rho_{\text{зп}}$ , определяют диаметр зоны проникновения фильтра глинистого раствора  $D$ , а также характер проникновения — проникновение, повышающее удельное сопротивление пласта ( $\rho_{\text{зп}} > \rho_{\text{п}}$ ), или проникновение, понижающее сопротивление пласта ( $\rho_{\text{зп}} < \rho_{\text{п}}$ ).

### § 75. Принципиальные схемы измерения кажущегося сопротивления и потенциалов собственной поляризации в скважине с обычными зондами

При электрическом каротаже в скважине с использованием обычных зондов записывают кривую кажущегося сопротивления  $\rho_{\text{к}}$  и кривую разности потенциалов собственной поляризации  $\Delta U_{\text{пс}}$  в функции глубины. Запись кривой  $\rho_{\text{к}}$  сводится к регистрации разности потенциалов  $\Delta U_{\text{кс}}$  между измерительными электродами  $M$  и  $N$ , создаваемой полем электродов  $A$  и  $B$ . Наличие разности потенциалов ПС между электродами  $M$  и  $N$  связано с самопроизвольно возникающим в скважине и около нее электрическим полем постоянного тока.

Для раздельной и одновременной регистрации  $\Delta U_{\text{кс}}$  и  $\Delta U_{\text{пс}}$  в схемах электрических измерений предусмотрено питание электродов  $A$  и  $B$  переменным током, в связи с чем регистрируемая разность потенциалов  $\Delta U_{\text{кс}}$  будет переменной, а  $\Delta U_{\text{пс}}$  — постоянной, что обуславливает возможность их разделения с использованием простейших фильтров. Для регистрации КС применяют приборы постоянного тока, поэтому подаваемая на выход разность потенциалов  $\Delta U_{\text{кс}}$  выпрямляется.

Имеется несколько вариантов измерительной схемы с использованием одножильного, трехжильного и многожильного кабелей, различающихся способом включения измерительных каналов для записи КС и ПС (последовательно или параллельно) и типом используемого зонда (однополюсный или двухполюсный) (рис. 100, а, б).

Одножильный и многожильный кабели используют с измерительными схемами для комплексированных измерений, т. е. для одновременной записи нескольких параметров (рис. 100, в). Исследования проводят с помощью специальных установок — каротажных станций, включающих наземную и глубинную аппаратуру и оборудование, необходимое для спуска глубинной аппаратуры на кабеле в скважину. Обычно измерительную наземную аппаратуру монтируют в кузове автомобиля (лаборатория), а спуско-подъемное оборудование вместе с кабелем — на шасси другого автомобиля (подъемник). В качестве примера рассмотрим работу измерительных схем лаборатории, работающей с многожильным и одножильным кабелями при регистрации кривых КС и ПС.

Лаборатория АКС/Л-7 рассчитана на работу с трехжильным, семижильным и одножильным кабелем. Для работы



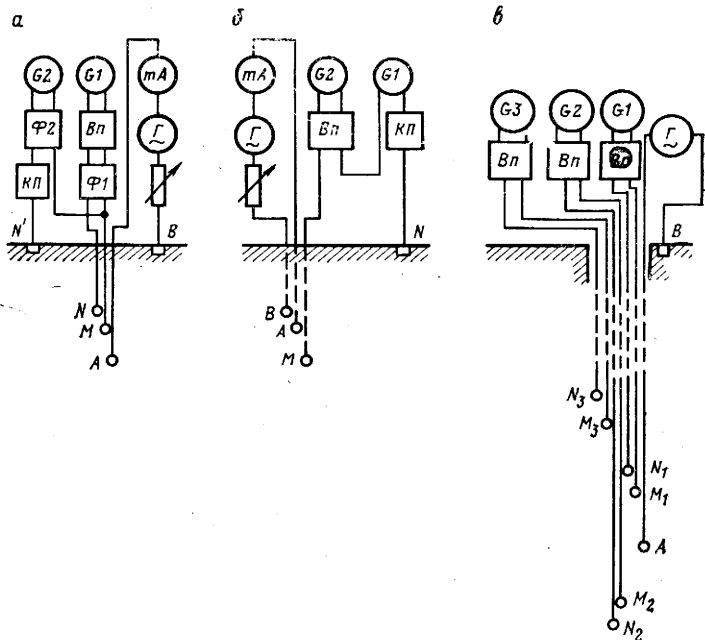


Рис. 100. Принципиальные схемы измерения КС и потенциалов ПС.

*a* — параллельное включение каналов, зонд однополюсный; *б* — последовательное включение каналов, зонд двухполюсный; *в* — комплексированные измерения; *Г* — источник переменного тока; *G1—G3* — приборы для регистрации КС и потенциалов ПС; *Вп* — выпрямитель; *Ф1, Ф2* — фильтры; *КП* — компенсатор поляризации; *mA* — миллиамперметр

с одножильным кабелем служит панель ИМЧМ и генератор тока с частотой 300 Гц.

В лаборатории АКС/Л-7 (рис. 101) токовые электроды питаются синусоидальным переменным током низкой частоты (6—8 Гц), который вырабатывается электромашинным усилителем ЭМУ. Этот усилитель представляет собой агрегат, состоящий из трехфазного асинхронного двигателя и генератора *Г*. Обмотки возбуждения *ОВ* генератора питаются переменным током (6—8 Гц) от отдельного электронного генератора *ЭГ*.

Электроды *A* и *B* питаются через повышающий трансформатор *Тр1*. В токовую цепь лаборатории включены эталонные сопротивления *R<sub>0</sub>*, служащие для установки масштабов записи кривых  $r_k$ . Сила тока регулируется переменным сопротивлением *R<sub>5</sub>*. Для стабилизации силы тока установлена обратная связь по току и по напряжению. Напряжение обратной связи снимается с резисторов *R1* и *R2*.

Регистрирующими приборами являются зеркальные гальванометры, установленные в фоторегистраторе типа ФР или НО. Напряжение  $\Delta U_{КС}$  перед подачей на гальванометр выпрямляется

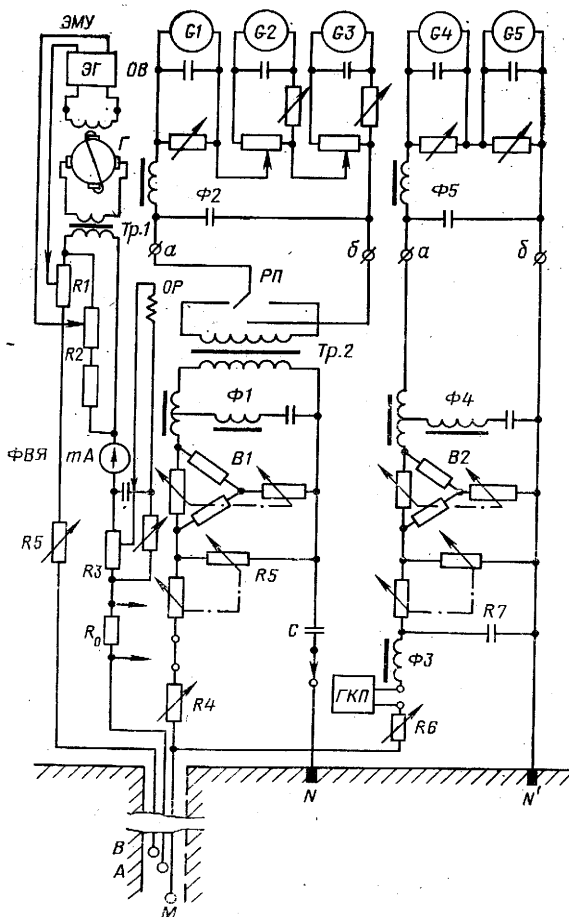


Рис. 101. Принципиальная схема лаборатории АКС/Л-7

механическим фазочувствительным выпрямителем, состоящим из трансформатора  $Tr2$  и поляризованного реле  $РП$  с управляющей обмоткой  $ОР$ , питаемой напряжением с сопротивлением  $R3$  в цепи токовых электродов  $A$  и  $B$ . Момент переключения поляризованного реле регулируется с помощью фазовращательной ячейки  $ФВЯ$ , включенной в токовую цепь. В канале КС находятся фильтры  $Ф1$  и  $Ф2$ : фильтр  $Ф1$  защищает канал от помех переменного тока частотой 50 Гц, фильтр  $Ф2$  уменьшает величину пульсаций тока через регистрирующий прибор. Влияние ПС устраняется введением в цепь разделительного конденсатора  $C$ ; фазочувствительный выпрямитель преобразует ток ПС в знакопеременный.

В канал ПС введены фильтры  $\Phi 3$ — $\Phi 5$  для защиты гальванометров от переменной разности потенциалов и градуированный компенсатор поляризации  $ГКП$  для компенсации постоянной составляющей разности потенциалов ПС и контроля за правильностью установленного масштаба записи. В каждом канале имеется переключатель пределов измерений  $B1, B2$ , позволяющий получать различные постоянные по напряжению, и аттенюаторы ( $R5, R7$ ), которыми можно плавно уменьшать постоянную по напряжению. Реостаты  $R4$  и  $R6$  служат для установления сопротивления цепи равным расчетному значению.

При проведении геофизических исследований с приборами, работающими на постоянном токе (приборы РК, каверномер, термометр и др.), в качестве источника питания используют выпрямитель или блок батарей.

Аппаратура для проведения электрических измерений в скважине с использованием одножильного кабеля (типа КСП) построена на основе трехканальной телеизмерительной системы с частотной модуляцией сигнала и частотным разделением каналов. Она обеспечивает запись диаграмм стандартного каротажа, резистивиметра, БКЗ и ПС за три цикла спуско-подъемных операций. В качестве регистрирующих приборов при геофизических исследованиях применяют фоторегистраторы или электронные самопишущие потенциометры (ПАСК).

Фоторегистратор или светолучевой осциллограф служит для автоматической записи на фотоленту диаграмм различных параметров, в частности  $\rho_{\text{к}}$ . Он состоит из трех основных узлов: блока гальванометров, лентопротяжного механизма и оптической системы.

Главным элементом фоторегистратора является блок зеркальных гальванометров, каждый из которых представляет собой подвижную электромагнитную систему, перемещающуюся в постоянном магнитном поле. Под действием напряжения, поступающего на вход измерительного канала фоторегистратора (см. рис. 101, точки  $a$  и  $b$ ), происходит отклонение подвижной системы гальванометра — рамки<sup>1</sup>. Над рамкой закреплено зеркальце. Лучи света, падающие от осветителя оптической системы, отражаются от зеркальца, преобразуются через сферическую линзу в узкий вертикальный пучок, дающий блик на фотоленте. Лентопротяжный механизм обеспечивает протяжку фотоленты в зависимости от глубины спуска прибора. Угол поворота рамки, а следовательно, и величина, фиксируемая бликом на фотоленте, пропорциональны силе тока, проходящего

<sup>1</sup> В измерительный канал фоторегистратора для записи кривых электрического сопротивления обычно включают три гальванометра, регистрирующих кривую в масштабах 1:5:25. Это позволяет регистрировать параметры в широком диапазоне изменения величины без повторных спусков и перестройки масштаба записи.

через гальванометр, или  $\Delta U_{\text{КС}}$ . В результате получают изменение  $\Delta U_{\text{КС}}$ , пропорциональное изменению  $\rho_{\text{к}}$  в функции глубины.

Метод измерения электрических величин посредством фоторегистраторов получил название токового или некомпенсационного метода, поскольку в процессе измерения в измерительной цепи протекает ток. Это требует строгого соблюдения равенства сопротивления измерительного канала расчетному; в противном же случае это приводит к погрешностям измерения  $\Delta U_{\text{КС}}$ .

В настоящее время в практике геофизических исследований используют четырехканальные (осциллографы) фоторегистраторы ФР или Но. На практике используют также другой тип регистрирующего прибора, принцип работы которого основан на компенсационном способе измерений, — двухканальный электронный самопишущий потенциометр ПАСК.

### § 76. Резистивиметрия

В процессе интерпретации данных электрического каротажа скважин необходимо знать удельное электрическое сопротивление глинистого раствора  $\rho_{\text{р}}$ , заполняющего скважину во время проведения исследований. Эти данные получают с помощью приборов, называемых резистивиметрами, которые могут быть скважинными и поверхностными.

Скважинный резистивиметр представляет собой трехэлектродный или четырехэлектродный зонд небольшого размера, смонтированный в специальном кожухе (экранном устройстве), исключающем влияние стенки скважины на результаты замера  $\rho_{\text{р}}$ . Измерения проводят по обычной схеме замера КС: через токовые электроды *A* и *B* пропускают ток *I*, между электродами *M* и *N* измеряют разность потенциалов  $\Delta U_{MN}$ . Удельное электрическое сопротивление раствора рассчитывают по формуле

$$\rho_{\text{р}} = K_{\text{р}} \frac{\Delta U_{MN}}{I}, \quad (\text{VII.25})$$

где  $K_{\text{р}}$  — коэффициент резистивиметра, определяемый экспериментально по результатам замеров в растворах электролита с известными значениями удельных электрических сопротивлений.

На практике применяют несколько типов резистивиметров, различающихся конструктивно: РА, РЭУ, РСЭ и др. Замеры скважинными резистивиметрами могут выполняться при спуске или подъеме кабеля со средней скоростью записи около 4000 м/ч. Данные скважинной резистивиметрии используют также для решения задач, связанных с техническим состоянием ствола скважины и проведением гидрогеологических исследований. Если по тем или иным причинам не удастся непосредственно в скважине измерить  $\rho_{\text{р}}$  или требуются специальные исследования проб глинистого раствора, в условиях лаборатории используют по верх-

ностные (лабораторные) резистивиметры. При этом в данные замеров вносят поправку за температуру, соответствующую глубине отбора пробы.

### § 77. Микрокаротаж

Микрокаротаж относится к методам электрического каротажа, использующим установки с малой зоной исследования для детального изучения прискважинной части разреза. Сам микрозонд представляет собой зонд малого размера, электроды которого крепятся на башмаке из изоляционного материала на расстоянии 2,5 см друг от друга. Во избежание влияния скважины на результаты измерений башмак прижимают к стенке скважины специальным устройством, которое может быть либо рессорным (рис. 102), либо управляемым рычажным<sup>1</sup>, что позволяет башмаку в процессе проведения исследований «скользить» по стенке скважины, реагируя на изменение ее диаметра.

В практике геофизических исследований применяют два микрозонда: микроградиент-зонд А0,025М0,025N и микропотенциал-зонд А0,05М (электродом N в данном случае служит корпус прибора). Радиус исследования микроградиент-зондом — примерно 3,75 см, микропотенциал-зондом — в 2—2,5 раза больше. Точкой записи микроградиент-зонда служит середина расстояния между измерительными электродами, микропотенциал-зонда — электрод М. Кривые микропотенциал- и микроградиент-зондов обычно регистрируются одновременно, поскольку при раздельной записи башмак зонда может занимать неодинаковое положение, что приводит к несопоставимости кривых. При регистрации используют как многожильный, так и одножильный кабель. С одножильным кабелем применяют многоканальную аппаратуру с частотным разделением каналов — МДО-2 и ТМДО.

Обычно данные микрозондирования используют для детального расчленения разреза, выделения различных литологических разностей и четкой отбивки их границ, выделения пластов-коллекторов и оценки мощности продуктивных горизонтов, определения пористости и трещиноватости пород.

Так как радиус исследования микроградиент-зондом меньше радиуса исследования микро-

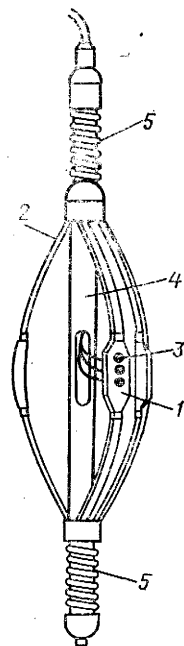


Рис. 102. Микрозонд с рессорным прижимным устройством.

1 — башмак; 2 — рессора; 3 — электроды; 4 — корпус; 5 — пружина

<sup>1</sup> Использование рычажного устройства позволяет одновременно с регистрацией диаграмм микрозондов регистрировать микрокавернограммы.

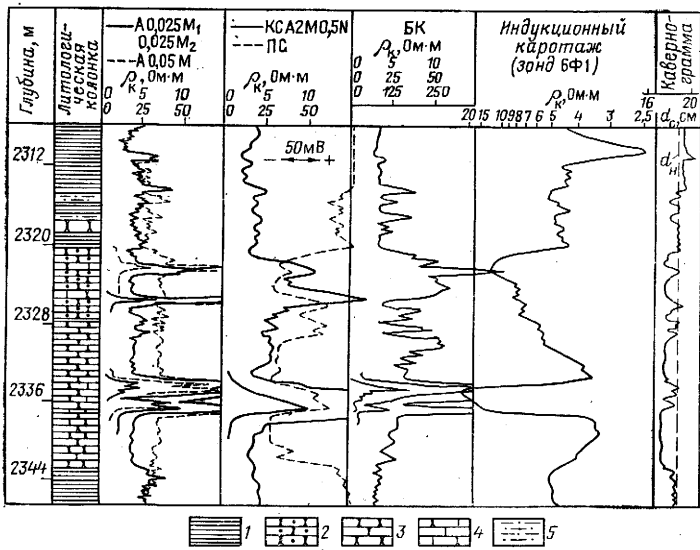


Рис. 103. Использование микрокаротажа в комплексе с другими методами электрического каротажа для расчленения разреза скважины.

1 — глина; 2 — песчаник нефтеносный; 3 — песчаник водоносный; 4 — песчаник плотный; 5 — алевролит

тенциал-зондом, влияние глинистой корки и глинистого раствора на его показания гораздо значительнее. Показания же микропотенциал-зонда определяются в основном сопротивлениями промытой зоны и пласта.

По диаграммам микрозондов в комплексе с другими методами каротажа можно выделить породы разных типов (рис. 103).

В фильтрующих коллекторах с межзерновой пористостью (пески, песчаники и т. д.) показания микропотенциал-зонда больше, чем микроградиент-зонда. Наблюдается так называемое положительное приращение<sup>1</sup>:

$$\Delta p = p_{кмПЗ} - p_{кмГЗ} > 0.$$

Уровень приращения против продуктивных пластов выше, чем против водоносных, за счет остаточного нефтенасыщения. Плотные породы характеризуются высоким уровнем сопротивлений; против них показания двух микрозондов совпадают.

Та же картина наблюдается и против глинистых пород, но для них характерен более низкий уровень значений кажущихся

<sup>1</sup> Этот признак не всегда является надежным. При толстой глинистой корке значения МПЗ и МГЗ могут совпадать. В зависимости от условий замера положительные приращения могут наблюдаться и против непроницаемых пород.

сопротивлений. Показания обоих микрозондов против глин обычно совпадают и при наличии больших каверн соответствуют удельному сопротивлению глинистого раствора.

### § 78. Боковой каротаж

Каротаж сопротивления обычными зондами неэффективен в случае тонкослоистого разреза со значительной дифференциацией низкоомных и высокоомных пластов и скважины, заполненной высокоминерализованным глинистым раствором. Из-за утечки тока в низкоомные пласты в первом случае и из-за утечки тока по скважине во втором случае регистрируют кажущиеся сопротивления пород, намного отличающиеся от истинных. Основное отличие бокового каротажа (метода экранированных зондов) от каротажа сопротивления с обычными зондами состоит в том, что в рассматриваемом методе осуществляется фокусировка тока, выходящего из центрального электрода, вследствие чего влияние скважины и вмещающих пород сказывается на результатах измерений значительно меньше.

Боковой каротаж (БК) проводят трех-, семи- и девятиэлектродными зондами с автоматической фокусировкой тока.

*Трехэлектродный экранированный зонд* (рис. 104, а). Зонд состоит из центрального электрода  $A_0$  и двух цилиндрических удлиненных фокусирующих электродов  $A_1$  и  $A_2$ . Все три электрода разделены между собой изоляционными прокладками и питаются током  $I$  одной полярности. Равенство их потенциалов обеспечивается тем, что основной электрод через незначительное сопротивление накоротко соединяется с экранными электродами. Поскольку разность потенциалов между электродами равна нулю, то сила тока вдоль оси скважины на этом интервале также

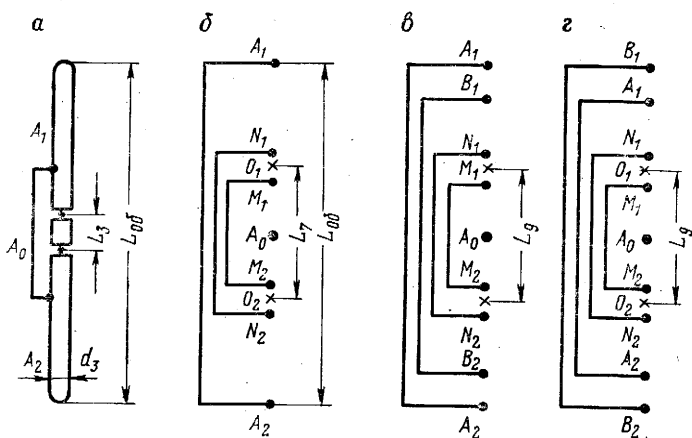


Рис. 104. Схемы экранированных зондов БК.

а — трехэлектродный; б — семиэлектродный; в — нормализованный девятиэлектродный; г — псевдобоковой девятиэлектродный

равна нулю. Ток из электрода  $A_0$  распространяется в радиальном направлении перпендикулярно к оси скважины, а не вниз и вверх по скважине во вмещающие, более проводящие породы.

Разность потенциалов  $\Delta U_{\text{КС}}$  измеряют между центральным электродом (экраным электродом, так как  $U_{A_0} = U_{A_1} = U_{A_2}$ ) и электродом  $N$ , удаленным от зонда на значительное расстояние. Кажущееся удельное сопротивление для трехэлектродного экранированного зонда рассчитывают по формуле

$$\rho_{\text{к}} = K \frac{\Delta U_{\text{КС}}}{I_0}, \quad (\text{VII.26})$$

где  $I_0$  — сила тока, протекающего через центральный электрод  $A_0$ ;  $K$  — коэффициент зонда,

$$K = \frac{2,73L}{\lg(2L_{\text{об}}/d_3)}; \quad (\text{VII.27})$$

здесь  $L$  — длина основного электрода  $A_0$  (0,17 м для АБК-Т);  $L_{\text{об}}$  — общая длина зонда (3,2 м для АБК-Т);  $d_3$  — диаметр зонда (0,07 м для АБК-Т).

Точку записи относят к середине электрода  $A_0$ .

*Семиэлектродный экранированный зонд* (рис. 104, б). Зонд состоит из центрального токового электрода  $A_0$ , двух пар следящих электродов  $M_1, N_1$  и  $M_2, N_2$  и одной пары фокусирующих (экранных) электродов  $A_1$  и  $A_2$ . Три пары электродов замкнуты накоротко между собой и расположены симметрично относительно центрального электрода  $A_0$ . Через электрод  $A_0$  пропускают ток  $I_0$ , сохраняемый постоянным по величине в процессе записи кривой. Через экранные электроды  $A_1$  и  $A_2$  пропускают ток, сила которого автоматически регулируется так, что разность потенциалов между следящими электродами  $M_1, N_1$  и  $M_2, N_2$  остается постоянной и практически равной нулю.

Разность потенциалов  $\Delta U_{\text{КС}}$  измеряют между измерительными (следящими) электродами зонда  $M_1$  и  $N_2$  ( $M_2$  и  $N_1$ ) и электродом  $N$ , расположенным от зонда на далеком расстоянии. Кажущееся сопротивление подсчитывают по той же формуле (VII.26).

Точку записи относят к центральному электроду  $A_0$ ; за длину зонда принимают расстояние между серединами интервалов  $M_1N_1$  и  $M_2N_2$ . Расстояние между серединами экранных электродов называют общим размером зонда  $A_1A_2 = L_{\text{об}}$ , а отношение  $\frac{(L_{\text{об}} - L)}{L} = q$  — параметром фокусировки зонда.

*Девятиэлектродный экранированный зонд*. Зонд используют в двух модификациях: нормализованный зонд и псевдобокковой. При расположении дополнительных экранных электродов  $B_1$  и  $B_2$  между основными экранными электродами  $A_1, A_2$  и измерительными  $N_1, N_2$  электродами радиус исследования девятиэлектродным зондом резко увеличивается по сравнению с семиэлектродным зондом в пластах большой мощности (рис. 104, в). При



псевдобоковом варианте (рис. 104, з) два дополнительных экранированных электрода  $B_1$  и  $B_2$  располагаются с внешней стороны семиэлектродного зонда симметрично относительно центрального электрода  $A_0$ . В результате распределения токовых линий электрода  $A_0$  значительная часть потенциала падает в непосредственной близости от стенки скважины и измеряемое значение  $\Delta U_{КС}$  зависит в основном от удельного сопротивления близлежащей к стенке скважины части пласта.

Кривые кажущегося сопротивления, зарегистрированные экранированными зондами, симметричны относительно середины пласта и по форме напоминают кривые КС обычных потенциалзондов.

Границы пластов высокого сопротивления для трехэлектродных зондов определяются по началу максимального возрастания  $\rho_K$ . Для многоэлектродных зондов границы таких пластов находят следующим образом: от точек с максимальным градиентом  $\rho_K$  (половина высоты аномалии против пласта) в сторону вмещающих пород в масштабе глубин откладывают отрезки, равные расстоянию  $A_0O$ .

Для одиночных однородных пластов минимальное в случае пласта низкого сопротивления и максимальное в случае пласта высокого сопротивления  $\rho_K$  принимают за значения кажущегося сопротивления  $\rho_K$ , снимаемого с диаграмм. В случае неоднородного пласта берут среднее значение  $\rho_K$ .

Данные бокового каротажа используют для детального расчленения геологического разреза, выделения пластов-коллекторов и определения истинных значений сопротивлений пласта и зоны проникновения.

## § 79. Боковой микрокартаж

Данные метода обычных микрозондов, как отмечалось выше, используют в основном для качественной интерпретации при изучении прискважинной части вскрываемого разреза.

Для решения задач, связанных с количественным определением сопротивления пород, непосредственно примыкающих к стенке скважины  $\rho_{шп}$ , особенно при исследованиях скважин с сильно минерализованным глинистым раствором, был предложен и нашел широкое практическое применение боковой микрокартаж (БМК) с автоматической фокусировкой тока. Физические основы метода, принцип фокусировки тока центрального электрода  $A_0$  аналогичны методу БК.

Используются три разновидности зондов БМК: двух-, трех- и четырехэлектродный. Конструктивно зонды различаются формой и числом электродов, расположенных на изоляционном башмаке. В качестве примера рассмотрим трехэлектродный микробоковой зонд (рис. 105).

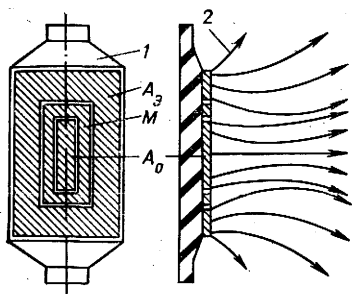


Рис. 105. Характер распределения токовых линий в однородной среде для трехэлектродного микробокового зонда.

1 — изоляционный башмак зонда;  
2 — токовая линия

Прямоугольный электрод  $A_0$  находится в середине изоляционного башмака ( $250 \times 120$  мм). Вокруг него в виде рамки расположен измерительный электрод  $M$ ; остальную площадь занимает экранный электрод  $A_3$ . В процессе измерения обеспечивается равенство потенциалов электродов  $A_0$  и  $M$  ( $\Delta U_{A_0M} = 0$ ), что достигается регулировкой силы тока  $I_3$ , посылаемого через экранный электрод. Измеряется разность потенциалов между электродом  $M$  и удаленным электродом  $N$ . Регистрируемое кажущееся сопротивление

$$\rho_k = K \frac{\Delta U_{MN}}{I_0}, \quad (\text{VII.28})$$

где  $K$  — коэффициент микрозонда, определяемый экспериментально.

Благодаря большим размерам башмака и используемому способу фокусировки тока центрального электрода  $A_0$  радиус исследования трехэлектродного микробокового зонда больше, чем двух- и четырехэлектродных. На его показаниях не сказывается влияние глинистой корки толщиной до 20 мм. Все это позволило назвать его микрозондом БК ближней зоны, а измерения, проведенные с ним, — способом ближней зоны. На практике применяется аппаратура с использованием двухэлектродного микрозонда БК с одновременной регистрацией толщины глинистой корки микрокаверномером.

Кривые  $\rho_k$ , зарегистрированные методом БМК, симметричны относительно середины пласта и хорошо дифференцированы, особенно в тонкослоистом разрезе. При изучении геологического разреза их используют для точного определения границы пластов, оценки их мощности, выделения пластов-коллекторов и плотных прослоев в проницаемых пластах.

## § 80. Индукционный каротаж

Индукционный каротаж основан на изучении распределения электромагнитного поля в пространстве, окружающем зонд, в зависимости от удельной электропроводности горных пород.

В отличие от других методов электрического каротажа, рассмотренных выше, индукционный каротаж является бесконтактным, т. е. посредством индукционного зонда измеряют проводимость горных пород, не посылая через электроды в них

электрический ток. Таким образом, предоставляется возможность исследовать сухие скважины и скважины, заполненные глинистым раствором, приготовленным на нефтяной основе. Кроме того, индукционные зонды имеют лучшую разрешающую способность по мощности и больший радиус исследования изучаемой среды.

*Теоретические основы метода.*

В самом элементарном виде индукционный каротажный зонд состоит из двух катушек — генераторной и измерительной, укрепленных на изолированном немагнитном стержне на некотором расстоянии  $L$  друг от друга, называемом размером зонда (рис. 106, а). Генераторная катушка питается постоянным по величине переменным током высокой частоты (20—60 кГц), создающим переменное магнитное поле — прямое или первичное. В результате в породах, окружающих зонд, индуцируются вихревые токи, токовые

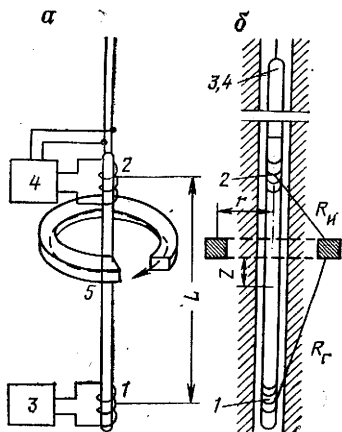


Рис. 106. Зонд индукционного каротажа.

а — схема зонда; б — схема взаимного расположения узлов в скважинном приборе и сечения элементарного тороидального кольца; 1 — генераторная катушка; 2 — измерительная катушка; 3 — генератор; 4 — усилитель; 5 — тороидальное кольцо породы с направлением в нем токовых линий

линии которых в однородной среде представляют собой окружности с центром по оси скважины. Вихревые токи создают, в свою очередь, вторичное переменное магнитное поле той же частоты. Первичное и вторичное магнитные поля индуцируют в измерительной катушке э. д. с.  $E_{\text{п}}$ . В индуцируемую э. д. с.  $E_{\text{п}}$  входит как составляющая э. д. с.  $E_1$ , созданная прямым полем генераторной катушки и не связанная с электрическими свойствами горных пород. Поэтому в цепь приемной катушки с помощью дополнительной компенсационной катушки вводят компенсационную э. д. с.  $E_{\text{к}}$ , равную  $E_1$  и противоположную ей по фазе. Полезная часть сигнала, т. е. э. д. с.  $E_2$ , индуцируемая вторичным магнитным полем, подается на усилитель и далее через фазочувствительный выпрямитель по кабелю на поверхность к регистрируемому прибору. э. д. с.  $E_2$  является активной составляющей э. д. с., индуцируемой вторичным магнитным полем, и приблизительно пропорциональна электропроводности окружающей среды. В результате в процессе перемещения зонда регистрируется диаграмма изменения электропроводности среды по разрезу скважины. Точкой записи зонда является середина расстояния между центрами генераторной и приемной катушек. Единицей измерения электропроводности  $\sigma$  пород является величина, обратная омметру, — сименс на метр (См/м).

На практике используют тысячную долю — миллисименс на метр (мСм/м).

Рассмотрим связь между величиной измеряемого сигнала и удельной электропроводностью среды  $\sigma_{\text{п}}$ , предполагая ее однородной. Для этого разобьем системой цилиндров все увеличивающихся радиусов и плоскостями, перпендикулярными к оси зонда, все пространство на ряд элементарных тороидальных колец, центры которых располагаются на оси зонда, и рассмотрим элементарное кольцо радиусом  $r$  с расстоянием от центра кольца до средней точки зонда, равным  $z$  (рис. 106, б). Переменное магнитное поле, создаваемое генераторной катушкой, индуцирует в элементарном тороидальном кольце э. д. с., под действием которой по кольцу будут циркулировать переменные токи, создающие в нем вторичное магнитное поле.

Вторичное магнитное поле элементарного кольца, в свою очередь, индуцирует в измерительной катушке э. д. с.

$$e_{\text{п}} = -K_{\text{инд}} g \sigma_{\text{п}} \sin 2\pi f t; \quad (\text{VII.29})$$

здесь  $\sigma_{\text{п}}$  — электропроводность среды;  $g$  — коэффициент, называемый пространственным (геометрическим) фактором элементарного кольца,

$$g = \frac{L}{2} \frac{r^3}{R_{\text{г}}^3 R_{\text{и}}^3} \quad (\text{VII.30})$$

(где  $R_{\text{г}}$  и  $R_{\text{и}}$  — расстояния от элементарного кольца до центров генераторной и измерительной катушек;  $L$  — размер зонда);  $K_{\text{инд}}$  — коэффициент зонда, зависящий от параметров установки,

$$K_{\text{инд}} = - \frac{\pi f^2 \mu^2 n_{\text{г}} s_{\text{г}} n_{\text{и}} s_{\text{и}} I_0}{L} \quad (\text{VII.31})$$

(где  $f$  — частота тока, питающего генераторную катушку;  $I_0$  — амплитуда силы тока;  $\mu$  — магнитная проницаемость изучаемой среды — в случае однородной немагнитной среды  $\mu = 1$ ;  $s_{\text{и}}$  и  $s_{\text{г}}$  — площади витков измерительной и генераторной катушек;  $n_{\text{и}}$  и  $n_{\text{г}}$  — количество витков этих катушек);  $t$  — время.

Суммарная э. д. с. в измерительной катушке составляет сумму единичных сигналов от элементарных колец, на которые разбивается все пространство<sup>1</sup>:

$$E_2 = - \sum_r \sum_z e_{\text{п}} = -K_{\text{инд}} \sigma_{\text{п}} \sin 2\pi f t \sum_r \sum_z g = -E_0 \sin 2\pi f t,$$

$$(\text{VII.32})$$

<sup>1</sup> Знак «—» свидетельствует о том, что индуцируемая в измерительной катушке э. д. с. находится в противофазе с питающим генераторную катушку током и является по отношению к нему активной составляющей.

где  $E_0$  — амплитудное значение индуцируемой э. д. с., которое замеряется,  $E_0 = K_{\text{инд}} \sigma_{\text{п}} \sum_r \sum_z g$ . Существует строгое доказательство, на основании которого суммарный геометрический фактор однородной изотропной среды

$$G = \sum_r \sum_z g = 1, \quad (\text{VII.33})$$

откуда

$$\sigma_{\text{п}} = \frac{E_0}{K_{\text{инд}}}. \quad (\text{VII.34})$$

Практически при индукционном каротаже измеряют величину  $E_{\text{инд}}$ , пропорциональную амплитудному значению э. д. с.  $E_0$ , и

$$\sigma_{\text{п}} = \frac{E_{\text{инд}}}{K_{\text{инд}}}. \quad (\text{VII.35})$$

При изучении неоднородных сред определяют кажущуюся удельную электропроводность  $\sigma_{\text{к}}$ , т. е. электропроводность такой фиктивной однородной среды, в которой при определенных заданных параметрах зонда создается активная составляющая э. д. с., равная э. д. с., измеренной тем же зондом при исследовании в данной неоднородной среде:

$$\sigma_{\text{к}} = \frac{1}{\rho_{\text{к}}} = \frac{E_{\text{инд}}}{K_{\text{инд}}}; \quad (\text{VII.36})$$

$\sigma_{\text{к}} \neq \sigma_{\text{п}}$  вследствие искажающего влияния скважины, зоны проникновения, вмещающих пород и других факторов. Чем больше неоднородность среды, тем больше отличается  $\sigma_{\text{к}}$  от  $\sigma_{\text{п}}$ .

*Зонды и их характеристики.* В соответствии с приближенной теорией для двухкатушечного индукционного зонда все среды включены в цепь кольцевых токов параллельно и регистрируемая э. д. с.  $E_{\text{и}}$  представляет собой сумму сигналов, приходящих от каждого участка среды отдельно. В этом случае

$$\sigma_{\text{к}} = \frac{1}{\rho_{\text{к}}} = G_{\text{р}} \sigma_{\text{р}} + G_{\text{зп}} \sigma_{\text{зп}} + G_{\text{п}} \sigma_{\text{п}} + G_{\text{вм}} \sigma_{\text{вм}},$$

$$G_{\text{р}} + G_{\text{зп}} + G_{\text{п}} + G_{\text{вм}} = 1, \quad (\text{VII.37})$$

где  $\sigma_{\text{р}}$ ,  $\sigma_{\text{зп}}$ ,  $\sigma_{\text{п}}$ ,  $\sigma_{\text{вм}}$  — удельные электропроводности раствора, зоны проникновения, неизменной части пласта и вмещающих пород;  $G_{\text{р}}$ ,  $G_{\text{зп}}$ ,  $G_{\text{п}}$ ,  $G_{\text{вм}}$  — геометрические факторы скважины, зоны проникновения, неизменной части пласта и вмещающих пород.

В зависимости от соотношения величин  $G$  и  $\sigma$  каждой зоны регистрируемая кажущаяся электропроводность  $\sigma_{\text{к}}$  будет отличаться от истинной электропроводности породы. С целью получения значений  $\sigma_{\text{к}}$ , более точно отражающих  $\sigma_{\text{п}}$ , в цепь двух

основных катушек зонда подключают несколько дополнительных катушек — фокусирующих, которые могут быть подключены как в генераторную, так и в приемную цепи. Число их в зависимости от типа применяемого зонда колеблется от 1 до 4. Зонд индукционного метода обычно обозначают шифром: первая цифра соответствует числу катушек, буква Ф означает, что зонд с фокусирующими катушками; далее обозначается в метрах длина зонда  $L$ .

Фокусирующие катушки, введенные в схему индукционного зонда, создают сигналы соответствующих знаков, ослабляя до минимума влияние скважины и зоны проникновения фильтрата глинистого раствора в пласт на измеряемую величину  $\sigma_k$ .

В настоящее время используется несколько типов аппаратуры низкочастотного индукционного каротажа: ПИК-1, ПИК-1М, ИК-100, АИК-4, АИК-М, которые различаются конструкцией зонда и разновидностями используемых электронных схем.

*Кривые индукционного каротажа.* Кривые  $\sigma_k$  индукционного каротажа против пластов ограниченной мощности симметричны относительно середины пласта. Границы пласта определяют по середине аномалии, где ее ширина соответствует истинной мощности пласта  $h$  при  $h \geq 4$  м. Если  $h < 4$  м, то ширина аномалии дает фиктивную мощность  $h_f < h$ .

Шкала регистрируемой диаграммы представлена обычно в двух масштабах — кажущейся электропроводности  $\sigma_k$  и кажущегося сопротивления  $\rho_k$ . Кривая кажущейся электропроводности имеет линейную шкалу, а кажущегося сопротивления — гиперболическую. Поэтому диаграмма позволяет хорошо расчленивать разрез в области относительно низких сопротивлений (повышенных электропроводностей).

За отсчитываемые значения  $\sigma_k$  ( $\rho_k$ ) принимают экстремальные значения против пласта. Они близки к удельной электропроводности пласта и могут быть использованы вместо нее в пластах достаточной мощности при наличии скважины с пресным глинистым раствором ( $\rho_p > 1,5$  Ом·м), отсутствии проникновения в пласт или наличии неглубокого повышающего проникновения. В остальных случаях при определении  $\sigma_k$  в исходные данные необходимо вносить соответствующие поправки за влияние скважины, ограниченную мощность пласта, явление скин-эффекта и наличие зоны проникновения фильтрата глинистого раствора<sup>1</sup>. Для этих целей используют специальные палетки.

Индукционные зонды среднего размера (0,75—1 м) имеют радиус исследования, почти в 4 раза превышающий радиус

<sup>1</sup> Явление скин-эффекта связано со взаимодействием вихревых токов в породах и выражается в нарушении прямой пропорциональности между регистрируемым активным сигналом и электропроводностью среды при ее высокой проводимости ( $\sigma_k > 300$  мСм/м).

обычных зондов каротажа КС, что позволяет более точно определять истинное сопротивление пород обычно в диапазоне до 50 Ом·м.

### § 81. Методика проведения исследований при электрическом каротаже скважин<sup>1</sup>

Перед началом работ проверяют надежность изоляции электрических цепей, а также исправность токовых, измерительных и вспомогательных цепей станции и подъемника. Сопротивление изоляции силовой цепи должно быть не менее 5 МОм, токовой — 10 МОм, измерительной — 20 МОм; сопротивление изоляции кабеля на корпус подъемника должно составлять не менее 2 МОм.

Проверяют чувствительность (постоянной по напряжению  $m$  в мВ/см) измерительных каналов станций путем подачи калиброванной разности потенциалов  $\Delta U_k$  от ГКП или шунта. Если отклонение  $l$  пишущего устройства (ПАСК) или блока гальванометра (фоторегистратор) не соответствует расчетному ( $l = \frac{\Delta U_k}{m}$ ), то выполняют регулировку силы тока в компенсационной цепи ПАСК или сопротивления измерительной цепи в лабораториях типа АКС/Л.

Одновременно с установлением отклонения  $l$  проверяют соотношение масштабов записи кривых  $\rho_k$ ,  $\sigma_k$  с помощью трех гальванометров (1 : 5 : 25) или путем переключения позиций переключателя пределов измерений ПАСК (с линейной на масштабную шкалу и т. д.).

Диаграммы регистрируют при подъеме кабеля. Масштаб записи и скорость записи определяются геолого-геофизическими особенностями вскрытого скважиной разреза и типом применяемой аппаратуры. Масштаб глубин выбирают обычно 1 : 500 по всему картируемому разрезу и 1 : 200 в интервалах, представляющих интерес с точки зрения наличия пород-коллекторов и оценки их насыщения.

Масштаб записи диаграмм  $\rho_k$  и  $\sigma_k$  выбирают с таким расчетом, чтобы получить максимальную дифференциацию различных по литологическому составу пластов. Наиболее используемые масштабы регистрации для диаграмм  $\rho_k$  — 1; 2; 5; 10 Ом × м/см, для диаграмм СП — 5; 10; 25 мВ/2 см.

Масштаб  $n$  записи кривых определяется формулой

$$l = K \frac{R_0}{n},$$

<sup>1</sup> Методика проведения геофизических работ, размеры зондов, тип аппаратуры и другие вопросы определяются технической инструкцией по геофизическим исследованиям скважин, в связи с чем в настоящем параграфе рассмотрены только основные положения.

где  $l$  — отклонение пищащего устройства, см;  $K$  — коэффициент зонда, м;  $R_0$  — величина контрольного шунта, Ом.

Заданный масштаб  $n$  может устанавливаться изменением силы тока питания  $I$  в токовой цепи электродов  $A$  и  $B$  или изменением постоянной по напряжению  $m$ .

При проведении индукционного и бокового каротажа масштаб записи устанавливается с помощью стандарт-сигнала (эквивалент известного значения кажущегося сопротивления). Скорость записи при электрическом каротаже в среднем изменяется от 2500 до 5000 м/ч. Для контроля качества записи диаграмм выполняют контрольные (повторные записи) в интервале разреза 50—100 м. Погрешность измерения не должна превышать 5 %.

## Раздел восьмой

### РАДИОАКТИВНЫЙ КАРОТАЖ

Радиоактивным каротажем скважин называется совокупность геофизических методов геологической документации разрезов скважин, основанных на использовании ядерных излучений и на изучении ядерных свойств горных пород. Основными видами радиоактивного каротажа являются гамма-каротаж (ГК), основанный на изучении естественной радиоактивности горных пород, и методы, использующие эффекты взаимодействия излучения от гамма-излучателя (гамма-гамма-каротаж) или излучателя нейтронов (нейтронный каротаж) с горной породой.

Нейтронный каротаж можно подразделить на стационарные нейтронные методы, когда порода непрерывно облучается потоком быстрых нейтронов, и импульсные нейтронные методы, в процессе которых порода облучается кратковременными потоками быстрых нейтронов.

К стационарным нейтронным методам относятся: нейтронный гамма-каротаж (НГК), спектрометрический нейтронный гамма-каротаж (НГК-С), нейтрон-нейтронный каротаж по тепловым (ННК-Т) и надтепловым (ННК-НТ) нейтронам.

Импульсные нейтронные методы включают импульсный нейтрон-нейтронный каротаж по тепловым (ИННК-Т) и надтепловым (ИННК-НТ) нейтронам и импульсный нейтронный гамма-каротаж (ИНГК).

К другим методам радиоактивного каротажа, получившим меньшее распространение в практике проведения промыслово-геофизических исследований, относят активационный каротаж, метод меченых атомов, гамма-нейтронный каротаж (ГНК) и рентгено-радиометрический каротаж (РПК). Преимущества методов радиоактивного каротажа перед другими методами, например электрометрией, заключаются в следующем:



1) в возможности проведения радиоактивного каротажа как в открытом стволе, так и в скважинах, обсаженных стальными колоннами и цементным кольцом;

2) в возможности определения химико-минерального состава горных пород.

Основной недостаток — малая глубинность исследования и осторожность в обращении с источниками излучений.

## Глава XIX

### МЕТОДЫ ГАММА-КАРОТАЖА

Радиоактивный распад, как отмечалось в § 59 (глава XIII), сопровождается тремя видами излучений:  $\alpha$ -,  $\beta$ -частиц и  $\gamma$ -квантов.

Проникающая способность  $\gamma$ -квантов через вещество ввиду их электрической нейтральности гораздо больше, чем у  $\alpha$ - и  $\beta$ -частиц, и достигает нескольких десятков сантиметров, поэтому именно  $\gamma$ -кванты регистрируются при изучении естественной радиоактивности горных пород.

#### § 82. Гамма-каротаж

Гамма-каротаж (ГК) заключается в изучении естественной радиоактивности горных пород по стволу скважин с помощью радиометра, содержащего индикатор гамма-излучения (рис. 107, а).

Естественная радиоактивность горных пород обусловлена присутствием в них в основном следующих групп радиоактивных элементов:  $^{238}\text{U}$  и продуктов его распада, в том числе  $^{226}\text{Ra}$ ,  $^{232}\text{Th}$  с продуктами распада, а также изотопа  $^{40}\text{K}$ . Относительно высокой радиоактивностью характеризуются магматические породы.

Среди осадочных пород малую радиоактивность имеют каменная соль, ангидриты, гипсы, угли, пески, песчаники, известняки. Глины обладают повышенной радиоактивностью, что связано с активной адсорбцией урана и тория за счет большой удельной поверхности глин. Поэтому радиоактивность осадочных пород находится в прямой зависимости от степени их заглинизированности.

Регистрируемая по стволу скважины интенсивность гамма-излучения суммируется из интенсивностей излучения, идущего соответственно от горной породы, глинистого раствора, колонны и цемента:

$$I_{\text{рег}} = I_{\text{п}} + I_{\text{р}} + I_{\text{к}} + I_{\text{ц}}. \quad (\text{VII.1})$$

Поскольку вклад в  $I_{\text{рег}}$  последних трех слагаемых незначителен, то в общем случае регистрируемая интенсивность гамма-

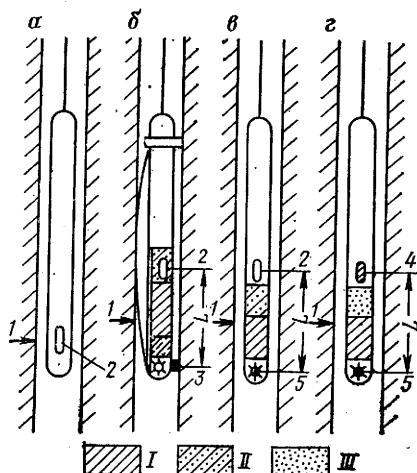


Рис. 107. Схема установок радиоактивного каротажа (по С. Г. Комарову).

а — ГК; б — ГГК; в — НГК; г — ННК; 1 — точка записи результатов измерений; 2 — индикатор излучения; 3 — источник гамма-излучения; 4 — индикатор плотности нейтронов; 5 — источник нейтронов; I — стальной экран; II — свинцовый экран; III — парафин

излучения приблизительно пропорциональна радиоактивности горных пород. Радиус исследования методом ГК относительно невелик и составляет около 30 см. Поэтому на показания метода сильное влияние оказывают условия измерения и конструкция скважины. При количественной интерпретации данных ГК влияние условий измерения исключают, вводя соответствующую поправку.

В результате проведения исследований методом ГК получают в заданном масштабе непрерывную кривую изменения радиоактивности пород с глубиной (рис. 108).

Модификацией гамма-каротажа является спектрометрический гамма-каротаж (СГК), предназначенный для исследования энергетического спектра гамма-излучения, испускаемого атомными ядрами отдель-

ных элементов при радиоактивном распаде. Изучаемый спектр содержит характерные максимумы, соответствующие определенным радиоактивным изотопам, по которым можно установить присутствие и количество таких радиоактивных элементов в породе. Для исследования энергетических спектров при СГК применяют интегральные и дифференциальные гамма-спектрометры. Данные гамма-каротажа в основном используют для литологического расчленения разреза, выделения полезных ископаемых и пород-коллекторов, оценки глинистости пород.

### § 83. Гамма-гамма-каротаж

Метод гамма-гамма каротажа (ГГК) основан на измерении интенсивности  $I_{\gamma\gamma}$  гамма-излучения, рассеянного породой при ее облучении потоком  $\gamma$ -квантов.

Для исследований используют установку, включающую детектор и источник  $\gamma$ -квантов с расположенным между ними экраном (фильтром) из стали и свинца, предохраняющим детектор от прямого  $\gamma$ -излучения источника (см. рис. 107, б). Расстояние между источником и центром индикатора  $L$  называется размером зонда и в зависимости от целей исследований изменяется в пределах 10—40 см.

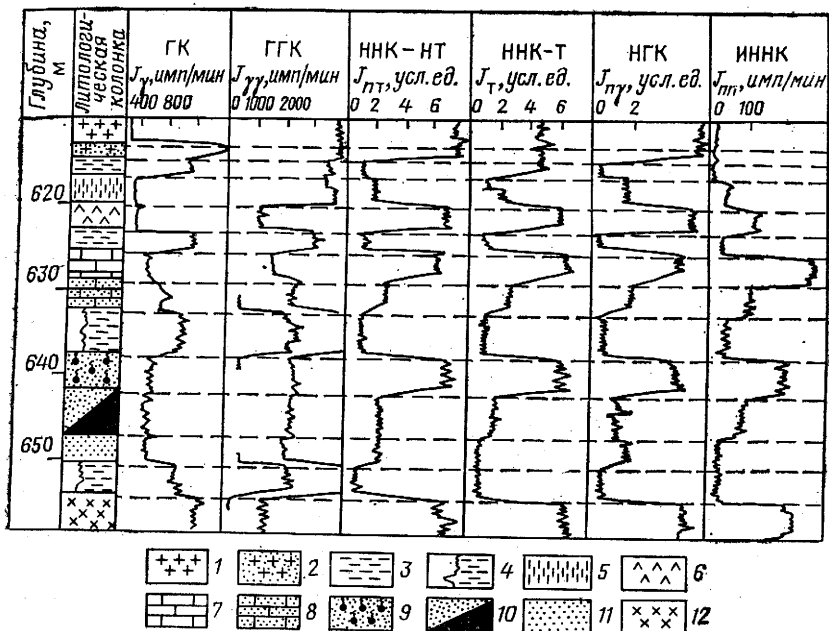


Рис. 108. Расчленение разреза горных пород методами радиоактивного каротажа (схематические диаграммы по Р. А. Резванову).

1 — каменная соль; 2 — калийная соль; 3 — глина; 4 — размытый глинистый пласт с каверной; 5 — гипс; 6 — ангидрит; известняк: 7 — плотный, 8 — пористый; песчаник: 9 — газоносный, 10 — нефтеносный; 11 — водоносный, 12 — метаморфизованные породы

Интенсивность излучения, регистрируемого при ГГК, зависит от плотности и вещественного состава горных пород и в основном определяется процессами комптоновского рассеяния и фотоэлектрического поглощения  $\gamma$ -квантов породой. Испускаемые источником  $\gamma$ -кванты большой энергии претерпевают на пути своего движения несколько актов рассеяния, значительно уменьшают свою энергию и поглощаются в результате фотоэффекта. Как следствие, около источника устанавливается некоторое их распределение («облако»), обусловленное свойствами окружающей среды, ее способностью рассеивать и поглощать  $\gamma$ -кванты. В результате по мере удаления от источника поток рассеянных  $\gamma$ -квантов около детектора, расположенного от источника на довольно значительном расстоянии (в среднем около 20 см), быстро убывает, особенно с увеличением плотности горной породы и концентрации в ней тяжелых элементов.

Относительная роль процессов комптоновского рассеяния и фотоэффекта, кроме перечисленных факторов, зависит от начальной энергии  $\gamma$ -квантов. В соответствии с этим применяют два варианта ГГК: плотностной вариант (ГГК-П) и селективный вариант (ГГК-С).

*Плотностной вариант (ГГК-П).* В варианте ГГК-П породы облучаются потоком жестких  $\gamma$ -квантов с энергией  $0,5 \div 2$  МэВ; мягкие  $\gamma$ -кванты с энергией менее  $0,2$  МэВ поглощаются с помощью фильтра. Величина измеряемого в этом случае рассеянного гамма-излучения с энергией более  $0,2$  МэВ будет определяться количеством электронов в единице объема среды  $N_e$ :

$$N_e = \frac{z}{A} N \delta_{\text{п}}, \quad (\text{VIII.2})$$

где  $z$  — заряд ядра;  $A$  — атомная масса;  $N$  — число Авогадро;  $\delta_{\text{п}}$  — плотность среды.

В горных породах, представленных в основном легкими элементами,  $z/A \approx 0,5$ , откуда  $N_e = c \delta_{\text{п}}$ , где  $c$  — некоторая постоянная величина.

Поскольку  $N_e \approx \delta_{\text{п}}$ , показания ГГК-П будут зависеть лишь от плотности среды: чем больше плотность окружающей среды, тем меньше показания ГГК-П, и наоборот. Длина зонда ГГК-П  $20$ — $40$  см.

*Селективный вариант ГГК-С.* В этом случае применяют источники мягкого излучения, дающие поток  $\gamma$ -квантов с энергией  $E_{\gamma}$  менее  $0,3$ — $0,4$  МэВ, и детекторы, регистрирующие мягкую компоненту с энергией  $E_{\gamma\gamma}$  менее  $0,2$  МэВ. Величина измеряемой величины  $I_{\gamma\gamma}$  зависит не только от рассеяния  $\gamma$ -квантов, но в основном от поглощающих свойств окружающей среды, определяемых концентрацией тяжелых элементов. С увеличением их содержания показания  $I_{\gamma\gamma}$  снижаются. Длина зонда ГГК-С составляет  $10$ — $30$  см. Метод рассеянного гамма-излучения в обоих вариантах имеет малый радиус исследования ( $10$ — $15$  см). Поэтому на его показания оказывают большое искажающее влияние условия измерения и конструкция скважин. Это, в первую очередь, изменение диаметра скважины, плотности глинистого раствора, толщина глинистой корки, а также наличие обсадных колонн. С целью уменьшения влияния скважинных условий на получаемые результаты используют приборы специальной конструкции, в частности двухзондовый вариант.

Форма кривых ГГК аналогична кривым ГК. Правила определения границ пластов, учет влияния инерционности аппаратуры такие же, как и при ГК. Регистрация кривых ГГК по стволу скважины осуществляется в масштабе в импульсах в минуту на сантиметр или в условных единицах. За условную единицу принимают показания, зарегистрированные прибором ГГК в баке с водой ( $\delta_{\text{в}} = 10^3$  кг/м<sup>3</sup>) или в алюминиевом блоке ( $\delta_{\text{ал}} = 2,65 \cdot 10^3$  кг/м<sup>3</sup>) за вычетом фоновых показаний (измерения прибором ГГК в тех же условиях, но без источника гамма-излучения).

Гамма-гамма-каротаж используют для расчленения вскрытой толщи разреза по плотности (см. рис. 108). Минимальными показаниями отмечаются наиболее плотные породы, например,

ангидриты, слабопористые разности известняков и доломитов, средними и высокими показаниями — пористые пески, песчаники, известняки и доломиты, максимальными — угольные пласты и пласты каменной соли. Кроме того, ГГК применяют для выделения руд с большой плотностью: хромитовых, колчедановых, марганцевых и т. п.

Для выделения рудных тел и зон оруденения используют оба варианта ГГК. Минимальные показания ГГК-П и более глубокий минимум ГГК-С наблюдаются против пластов руд, содержащих наиболее тяжелые элементы (свинец, ртуть, железо и т. д.). Хорошие результаты дает ГГК-С при исследовании угольных пластов, где он позволяет определить их мощность, строение и зольность.

Плотностной вариант ГГК — один из основных методов, применяемых для оценки пористости горных пород, которая базируется на связи  $k_{\text{п}}$  с  $\delta_{\text{п}}$ .

### § 84. Аппаратура для гамма-каротажа и гамма-гамма-каротажа

Для измерения интенсивности ядерных излучений используют приборы, называемые радиометрами. Конструктивно радиометр состоит из соединенных между собой посредством кабеля скважинного прибора, заключенного в стальную гильзу, наземного пульта и вспомогательных узлов. В скважинном приборе размещены источники и индикаторы излучений, электронные схемы высоковольтного питания индикаторов и усилительно-формирующего каскада выходных импульсов. Наземный пульт включает измерительные схемы каналов радиометра, элементы, контролирующие их работу, и регистрирующие приборы.

В качестве индикаторов гамма-излучения в аппаратуре ГК и ГГК используются газоразрядные и сцинтилляционные счетчики.

Газоразрядный счетчик (счетчик Гейгера—Мюллера) представляет собой стеклянный баллон диаметром 1—3 см, наполненный смесью инертного газа (аргона, неона) и паров высокомолекулярного соединения (изопентана), находящихся под низким давлением. Внутренняя поверхность баллона металлизирована и является катодом; по оси баллона натянута нить из вольфрама, служащая собирающим электродом-анодом. Электроды подключаются к источнику высокого напряжения (рис. 109).

Проходя через счетчик,  $\gamma$ -кванты выбивают из атомов его стенки электроны. Эти электроны за счет ударной ионизации ионизируют атомы газа, заполняющего счетчик, создавая отрицательные и положительные ионы. Отрицательные ионы при движении к аноду ускоряются и моментально расширяют ионизацию молекул газа до лавинообразной, в результате чего в счетчике возникает разряд, создающий импульс тока в цепи питания

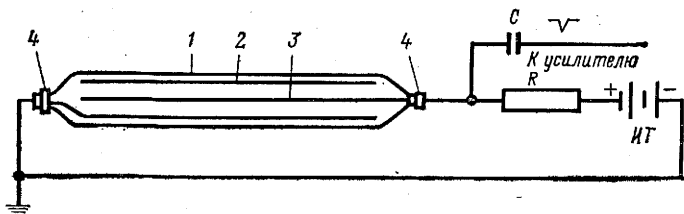


Рис. 109. Устройство и схема включения газоразрядного счетчика.

1 — баллон; 2 — катод; 3 — анод; 4 — электрические выводы катода и анода; C — емкость; R — резистор; ИТ — источник постоянного тока

счетчика. Разряд прекращается после того, как электроны захватываются нитью счетчика, а положительные ионы при движении к катоду нейтрализуются, реагируя с молекулами высокомолекулярного соединения.

Эффективность счетчиков  $\epsilon$  характеризуется отношением числа зарегистрированных частиц  $I_{\text{рег}}$  к общему числу частиц  $I_0$ , прошедших через объем счетчика за то же самое время:

$$\epsilon = \frac{I_{\text{рег}}}{I_0}.$$

Для газоразрядных счетчиков  $\epsilon$  обычно составляет не более 2—3% и зависит от энергии регистрируемых частиц и материала катода. Одним из основных преимуществ газоразрядных счетчиков считается стабильность их работы в широком диапазоне изменения температур: от 50 до 300°C.

Сцинтилляционный счетчик (рис. 110) состоит из двух основных элементов: сцинтиллятора (люминофора) и фотоэлектронного умножителя (ФЭУ), который подключен к источнику питания. В сцинтилляционном счетчике регистрация частицы происходит за счет возбуждения атомов и молекул сцинтиллятора при попадании в него  $\gamma$ -кванта. Возбужденные атомы,

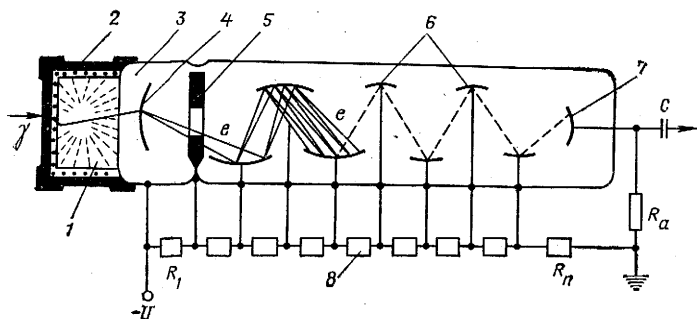


Рис. 110. Устройство и схема включения сцинтилляционного счетчика.

1 — сцинтиллятор; 2 — отражатель; 3 — ФЭУ; 4 — фотокатод; 5 — фокусирующий диск; 6 — диноды; 7 — анод; 8 — делитель напряжения ( $R_1$ — $R_n$ ); C — емкость;  $R_a$  — анодная нагрузка

живущие короткое время, переходят в основное устойчивое состояние, испуская электромагнитное излучение в виде световых квантов — люминесценции. Световые кванты, попадая на фотокатод ФЭУ, выбивают из него электроны. Электроны ускоряются электрическим полем и через диафрагму фокусируются на первый диод ФЭУ. В дальнейшем на каждом из последующих диодов, между которыми сохраняется определенная разность потенциалов, наблюдается явление вторичной электронной эмиссии, в результате которого происходит скачкообразное увеличение количества электронов. В результате на аноде ФЭУ от одной световой вспышки возникает значительный импульс напряжения. Электронная схема преобразует последовательность возникающих импульсов в ток, пропорциональный скорости счета (числу импульсов в единицу времени). В качестве сцинтилляторов для регистрации гамма-излучения наиболее часто применяются неорганические монокристаллы иодистого натрия NaI и частично иодистого цезия CsI, активированные таллием, — NaI(Tl) и CsI(Tl).

Сцинтилляционные счетчики по сравнению с газоразрядными имеют гораздо большую эффективность регистрации  $\epsilon$ , достигающую 30—50 % и позволяющую изучать спектральный состав гамма-излучения. Основной недостаток сцинтилляционных счетчиков — большое влияние изменения окружающей температуры на характеристику сцинтилляторов.

Для проведения измерений методом ГК могут быть использованы одноканальные радиометры, регистрирующие только кривую изменения естественной гамма-активности горных пород. Однако в практике проведения геофизических исследований скважин почти повсеместно применяют двухканальные радиометры ДРСТ, позволяющие одновременно регистрировать кривые двух методов: ГК и ГГК, ГК и НГК и т. д. Блок-схема двухканальной аппаратуры типа ДРСТ описана в § 90.

При проведении ГГК используют приборы специальной конструкции. Так, с целью уменьшения влияния скважинных условий на результаты исследований скважинные приборы ГГК-С и некоторые приборы ГГК-П снабжают прижимными устройствами и специальными экранами. Устройство прижимает прибор к стенке скважины стороной, на которой смонтированы источник и индикатор. Облучение породы, а также регистрацию рассеянного породой гамма-излучения выполняют через направленные отверстия в экране (коллиматоры), расположенные также в части прибора, прижатой к стенке скважины. С противоположной стороны прибора располагаются экраны, изолирующие индикатор от гамма-излучения, рассеянного глинистым раствором. Кроме того, при ГГК-С корпус прибора или его часть, в которой располагаются индикатор мягкого гамма-излучения и источник, изготавливают в зависимости от глубины исследуемых скважин из алюминия или пластмассы.

В качестве источников при проведении ГГК используют источники гамма-излучений. Мощность источника (в среднем 2—10 мг/экв. Ra) выбирают из расчета, чтобы рассеянное породой гамма-излучение было больше естественного гамма-излучения пород хотя бы в несколько раз, но в то же время не превышало допустимой дозы облучения обслуживающего персонала.

При ГГК-П применяют источники жесткого гамма-излучения: радиоактивные изотопы кобальта  $^{60}\text{Co}$  ( $T_{1/2} = 5,27$  года,  $E_\gamma = 1,17—1,38$  МэВ) и цезия  $^{137}\text{Cs}$  ( $T_{1/2} = 33$  года,  $E_\gamma = 0,662$  МэВ). При ГГК-С используют источники мягкого гамма-излучения: радиоактивные изотопы селена  $^{75}\text{Se}$  ( $T_{1/2} = 127$  дней,  $E_\gamma = 0,27$  МэВ), ртути  $^{203}\text{Hg}$  ( $T_{1/2} = 48$  дней,  $E_\gamma = 0,28$  МэВ) и др.

## Глава XX

### МЕТОДЫ НЕЙТРОННОГО КАРОТАЖА

#### § 85. Взаимодействие нейтронов с веществом

При нейтронном каротаже разрезов скважин изучают эффекты взаимодействия потока нейтронов, излучаемых естественными или искусственными источниками быстрых нейтронов, с горной породой. Выбор нейтронного облучения пород неслучаен, поскольку нейтроны, являясь электрически нейтральными элементарными частицами, не взаимодействуют с электронными оболочками атомов, вследствие чего их проникающая способность намного выше, чем у других видов излучений. Нейтроны взаимодействуют с ядрами атомов элементов, слагающих породу, испытывая при этом неупругое и упругое рассеяние, а в конечном итоге поглощение (захват) ядрами атомов с испусканием, как правило,  $\gamma$ -квантов.

Эффект взаимодействия нейтрона с ядром зависит от энергии нейтрона, в связи с чем нейтроны подразделяются на быстрые (энергия  $> 100$  кэВ), надтепловые (0,05—20 кэВ) и тепловые (0,025 эВ). Уменьшение энергии (скорости движения) нейтрона за довольно короткий промежуток времени ( $10^{-5}$ — $10^{-6}$  с) происходит в результате упругого и неупругого взаимодействия с ядрами атомов при хаотическом изменении направления его движения. Неупругое рассеяние нейтронов происходит только при взаимодействии быстрых нейтронов, причем нейтроны теряют значительную часть своей энергии, которая расходуется на возбуждение рассеивающих ядер. При их переходе в нормальное состояние излучаются  $\gamma$ -кванты. Процесс упругого рассеяния нейтронов наблюдается при любой энергии нейтронов. При этом акте потеря энергии нейтронами зависит только от массы бомбардируемого ядра: чем меньше масса, тем больше потеря энергии. Максимальная потеря энергии нейтроном на одно соударение происходит в результате взаимодействия с яд-



ром водорода вследствие соизмеримости их масс. Следовательно, наилучшей замедляющей способностью нейтронов обладают среды с большим водородсодержанием (содержание атомов водорода в единице объема). Таким образом, в результате различных процессов рассеяния нейтронов их энергия уменьшается до тепловой — 0,025 эВ. Нейтроны тепловой энергии продолжают двигаться в среде и дальше, рассеиваясь ядрами атомов, но поскольку их энергия соизмерима с энергией теплового движения атомов, нейтроны как бы диффундируют среди последних. Конечным результатом взаимодействия теплового нейтрона с ядрами среды является радиационный захват (поглощение), сопровождаемый вторичным гамма-излучением.

В пористых породах большинство тепловых нейтронов захватывается атомами водорода и хлора, хотя элементный состав породы играет немаловажную роль при литологическом расчленении разреза по поглощающим свойствам при незначительной ее пористости. Поглощающая способность породы резко возрастает при наличии в ней элементов с высокой активностью в отношении радиационного захвата нейтронов, даже при их незначительном содержании. К ним относятся кадмий, бор, хлор, железо, марганец и др. При решении задач нефтегазовой геологии особое место занимает хлор (поглощающая способность хлора больше, чем у водорода, в 100 раз) — основной элемент соли NaCl, определяющей минерализацию пластовых вод.

Нейтронные свойства горных пород определяют пространственное распределение нейтронов около источника, характеризующееся плотностью нейтронов, т. е. их числом в единице объема среды. Характер распределения плотности нейтронов зависит от замедляющих свойств среды, т. е. определяется ее водородосодержанием.

На рис. 111 изображена зависимость изменения плотности тепловых нейтронов  $n_T$  от расстояния  $r$  до источника нейтронов для сред с различным водородосодержанием ( $\omega = k_H$ ). Из приведенной зависимости следует, что при малых значениях  $r$  (до 15 см) с увеличением  $\omega$  плотность  $n_T$  увеличивается; на больших расстояниях  $r$  (больше 30 см) с увеличением  $\omega$  плотность  $n_T$  уменьшается. При промежуточных расстояниях ( $15 < r < 30$  см) наблюдается зона инверсии. На практике указанные расстояния соответствуют размерам зонда — до-

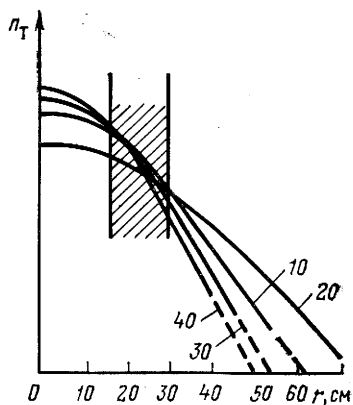


Рис. 111. Зависимость плотности тепловых нейтронов  $n_T$  от расстояния  $r$  до источника нейтронов.

Шифр кривых —  $k_H$  в %. Штрихована зона инверсии

инверсионному, инверсионному и послеинверсионному. Чаще используют послеинверсионные зонды с  $L > 30$  см.

Методами нейтронного каротажа скважин исследуют пространственное распределение плотности надтепловых  $n_{нт}$  и тепловых  $n_t$  нейтронов и изучают эффект радиационного захвата тепловых нейтронов ядрами различных элементов, обуславливающий возникновение вызванного (вторичного) гамма-излучения.

### § 86. Нейтрон-нейтронный каротаж по надтепловым и тепловым нейтронам

При нейтрон-нейтронном каротаже по надтепловым (ННК-НТ) и тепловым (ННК-Т) нейтронам измеряют плотности надтепловых и тепловых нейтронов по разрезу скважины при заданном расстоянии индикатора от источника нейтронов (см. рис. 107, з). Расстояние от источника до средней точки индикатора  $L$  называется длиной зонда. Поскольку водородосодержание пород определяется в основном их пористостью, оба метода используют для выделения коллекторов и оценки их пористости. Показания ННК-НТ характеризуются водородосодержанием среды, а показания ННК-Т не только водородосодержанием, но и наличием элементов с аномально высокими поглощающими свойствами, в первую очередь хлора. Относительное изменение плотности тепловых и надтепловых нейтронов с изменением пористости больше в области послеинверсионных ( $L > 30$  см), чем доинверсионных зондов ( $L < 15$  см). Кроме того, зонд большего размера имеет и больший радиус исследования. На практике (исключая исследования для специально поставленных задач) применяют зонды размером 30—40 см для ННК-Т и 25—40 см для ННК-НТ. Глубинность исследований методом в зависимости от водородосодержания пород составляет 20—30 см.

Методика проведения скважинных измерений, учета искажающего влияния конструкции скважин и измерительной установки и т. д. при ННК-Т и ННК-НТ практически та же, что и у нейтронного гамма-каротажа (НГК). Схематические диаграммы ННК-НТ и ННК-Т изображены на рис. 108.

### § 87. Нейтронный гамма-каротаж

Нейтронный гамма-каротаж (НГК) заключается в регистрации вторичного (вызванного) гамма-излучения, образующегося в результате поглощения тепловых нейтронов ядрами элементов, слагающих породу. Регистрируется гамма-излучение посредством индикатора, расположенного на определенном расстоянии от источника нейтронов  $L$ , называемом длиной зонда (см. рис. 107, в). Число нейтронов, поглощаемых в единице

объема породы, пропорционально плотности тепловых нейтронов. Поэтому вызванное гамма-излучение определяется плотностью тепловых нейтронов и зависит от замедляющих и поглощающих свойств горной породы, т. е. от их водородосодержания и наличия элементов с высоким сечением захвата нейтронов. При использовании на практике послеинверсионных зондах с увеличением водородосодержания (пористости) плотность тепловых нейтронов в зоне расположения индикатора падает, что приводит к значительному уменьшению показаний НГК; с уменьшением водородосодержания область распространения тепловых нейтронов расширяется и показания НГК увеличиваются, т. е., как и при НК, существует обратно пропорциональная зависимость НГК от водородосодержания. Наличие элементов с высоким сечением захвата может обусловить как увеличение вызванного гамма-излучения, так и снижение его. Все зависит от эмиссирующей способности элементов и от энергии излучаемых  $\gamma$ -квантов. Умеренной эмиссирующей способностью обладают такие элементы, как водород и углерод (1  $\gamma$ -квант на захват нейтрона), максимальной — хлор (около 2,5  $\gamma$ -кванта на захват), кадмий, марганец и др. Кроме того, хлор испускает жесткие  $\gamma$ -кванты с энергией более 1 МэВ, которые обладают большой проникающей способностью, в связи с чем показания НГК возрастают. Рассмотрим противоположный пример: бор обладает высоким сечением захвата, но почти не эмиссирует  $\gamma$ -кванты, что приводит к резкому снижению показаний НГК. Радиус исследования НГК порядка 20—40 см зависит от водородосодержания пород и присутствия в них элементов с высоким сечением захвата. На практике используют зонды размером 45—70 см; стандартным считается зонд с  $L=60$  см. На показания НГК большое влияние оказывают условия измерения — толщина слоя промывочной жидкости, наличие глинистой корки, цемента, колонны, ее расположение. С увеличением линейных размеров перечисленных выше сред снижается величина регистрируемой интенсивности. В связи с незначительным радиусом исследования на чувствительность НГК влияет размер зоны проникновения, с увеличением которой чувствительность НГК к присутствию хлора и газа в горных породах резко падает.

Разновидностью НГК является спектрометрический нейтронный гамма-метод (СНГК), основанный на изучении спектров вторичного гамма-излучения радиационного захвата.

### § 88. Импульсный нейтронный каротаж

При импульсном нейтронном каротаже породу облучают импульсным (прерывистым) потоком быстрых нейтронов с помощью импульсного источника (генератора) нейтронов. Генератор испускает нейтроны периодически с частотой 1—10<sup>3</sup> раз в 1 с в течение короткого интервала времени  $\Delta T$  — от 1÷2 до

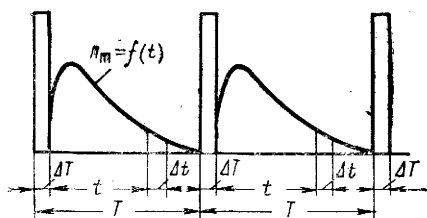


Рис. 112. Принцип измерения импульсным нейтрон-нейтронным каротажем

Основные характеристики измеряемых полей излучения при импульсном нейтрон-нейтронном каротаже (ИННК) и импульсном нейтронном гамма-каротаже (ИНГК) близки.

Регистрируя тепловые нейтроны или  $\gamma$ -кванты при нескольких значениях времени задержки, определяют среднее время жизни  $\tau_{\text{ср}}$  тепловых нейтронов в породе, позволяющее судить о концентрации элементов с высоким сечением поглощения нейтронов:

$$\tau_{\text{ср}} = \frac{t_2 - t_1}{\ln J_1 - \ln J_2}, \quad (\text{VIII.3})$$

где  $t_1$  и  $t_2$  — время задержки для двух каналов;  $J_1$  и  $J_2$  — скорость счета для тех же каналов.

Измерения проводят при движении прибора по стволу скважины или на точках при неподвижном приборе. Принцип интерпретации заключается в следующем: пласты, характеризующиеся большими значениями  $\tau_{\text{ср}}$  (плотные породы, нефтеносные и газоносные пласты), отмечаются высокими скоростями счета  $J_i$ , а пласты с малыми значениями  $\tau_{\text{ср}}$  (глинистые; высокопористые пласты, насыщенные минерализованной водой) — низкими скоростями счета  $J_i$ .

Преимущество импульсного нейтронного каротажа (ИНК) перед стационарными (ННК-НТ, ННК-Т и НГК) — меньшее влияние скважины на результаты измерений и большая чувствительность к содержанию элементов, сильно поглощающих нейтроны. В связи с этим ИНК используют для отбивки ВНК при сравнительно малой минерализации пластовых вод (30—40 г/л по NaCl).

## § 89. Нейтронный активационный каротаж. Метод меченых атомов

*Нейтронный активационный каротаж.* Метод основан на измерении гамма-излучения искусственных радиоактивных ядер, возникающих при облучении пород потоком нейтронов. При захвате нейтронов ядра некоторых элементов становятся радиоактивными и образуются искусственные радиоактивные изотопы

элементов. Эти радиоактивные изотопы становятся источниками гамма-излучения с присущими им периодами полураспада. Для решения конкретной задачи изучают активность определенного элемента.

Методика проведения исследований сводится к регистрации гамма-излучения путем точечных замеров при  $T_{1/2}$  изотопа больше 5—10 мин либо путем непрерывной регистрации кривых (гамма-активационный каротаж) при  $T_{1/2}$  изотопа меньше 5—10 мин.

Теоретически максимальная активность гамма-излучения наблюдается при времени облучения породы  $t_{обл} \rightarrow \infty$ , практически же при  $t_{обл} \approx 4 \div 6 T_{1/2}$  изотопа. Таким образом, выбирая время облучения, можно добиться того, что наведенная активность одних элементов будет максимальной, а других — небольшой.

При точечных замерах, предварительно зарегистрировав естественную гамма-активность пород  $J_{\gamma}$ , после проведения активации помещают индикатор в точку, где находился ранее источник, и в течение времени, близкого к 0,5—3 периода полураспада исследуемого изотопа, регистрируют излучение  $J_{\gamma a}^{per}$ . После окончания измерений на одной глубине переходят к измерениям на другой глубине и т. д., пока не исследуют заданный интервал. Затем для заданного интервала составляют графики  $J_{\gamma a} = J_{\gamma a}^{per} - J_{\gamma} = f(t)$ , анализируя которые определяют содержание атомов радиоактивного изотопа и концентрацию в породе активируемых атомов. Метод наведенной активности (МНА) используют для отбивки водонефтяного контакта по активации кислорода, хлора, натрия или ванадия, для выделения и оценки залежей бокситов по активации кислорода, хлора, натрия или ванадия, для выделения и оценки залежей бокситов по активации алюминия, марганцевых и медных руд по активации марганца и меди.

*Гамма-нейтронный каротаж.* Метод основан на регистрации плотности тепловых нейтронов, испускаемых ядрами некоторых элементов при их облучении потоком  $\gamma$ -квантов с высокой энергией. Метод применяют для выделения в разрезах зон с высоким содержанием бериллия и дейтерия, против которых наблюдаются повышенные аномалии интенсивностей нейтронного излучения.

*Метод меченых атомов (ММА).* Каротаж меченых атомов предназначен для контроля за различными проводимыми в скважинах работами и используется в двух модификациях: метод радиоактивных изотопов и метод элементов с аномальными нейтронными свойствами.

В первом варианте, предварительно зарегистрировав кривую естественного гамма-излучения, в скважину закачивают жидкость, активированную радиоактивными веществами, дающими гамма-излучение. После проведения необходимых операций

повторно регистрируют интенсивность гамма-излучения. Сравнивая результаты замеров, делают вывод о распределении радиоактивного вещества в скважине и в околоскважинном пространстве, что позволяет решить те или иные геологические и технические задачи. В качестве радиоактивных веществ используют изотопы, дающие жесткое гамма-излучение, хорошо растворяющиеся в жидкости и характеризующиеся небольшими периодами полураспада,—

$^{59}_{26}\text{Fe}$  ( $T_{1/2} = 45$  дн.),  $^{95}_{40}\text{Zr}$  ( $T_{1/2} = 65$  дн.) и др.

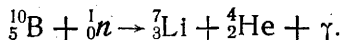
Во втором варианте в закачиваемую в скважину жидкость добавляют элементы, обладающие аномальными нейтронными характеристиками: большим сечением захвата тепловых нейтронов  $\sigma_0$  и высокой эмиссирующей способностью  $\gamma$ -квантов. После промывки скважины проводят ННК-Т или НГК. В качестве меченой жидкости используют борную кислоту  $\text{H}_3\text{BO}_3$  или хлористый кадмий  $\text{CdCl}_2$ .

На практике обе модификации ММА применяют для решения геологических задач, связанных с выделением в разрезе скважин пластов коллекторов, их расчленением по нефте- и водонасыщению, определением в разрезе поглощающих пластов, а также задач по контролю за техническим состоянием скважин — определение высоты подъема цементного кольца в затрубном пространстве, определение мест повреждения обсадных труб и затрубной циркуляции жидкости и др.

## § 90. Аппаратура для нейтронного каротажа

В методах нейтронного каротажа в качестве индикаторов применяют также газоразрядные и сцинтилляционные счетчики, которые используют с другим газонаполнителем или сцинтиллятором либо окружают специальными экранами.

В качестве индикаторов плотности тепловых нейтронов при ННК-Т используют пропорциональные газоразрядные счетчики, в которых в качестве газонаполнителя применяют  $\text{BF}_3$ , искусственно обогащенный изотопом  $^{10}_5\text{B}$ , или сцинтилляционный счетчик со специальным сцинтиллятором. При захвате ядром атома бора теплового нейтрона происходит следующая реакция:



Образующиеся ядра  ${}^7_3\text{Li}$  и  ${}^4_2\text{He}$  с суммарной энергией порядка 1,5 МэВ, двигаясь через газонаполнитель пропорционального счетчика, ионизируют его атомы и создают импульсы тока в измерительной цепи счетчика, величина которых пропорциональна числу образованных ионов, а следовательно, количеству измеряемых тепловых нейтронов.

В сцинтилляционных счетчиках вместо кристалла устанавливают тонкостенный дюралюминиевый цилиндр, внутренняя по-

верхность которого покрыта смесью  $ZnS$  (Ag) и борсодержащего вещества (люминофоры типа ЛДН). Без покрытия остается торец цилиндра, обращенный к ФЭУ. В результате приведенной выше реакции образующиеся  $\alpha$ -частицы вызывают сцинтилляцию в  $ZnS$  (Ag).

При регистрации надтепловых нейтронов в методе ННК-НТ используют те же индикаторы, что и при ННК-Т, но окруженные слоем парафина и кадмия. Кадмий поглощает тепловые нейтроны, а парафин замедляет надтепловые нейтроны до тепловых энергий. Дальше все происходит по описанной выше схеме.

В качестве регистрирующей аппаратуры применяют различные скважинные радиометры (НГГК-62, ДРСТ-1, ДРСТ-2, ДРСТ-3 и др.). Их блок-схемы аналогичны и все они предназначены для интегральных измерений радиоактивности. Наиболее широкое распространение получила аппаратура типа ДРСТ, предназначенная для проведения ГК, ГГК, НГК и ННК. В процессе проведения геофизических исследований выполняют одновременную регистрацию двух величин — ГК и ГГК, ГК и НГК, ГК и ННК и т. д. Комплекс изменяют путем смены зонда и источников излучения. На рис. 113 изображена блок-схема двухканальной аппаратуры радиоактивного каротажа типа ДРСТ<sup>1</sup>. Аппаратура рассчитана на работу в комплексе с промыслово-геофизическими станциями АКС-Л-7, АКС-4 и др. Основными элементами являются скважинный прибор (рис. 113, а) и наземная панель управления (рис. 113, б). Один из каналов радиометра ДРСТ предназначен для регистрации кривых ГК, другой (со сменными детекторами) — кривых ГГК, НГК и ННК. В качестве индикаторов излучения в приборе используются сцинтилляционные счетчики, собранные на кристаллах  $NaI(Tl)$  для регистрации гамма-излучения и счетчики ЛДНМ для регистрации нейтронного излучения. Счетчики обоих каналов термостатированы с помощью сосудов Дюара, заполненных парафином. Импульсы со счетчиков 1 поступают на усилители 2 и далее на амплитудные дискриминаторы 3, которые на фоне шумов выделяют мощные сигналы, формируя их по длительности (в канале ГК — 40 мкс, в канале НГК — 10 мкс). В канале НГК после дискриминатора импульсы поступают на триггер 4, где происходит их пересчет на два, и впоследствии на нормализатор 5, формирующий импульсы по амплитуде и длительности. С выхода нормализатора 5 импульсы отрицательной полярности (канал НГК) и с выхода дискриминатора 3 импульсы положительной полярности (канал ГК) поступают на смеситель 6 и далее через выходной усилитель 7 по кабелю на наземную панель.

<sup>1</sup> В практике геофизических исследований в скважинах применяют и одноканальные радиометры при ГК, ГГК. Принципиально блок-схемы одноканальных радиометров мало чем отличаются от блок-схемы одного из каналов двухканальных радиометров.

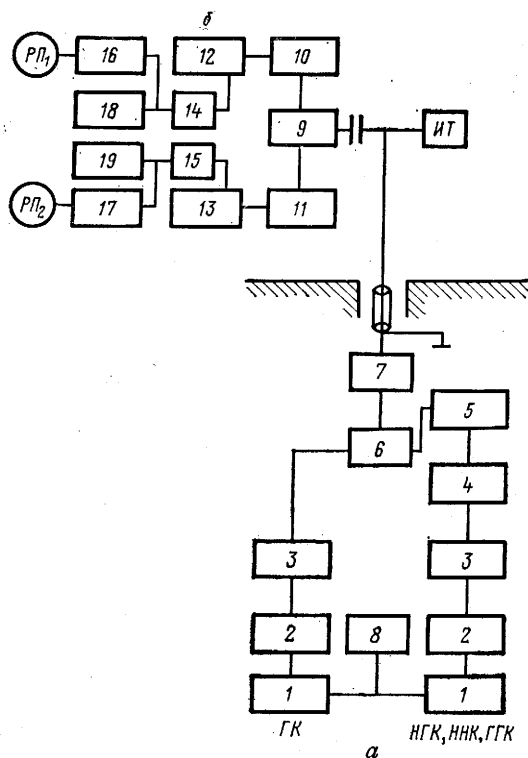


Рис. 113. Блок-схема скважинной (а) и наземной (б) аппаратуры типа ДРСТ

По мере прохождения импульсов по кабелю их амплитуда уменьшается. Поэтому на входе наземной панели устанавливается усилитель 9. После усиления импульсы разной полярности разделяются селекторами 10 и 11. Положительные импульсы (каналы ГК) выделяются селектором 10, а отрицательные (канал НГК) — селектором 11. Далее импульсы в обоих каналах поступают на дискриминаторы 12 и 13. Дискриминаторы из поступающих импульсов отбирают лишь те, амплитуда которых превышает заданное значение. Этот уровень устанавливают таким, чтобы дискриминатор одного канала не сбавлялся от бросов («хвостов») импульсов другого канала, которые возникают при передаче импульсов по данной линии связи. Формирователи 14, 15 нормализуют импульсы по амплитуде и длительности перед поступлением на интеграторы 16, 17. Последние преобразуют последовательность импульсов в ток, пропорциональный скорости счета и поступающий на регистрирующий прибор РП<sub>1</sub>, РП<sub>2</sub>. В каждом канале имеется также пересчетное устройство 18, 19, позволяющее просчитать количество поступающих импульсов за определенный промежуток времени. Для

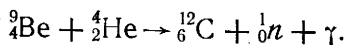


установления масштаба записи кривых в наземной панели имеется калибратор — устройство, посредством которого на вход измерительных каналов подаются потоки импульсов с заданной интенсивностью счета. Питание скважинного прибора осуществляется постоянным током от источника ИТ; для питания ФЭУ служит высоковольтный преобразователь 8.

Электронная схема скважинного прибора смонтирована на специальном шасси, заключенном в стальной корпус. В верхней части шасси располагается индикатор ГК, в нижней — сменные индикаторы ГГК, НГК и ННК. К нижней части стального корпуса с помощью специального устройства присоединяется зондовая часть, в которой помещается источник радиоактивного излучения (гамма-излучения или нейтронов). Для предотвращения прямого гамма-излучения или нейтронного излучения источника на сменный индикатор зондовую часть прибора экранируют от индикатора специальным свинцово-железным или парафиново-свинцовым экраном большой толщины (10—15 см).

В качестве источников нейтронов применяют ампульные источники нейтронов и малогабаритные ускорительные установки — скважинные генераторы нейтронов. Ампульные источники представляют собой смесь альфа-излучателя с бериллием Ве (реже бромом В). В качестве альфа-излучателя используют чаще всего полоний Po (реже плутоний или радий). Смесь Po и Ве помещают в запаянную стеклянную ампулу, заключенную в латунный кожух.

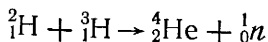
При взаимодействии Ве с  $\alpha$ -частицей испускается нейтрон и наблюдается незначительное фоновое гамма-излучение:



Po-Ве-источник имеет выход около  $2 \cdot 10^6$  нейтр./с на 1 Ки полония со средней энергией нейтронов порядка 4—5 МэВ. Период полураспада  $T_{1/2} = 138$  дн. На практике используют источники мощностью от 2 до 6 Ки полония.

Недостаток ампульных нейтронных источников — опасность облучения обслуживающего персонала, относительно невысокая энергия нейтронов, монохроматичность испускаемых нейтронов и т. п.

От перечисленных недостатков в той или иной степени свободен скважинный генератор нейтронов, используемый в основном при ИННК. Основной частью генератора нейтронов является ускорительная трубка, заполненная дейтерием  ${}^2_1\text{H}$ , в которой под действием высокого напряжения (порядка 100 кВ) дейтоны, ускоряясь, бомбардируют мишень из трития  ${}^3_1\text{H}$ . В результате происходящей реакции



на выходе получают до  $2 \cdot 10^7$  нейтр./с с энергией 14 МэВ. Генератор нейтронов может работать как в стационарном, так и в импульсном режимах.

### § 91. Методика измерения

Масштаб записи кривых обычно выражают в имп/(мин·см) или в условных единицах, выбирая его таким, чтобы обеспечивалась требуемая дифференцированность регистрируемых кривых. Например, при записи кривых НГК в карбонатных разрезах масштаб устанавливают равным 0,2—0,4 усл. ед/см, в песчано-глинистых разрезах — порядка 0,1 усл. ед/см. Масштаб глубин устанавливают 1:200 в интервале продуктивной толщи и 1:500 в других частях разреза. Поскольку регистрируемые радиоактивные излучения носят неравномерный статистический характер, поступающее на индикатор излучение при одних и тех же условиях не остается постоянным, а непрерывно колеблется около некоторой средней величины. Этот процесс непрерывного колебания около средней величины носит название статистической флуктуации. Влияние статистических флуктуаций видно по резкой изрезанности кривых. В итоге в результаты измерений вносится погрешность, относительная величина которой рассчитывается по формуле

$$\sigma = \frac{1}{\sqrt{2J_{\text{ср}}\tau}}, \quad (\text{VIII.4})$$

где  $\sigma$  — относительная средняя квадратическая погрешность за счет флуктуаций;  $J_{\text{ср}}$  — средняя регистрируемая интенсивность излучения;  $\tau$  — постоянная времени интегрирующей ячейки.

Таким образом,  $\sigma$  будет тем меньше, чем больше скорость счета и время осреднения показаний интегрирующей ячейки.

Однако увеличение  $\tau$  требует снижения скорости регистрации кривых  $v$ . Поэтому, принимая определенное значение  $\tau$ , скорость регистрации (перемещения прибора) подбирают такой, чтобы искажения кривой не выходили за пределы допустимого ( $\sigma \approx 3 \div 5\%$ ). Из практики радиоактивного каротажа при определенных скоростях счета  $J$  рекомендуются следующие значения  $\tau$ :

$J_{\text{ср}}$ , имп/мин . . . . .	500	$1 + 5 \cdot 10^3$	$10 + 15 \cdot 10^3$	$20 + 25 \cdot 10^3$
Значение $\tau$ , с . . . . .	25—15	15—6	6—3	3—1,5

Допустимую скорость перемещения прибора рассчитывают как

$$v = \frac{h}{2\tau} \cdot 3600 \text{ м/ч,}$$

где  $h$  — мощность пласта.

Средняя скорость регистрации кривых радиоактивного каротажа на практике — 600—800 м/ч.

**АКУСТИЧЕСКИЙ КАРОТАЖ.  
ТЕРМОМЕТРИЯ СКВАЖИН**

Глава XXI

**АКУСТИЧЕСКИЙ КАРОТАЖ**

**§ 92. Физические основы акустического каротажа**

Акустическим каротажом называют методы определения упругих свойств горных пород, слагающих разрезы скважин, по наблюдениям за распространением в них упругих волн.

В отличие от сейсмического каротажа (см. § 38), в котором для получения средней скорости распространения упругих колебаний в мощных пластах (от 20 м и более) используют частоты порядка 20—100 Гц, при акустическом каротаже определяют интервальную или пластовую скорость для маломощных пластов (от 0,5 м и более) с использованием частот порядка 10—100 кГц.

Физические основы распространения упругих волн в горных породах в условиях массива были рассмотрены в гл. X, поэтому, чтобы получить представление о принципе скважинных измерений при акустическом каротаже, рассмотрим распространение упругих волн от сферического излучателя *I* в скважине постоянного диаметра, заполненной глинистым раствором и пересекающей пласт неограниченной мощности (рис. 114). Приемник *П* упругих колебаний находится на расстоянии *L* от излучателя на оси скважины. Наблюдается следующая картина. В момент времени  $\tau=0$  при возбуждении упругих колебаний от излучателя *I* по глинистому раствору распространяется продольная упругая волна  $P_1$  со сферическим фронтом распространения и скоростью  $v_{P_1}$ . Достигнув стенки скважины, прямая волна  $P_1$  в момент времени  $\tau_1$  образует вторичные волны — отраженную продольную  $P_{11}$  и проходящие — продольную  $P_{12}$  и обменную поперечную  $P_1S_2$  волны. У проходящих вторичных волн скорость распространения продольной волны  $v_{P_2}$  больше, чем поперечной  $v_{S_2}$  ( $v_{P_2} > v_{S_2}$ ). Через некоторое время  $\tau_2$  фронт прямой продольной волны  $P_1$  образует со стенкой скважины критический угол  $i$  ( $\sin i = \frac{v_{P_1}}{v_{P_2}}$ ), в результате чего фронт проходящей продольной волны  $P_{12}$  становится перпендикулярным к границе раздела скважина—пласт (случай преломления, называемый полным внутренним отражением) и волна начинает распространяться вдоль стенки скважины. Скользя вдоль границы раздела ( $\tau_3, \tau_4, \dots, \tau_{n+2}$ ), волна  $P_{12}$  вызывает колебания в растворе,

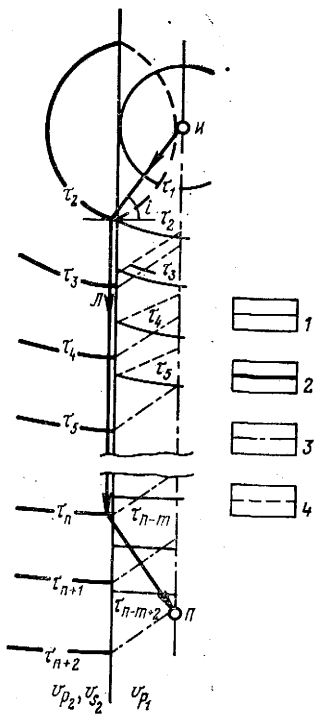


Рис. 114. Распространение упругих волн от расположенного в скважине импульсного сферического излучателя (по С. Г. Комарову).

Фронты волн в последовательные моменты времени  $\tau_1, \tau_2, \dots, \tau_{n+2}$ : 1 — падающей, 2 — проходящей  $P_{121}$ , 3 — головной  $P_{121}$ , 4 — отраженной  $P_{11}$

прохождения их через горные породы фиксируются на некотором расстоянии от источника возбуждения колебаний. Возбуждение и регистрацию упругих колебаний осуществляют посредством акустического каротажного зонда, находящегося в скважине, и наземной аппаратуры, соединенных между собой кабелем. Основные типы зондов — двухэлементный, используемый в аппаратуре акустического контроля цементирования скважины, и трехэлементный, применяемый в аппаратуре акустического каротажа по скорости и по затуханию. Трехэлементный зонд содержит один излучатель  $I$  и два приемника  $P_1, P_2$ , расположенных по одну сторону от излучателя (рис. 15), или же два излучателя и приемник, находящийся на некотором расстоянии от них. Расстояние между двумя сближенными элементами

образуя новую волну  $P_{121}$ , называемую головной. Фронт этой волны образует коническую поверхность с вершиной на оси скважины с основанием, равным окружности скважины. Обменная поперечная волна  $P_1 S_2$ , следуя за проходящей продольной волной, также вызывает в растворе образование головной волны  $P_1 S_2 P_1$ , которая распространяется как обменная продольная волна. Следовательно, от излучателя  $I$  к приемнику  $П$  в условиях скважины распространяются головная продольная волна  $P_{121}$ , головная поперечная волна  $P_1 S_2 P_1$  и прямая продольная волна  $P_1$  (отраженная волна  $P_{11}$  обычно не доходит до приемника из-за малой ее энергии) со следующим соотношением скоростей:  $v_{P_2} > v_{S_2} > v_{P_1}$ . При этом необходимо учитывать тот факт, что путь прохождения прямой волны  $P_1$  от излучателя до приемника короче, чем у головных волн. Поэтому только при некотором расстоянии  $L$  от излучателя до приемника волны  $P_{121}$  и  $P_1 S_2 P_1$  первыми достигают приемника. В реальных условиях волновая картина имеет более сложный вид.

### § 93. Принцип измерения при акустическом каротаже

В скважине, заполненной промысловой жидкостью, возбуждают упругие колебания (волны), которые после

называется базой зонда  $S$ , расстояние от средней точки между сближенными элементами до удаленного элемента называется длиной акустического зонда  $L$ . На практике база зонда изменяется от 0,3 до 0,5 м, длина зонда — от 1,5 до 2 м.

Для измерения скорости головной продольной волны регистрируют времена ее вступления  $t_1$  и  $t_2$  на первом и втором приемниках и определяют разность времен  $\Delta t = t_2 - t_1$ . Разница в пути, проходимом волной до первого и второго приемников, будет равна базе зонда  $S$ , так как путь пробега волны в скважине одинаков для сигналов, поступающих в оба приемника (при отсутствии каверн). Скорость распространения продольной головной волны

$$v_p = \frac{S}{(t_2 - t_1)}, \quad (\text{IX.1})$$

время пробега на единицу длины

$$\Delta t = \frac{t_2 - t_1}{S}. \quad (\text{IX.2})$$

Регистрируемая скорость  $v_p$  называется интервальной или пластовой скоростью (в отличие от средней скорости в сейсморазведке). Кроме того, оба приемника регистрируют сумму амплитуд всех колебаний импульса приходящей головной волны или максимальную из амплитуд в импульсе колебаний. Интервал измерения амплитуд составляет 120—150 мкс.

Скважинный прибор акустического каротажа состоит из генераторного и измерительного блоков и расположенного между ними зонда. В качестве возбудителя упругих колебаний обычно используют магнестрикционный излучатель. Магнестрикционный излучатель представляет собой сердечник из специального сплава, меняющий форму и размеры при намагничивании (эффект магнестрикции), на который намотана обмотка. При прохождении через обмотку импульса электрического тока возникающее в катушке магнитное поле меняет размеры сердечника, что приводит к образованию упругой волны в окружающей среде. Излучатель периодически создает импульсы упругих колебаний частотой 10—75 кГц с частотой следования 12,5—25 Гц. Излучатель возбуждается от электронного генератора.

В качестве приемников используют пьезокерамические преобразователи (керамика титаната бария  $\text{BaTiO}_3$ ), в которых под воздействием механических напряжений возникают электрические заряды. В результате на электродах, расположенных на торцах пьезоэлектрического элемента, возникает напряжение

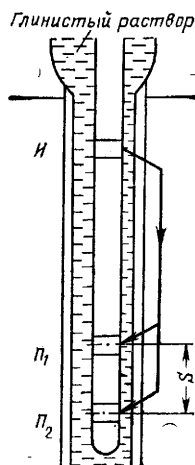


Рис. 115. Трехэлементный акустический каротажный зонд.

$\text{И}$  — излучатель;  $\text{П}_1$  и  $\text{П}_2$  — приемники;  $S$  — база зонда

(пропорциональное величине деформации), которое усиливается электронной схемой и по кабелю передается на поверхность.

В современной геофизической аппаратуре акустического каротажа СПАК-2М, СПАК-4, «Звук-2», «Парус-1» используется способ непрерывной регистрации интервального времени  $\Delta t$  пробега и ослабления продольной головной волны. С выхода временного и амплитудного блоков на регистрирующий прибор поступают напряжения, пропорциональные: 1)  $t_1$  и  $t_2$  — временам распространения упругих колебаний между приемником и излучателями (ближним и дальним); 2)  $\Delta t$  — интервальному времени распространения головной продольной волны; 3)  $A_1$  и  $A_2$  — относительным амплитудам упругих колебаний головной продольной волны от ближнего и дальнего излучателей; 4)  $\lg A_1 - \lg A_2 = \lg(A_1/A_2)$  — логарифму отношения амплитуд, выраженного коэффициентом ее ослабления  $\alpha_{\text{АК}}$  на единицу длины<sup>1</sup>. Все перечисленные величины регистрируются в аналоговой форме. Результаты измерений относят к середине расстояния между излучателями и приемником для кривых  $t_1$ ,  $t_2$ ,  $A_1$ ,  $A_2$  и к середине базы  $S$  для кривых  $\Delta t$  и  $\lg(A_1/A_2) - \alpha_{\text{АК}}$ .

Данные акустического каротажа в комплексе с другими геофизическими исследованиями используют для литологического расчленения разрезов скважины, выделения пластов-коллекторов и определения их пористости, а также для интерпретации результатов сейсморазведки.

На поглощение упругих волн значительно влияет структура порового пространства пород. Особенно сильное затухание волн наблюдается в трещинных и кавернозных породах, что является одним из основных признаков выделения такого типа коллекторов по данным акустического каротажа в карбонатном разрезе (рис. 116).

Регистрируемые величины  $t_1$ ,  $t_2$  и  $A_1$ ,  $A_2$  значительно зависят от изменения диаметра скважины и непараллельности осей скважины и зонда. Наибольшее практическое применение данные акустического каротажа имеют при определении коэффициента пористости с использованием линейной зависимости между  $\Delta t$  и  $h_{\text{п}}$ .

## Глава XXII

### ТЕРМОМЕТРИЯ СКВАЖИН

Термометрия скважин включает метод естественного теплового поля (геотермию) и метод искусственного теплового поля.

<sup>1</sup> Ослабление продольной волны на единицу длины  $\alpha_{\text{АК}}$  связано с амплитудами  $A_1$  и  $A_2$  соотношением  $\alpha_{\text{АК}} = \frac{1}{S} 20 \lg \frac{A_1}{A_2}$ .

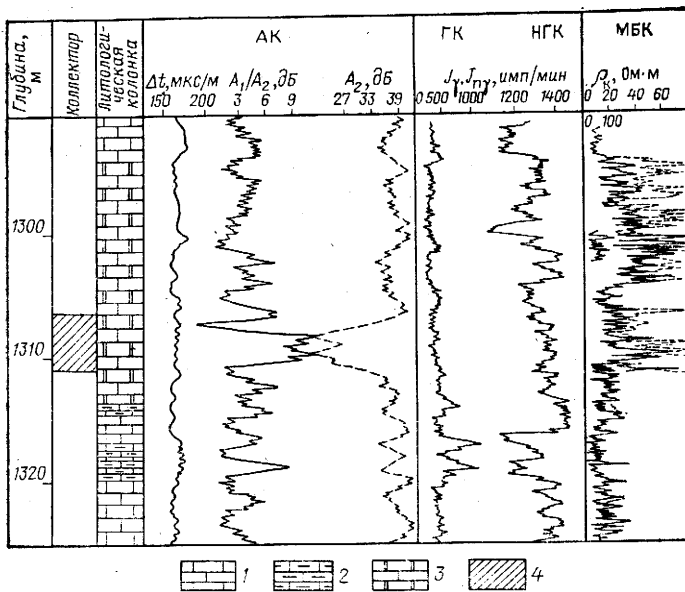


Рис. 116. Пример выделения трещинного карбонатного коллектора  
1 — известняк; 2 — глинистый известняк; 3 — доломит; 4 — трещинный коллектор

### § 94. Метод естественного теплового поля

Методом естественного теплового поля изучают распределение температур, обусловленных естественным глубинным тепловым полем Земли и естественными тепловыми полями местного происхождения, возникающими в связи с различными физико-химическими и термодинамическими процессами, протекающими в самих породах и на границах их соприкосновения с окружающей средой.

В процессе изучения измеряют геотермический градиент  $\Gamma$ , характеризующий интенсивность возрастания температуры с глубиной:

$$\Gamma = \frac{dt}{dz} = q\xi, \quad (\text{IX.3})$$

где  $q$  — плотность теплового потока;  $\xi$  — удельное тепловое сопротивление пород на данной глубине.

Величина, обратная геотермическому градиенту, называется геотермической ступенью,

$$G = \frac{1}{\Gamma} = \frac{1}{q\xi}. \quad (\text{IX.4})$$

Геотермический градиент  $\Gamma$  характеризует приращение температуры с глубиной на 1 м, а геотермическая ступень —

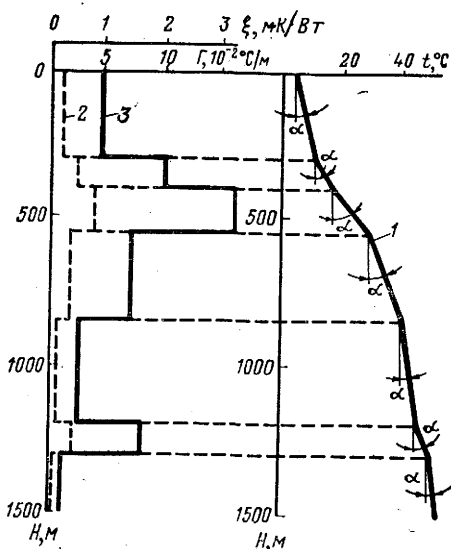


Рис. 117. Геотермограмма 1 и графики изменения геотермического градиента 2 и теплового сопротивления 3 пород (по В. Н. Дахнову)

зом. С уменьшением пористости и увеличением плотности тепловое сопротивление пород уменьшается. В результате геотермических исследований получают геотермограмму, по которой определяют геотермический градиент  $\Gamma$  в данном районе (рис. 117). Изменение геотермического градиента (при  $q = \text{const}$ ) связано с тепловым сопротивлением пород, что позволяет выполнить литологическое расчленение разреза по изменению угла наклона участков геотермограммы  $\alpha$  против различных литолого-петрографических разностей. Зная плотность теплового потока в одних и тех же литологических отложениях, вскрытых скважинами на части отдельного региона, можно судить о тектонике отложений, не вскрытых скважинами.

На практике используют усредненное значение геотермического градиента, характеризующее возрастание температуры, отнесенное к интервалу 100 м:

$$\Gamma_{100} = 100 \frac{t_2 - t_1}{H_2 - H_1}. \quad (\text{IX.5})$$

В среднем геотермический градиент  $\Gamma_{100}$  изменяется от 0,75 до  $10^\circ\text{C}/100$ . Пределы изменения геотермической ступени  $G$  — от 10 до  $150 \text{ м}/^\circ\text{C}$ ; средняя величина  $G$  принимается равной  $33 \text{ м}/^\circ\text{C}$ .

Проведение геотермии в скважинах требует особой подготовки скважин к исследованиям. Эти требования состоят в обес-

расстояние в метрах, при углублении на которое температура пород возрастает на  $1^\circ\text{C}$ . При геотермии скважин с установившимся тепловым режимом распределение температуры в стволе скважины и окружающих ее породах определяется удельной теплопроводностью пород  $\lambda$  или величиной, ей обратной, — удельным тепловым сопротивлением пород  $\xi$ .

Удельное тепловое сопротивление пород зависит от их плотности, пористости, типа флюида, насыщающего поровое пространство, структуры пород и других факторов. Например, породы-коллекторы при одинаковой пористости имеют минимальные значения  $\xi$  при их насыщении водой и максимальные при насыщении га-



печении условий установившегося теплового режима, когда глинистый раствор в скважине воспринял температуру окружающих пород. Время выдержки скважины при подготовке к исследованиям составляет для глубоких скважин 10—20 сут, для структурных скважин — 2—3 сут.

### § 95. Метод искусственного теплового поля

Метод искусственного теплового поля основан на изучении распределения во времени теплового поля, искусственно созданного в скважине. Основную роль при рассмотрении искусственных тепловых полей и интерпретации полученных термограмм играет температуропроводность горных пород  $a$ . Исследования выполняются в скважинах с неустановившимся тепловым режимом. Измеряемым параметром может быть как температура флюида, заполняющего скважину, так и разность между температурой флюида в скважине и ее значением, зарегистрированным при отсутствии искусственного теплового поля.

Искусственное тепловое поле в скважине может быть создано путем ее заполнения глинистым раствором с температурой, отличающейся от температуры вскрытых отложений. Изменение температуры глинистого раствора во времени будет происходить за счет теплообмена между раствором и породами, обладающими различными температуропроводностью и удельным тепловым сопротивлением. Если температура раствора  $t_p$  меньше температуры пласта ( $t_p < t_n$ ), породы с высокой температуропроводностью (низкое значение  $\xi$ ) отметятся на термограммах пониженными аномалиями по сравнению с породами, обладающими низкой температуропроводностью (высокое значение  $\xi$ ).

При  $t_p > t_n$  будет наблюдаться обратная картина.

Метод искусственного теплового поля с успехом используют для контроля за техническим состоянием скважин и при контроле за разработкой месторождений для определения продуктивности отдельных горизонтов и характера изменения их температуры.

### § 96. Аппаратура термометрии скважин

Основным прибором для измерения температуры в скважине является термометр, перемещаемый по стволу скважины на кабеле. В промышленной геофизике применяют в основном термометры сопротивлений, чувствительным элементом которых служит резистор из провода (чаще всего медного) с большим температурным коэффициентом.

Измерительная схема термометра представляет собой мост сопротивлений с одним (для работы с одножильным кабелем) или двумя (для работы с трехжильным кабелем) чувствительными

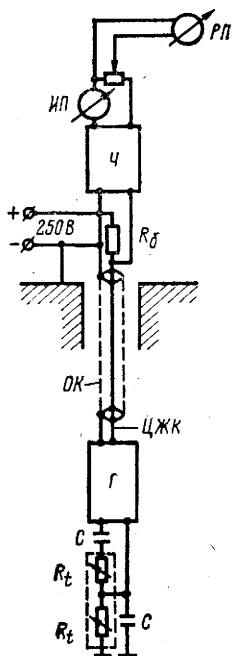


Рис. 118. Блок-схема термометра типа ТЭГ

плечами, помещенными в защитный кожух. Мост питается от источника напряжения постоянным током и сбалансирован таким образом, что при некоторой температуре  $t_0$  разность потенциалов в измерительной диагонали моста равна нулю. При температуре  $t$ , отличающейся от  $t_0$ , сопротивление чувствительных плечей (резисторов) изменяется и в измерительной диагонали моста появляется разность потенциалов  $\Delta U$ , пропорциональная измеряемой температуре  $t$ , которая и записывается регистрирующим прибором в определенном масштабе (в  $^{\circ}\text{C}$  на 1 см).

В термометрах типа ТЭГ, получивших в последнее время наибольшее распространение, применяется электронная схема с разделением питающего тока и измеряемого сигнала (рис. 118).

В термометре ТЭГ применена телеизмерительная система, в которой изменение измеряемой температуры преобразуется в изменение частоты переменного тока, передаваемого по линии связи центральная жила кабеля ЦЖК — оплетка ОК на поверхность. Электронная часть глубинного прибора представляет собой RC-генератор. Температу

рочувствительные сопротивления  $R_t$  определяют частоту автоколебаний генератора. Период автоколебаний генератора RC зависит от сопротивлений  $R_t$  и, следовательно, от температуры среды. На поверхности с помощью измерительного прибора ИП и частотомера Ч измеряется длительность периода колебаний генератора Г. На выходе частотомера регистрируется напряжение, пропорциональное изменению температуры. В схему глубинного прибора входят также эталонные сопротивления (на рис. 118 не показаны), соответствующие температурам 20 и  $100^{\circ}\text{C}$ , по которым можно откалибровать прибор перед началом замера по команде с поверхности. Скважинный прибор питается от источника постоянного тока напряжением 250 В через балластное сопротивление  $R_b$ , позволяющее установить требуемый ток питания.

Наряду с обычными электротермометрами, измеряющими абсолютное значение температуры, используются дифференциальные термометры, измеряющие относительное изменение температуры. К ним относятся градиент-термометры и аномалий-термометры.

Градиент-термометр измеряет разность температур в двух точках, расположенных на фиксированном расстоянии

друг от друга в пределах 1,5—3 м. При исследовании скважин аномалий-термометром регистрируется кривая отклонения  $\Delta t$  температуры от ее среднего значения, обусловленного средним температурным градиентом на данной глубине.

Все замеры температуры проводят при спуске, чтобы избежать искажений в результате перемешивания раствора во время перемещения термометра по скважине. Масштаб записи термограмм изменяется от 0,1—0,5 до 0,01 °C/см (аномалий и градиент-термограммы). Скорость записи зависит от тепловой инерции  $\tau$  термометра и составляет 400—800 м/ч<sup>1</sup>.

## Глава XXIII

### ГЕОХИМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ СКВАЖИН

Геохимические методы исследования скважин относятся к прямым методам изучения геологического разреза скважин. Преимущество геохимических методов перед другими геофизическими исследованиям в скважинах заключается в том, что данные о содержании в пластах того или иного флюида поступают непосредственно уже в процессе бурения скважины, что повышает оперативность и надежность выделения полезных ископаемых.

Геохимические методы исследования включают в себя газовый каротаж в процессе бурения и после бурения и исследование шлама. В процессе проведения газового каротажа проводится и механический каротаж, определяющий продолжительность и скорость бурения скважин.

#### § 97. Газовый каротаж

Газовый каротаж в процессе бурения основан на изучении углеводородных газов, содержащихся в пластах, которые в процессе их разбуривания переходят в промывочную жидкость и транспортируются на поверхность, где регистрируются и анализируются.

В зависимости от типа залежи углеводородные газы имеют свой специфический качественный и количественный состав. Например, для нефтяных месторождений характерно присутствие (до 50 %) метана  $\text{CH}_4$  и в большом количестве (до 50 %) тяжелых углеводородов (от этана  $\text{C}_2\text{H}_6$  до гексана  $\text{C}_6\text{H}_{14}$  и др.) в газообразном, парообразном и жидком состояниях. В газовых месторождениях количество метана достигает 97—98 %,

<sup>1</sup> Тепловой инерцией называется время, в течение которого термометр, перенесенный из одной среды с температурой  $t_1$  в другую с температурой  $t_2$ , воспринимает  $\frac{2}{3}$  разности температур этих сред; для разных типов термометров  $\tau$  изменяется от 0,5 до 3 с.

а содержание тяжелых углеводородов не превышает 2—3 %. Кроме углеводородных газов в составе пластовых газов содержатся азот и углекислый газ.

Пластовые воды также содержат растворенные газы, основными компонентами которых являются азот и метан. В процессе бурения газ, нефть и вода, содержащиеся в пласте, могут поступать в глинистый раствор различными путями. В условиях соблюдения нормальных режимов бурения, когда гидростатическое давление столба глинистого раствора выше пластового давления, фильтрация газа и нефти из пластов практически не происходит. Газообогащение глинистого раствора в скважине происходит только из объема выбуренной породы. При фильтрации глинистого раствора в пласт-коллектор происходит отеснение пластового флюида. При небольшой скорости бурения и значительном проникновении фильтрата раствора в пласт может происходить опережающая (долото) фильтрация и в выбуренном объеме породы останется лишь незначительная часть содержащегося пластового флюида, которая перейдет в глинистый раствор. Это явление учитывается при интерпретации данных газового каротажа в процессе бурения. По пути следования с глинистым раствором на дневную поверхность в результате снижения давления и температуры происходят фазовые превращения углеводородных газов. Но при этом первичный состав газов, а следовательно, и компонентное соотношение составляющих не изменяется, что дает возможность прогнозировать тип залежи.

Газовый каротаж скважин в процессе бурения, так же как и после бурения, проводится автоматическими газокаротажными станциями (АГКС-65, АГКС-4).

Принципиальная схема проведения газового каротажа приведена на рис. 119.

В дегазаторе, который устанавливается в желобе ближе к устью скважины, газ извлекается из глинистого раствора, смешивается с воздухом и через отстойник с водой для очистки от механических примесей и ротаметр поступает в газоанализатор, где определяется общее суммарное содержание горючих газов. В термохимическом газоанализаторе чувствительным элементом является камера, в которую помещена спираль из платиновой проволоки, нагретая до температуры 800 °С. Часть горючих газов смеси, проходя через камеру, сгорает, и выделенное при этом тепло повышает температуру платиновой нити, изменяя ее электрическое сопротивление. Нить включена в качестве измерительного плеча в схему моста постоянного тока. Сопротивление плеч моста регулируется таким образом, чтобы при пропускании через камеру чистого воздуха мост находился в равновесии. При сгорании горючих газов в камере газоанализатора равновесие моста нарушается и через его измерительную диагональ проходит ток, пропорциональный суммарному содержа-

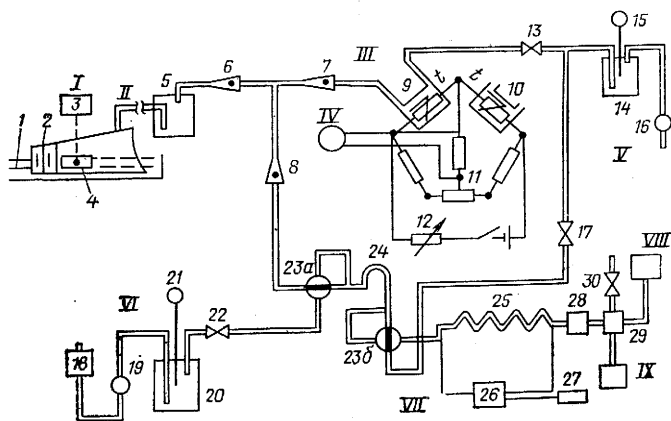


Рис. 119. Блок-схема проведения газового каротажа.

I — дегазатор: 1 — желоб, 2 — корпус дегазатора, 3 — электродвигатель, 4 — лопастная вертушка; II — газозвдушная линия от дегазатора к станции; III — суммарный газоанализатор; 5 — отстойник с водой для очистки газозвдушной смеси от механических примесей, 6, 7, 8 — ротаметр для измерения расхода смеси, 9, 10 — камеры с рабочим и компенсирующим элементами; 11, 12 — реохорды, 13 — вентиль для регулирования расхода смеси; IV — регистратор суммарных газопоказаний; V — установка вакуум-насоса: 14 — емкость всасывания, 15 — манометр, 16 — вакуумный насос, 17 — вентиль; VI — установка компрессора: 18 — фильтр для очистки воздуха, 19 — компрессор, 20 — емкость компрессора, 21 — манометр, 22 — вентиль; VII — хроматермограф: 23а, 23б — краны дозатора, 24 — дозатор, 25 — разделительная колонка, 26 — регулятор нагрева и охлаждения колонки, 27 — электродвигатель регулятора, 28 — фильтр, 29 — плазменно-ионизационный детектор, 30 — вентиль; VIII — регистрирующий прибор хроматермографа; IX — генератор водорода для питания детектора

нию углеводородных газов в газозвдушной смеси  $\Gamma_{\text{сум}}$ . Напряжение с резистора, включенного в измерительную диагональ моста, подается на регистрирующий прибор, который фиксирует кривую суммарных газопоказаний в функции глубины (в результате привязки полученных данных к истинным глубинам). Для покомпонентного анализа газозвдушной смеси служат хроматермографы, в которых происходит разделение газов на индивидуальные компоненты при их движении вдоль слоя сорбента и последующая их регистрация. Основные части хроматермографа — краны дозатора, разделительная колонка, газоанализатор и регистрирующий прибор.

Краны дозатора предназначены для периодической подачи определенного объема анализируемой смеси в разделительную колонку. Разделительная колонка представляет собой трубку, заполненную высокодисперсным веществом, обладающим высокой сорбционной способностью (силикагель, активированный уголь и др.). Разделение газовой смеси на индивидуальные компоненты достигается в результате их различной адсорбции на адсорбенте. Так, метан  $\text{CH}_4$  практически не сорбируется и проходит через колонку вместе с потоком воздуха. Через определенные интервалы времени выделяются этан  $\text{C}_2\text{H}_6$ , пропан  $\text{C}_3\text{H}_8$  и другие компоненты смеси. Для ускорения времени выделения

компонентов колонку нагревают. Такой способ разделения смеси на компоненты называется газовой хроматографией, а прибор — газовым хроматографом.

Из колонки разделенные по времени компоненты направляются в пламенно-ионизационный детектор газоанализатора, определяющий концентрацию анализируемого компонента в воздухе. К выходу детектора подключен регистрирующий прибор, который регистрирует на ленте (в виде пик) содержание определенного компонента в анализируемой смеси в процентах. Получаемая кривая носит название хроматограммы.

При регистрации газопоказаний глинистого раствора необходима точная привязка данных, полученных на устье скважины, к истинной глубине залегания продуктивного пласта.

Газовый каротаж после бурения основан на анализе газосодержания глинистого раствора, который обогатился газообразными углеводородами во время остановки бурения. Обогащение глинистого раствора газообразными углеводородами из продуктивных пластов происходит в результате процессов диффузии. Процессы диффузии газов весьма медленны и могут наблюдаться лишь при проведении газового каротажа после бурения скважины в результате длительного периода соприкосновения столба глинистого раствора, заполняющего скважину, с нефтяной или газовой залежью. Несмотря на некоторое различие коэффициентов диффузии легких и тяжелых углеводородов, газ, поступающий в глинистый раствор, имеет компонентный состав, близкий к его составу в залежи.

Методика проведения исследований заключается в следующем. Перед прекращением циркуляции глинистого раствора ствол скважины промывают. После простоя скважины начало проведения газового каротажа совпадает с возобновлением циркуляции глинистого раствора. Газопоказание раствора на устье скважины регистрируются в течение времени, равного времени движения жидкости от устья до забоя и от забоя до устья. Это связано с тем, что при спуске бурильных труб в скважину глинистый раствор размещается внутри бурильных труб в затрубном пространстве и уровень обогащенных зон в обоих случаях повышается за счет объема тела бурильных труб. Поэтому при полном цикле циркуляции глинистого раствора зоны, обогащенные газом, регистрируются дважды, причем газопоказания для затрубной зоны выше, чем для внутритрубной.

## § 98. Исследование шлама. Механический каротаж

В процессе бурения скважин выполняют отбор шлама — частичек выбуренной породы, поднимаемой на поверхность глинистым раствором. Отобранный шлам привязывают к истинным глубинам и проводят его исследования. Данные исследования шлама используют для построения литологического разреза.

скважины с определением коллекторских свойств пройденных пород и уточнения характера пластового флюида.

Для построения литологического разреза скважины порции шлама отмывают от глинистого раствора, высушивают, отделяют от обвалных пород, описывают и проверяют на содержание карбонатных минералов.

Затем по результатам проведенных исследований и описанию шлама строят литологический разрез скважины. Открытую пористость пород по шламу определяют только в интервале вскрытия пород-коллекторов. Для уточнения характера пластового флюида выполняют люминесцентно-битуминологический анализ шлама. Люминесцентно-битуминологический анализ основан на способности нефтей и битумов люминесцировать под действием ультрафиолетового облучения. Анализ проводят с помощью люминескопа. Наличие нефтей и битумов определяют по цвету люминесцирующего пятна и его форме. Люминесцентно-битуминологический метод позволяет определять содержание нефти в образце до 0,01—0,005%.

Механический каротаж дает сведения о плотности пород, пересеченных скважиной. В процессе механического каротажа замеряют продолжительность бурения 1 м скважины и скорость проходки, которые служат показателями буримости горных пород и зависят от геологических и технических (типа бурильного инструмента, его состояния, режима бурения и т. д.) факторов.

## Глава XXIV

### МАГНИТНЫЙ КАРОТАЖ

Магнитный каротаж основан на изучении магнитных свойств горных пород посредством их измерения по стволу скважины. Методы магнитного каротажа включают каротаж магнитной восприимчивости и каротаж по магнитному полю.

#### § 99. Методы магнитного каротажа

*Каротаж магнитной восприимчивости (КМВ).* Магнитная восприимчивость характеризует способность горных пород намагничиваться под действием внешнего магнитного поля и сохранять состояние намагниченности после прекращения его действия. Магнитная восприимчивость горных пород изменяется в широких пределах (от миллионных до десятых долей единицы СГСМ) и зависит от содержания в них ферромагнитных минералов, в основном магнетита и титаномагнетита. Наибольшей магнитной восприимчивостью характеризуются изверженные породы, наименьшей — карбонатные породы и гидрокхимические осадки. Измеряемая при КМВ объемная магнитная

восприимчивость  $\kappa$  определяется отношением интенсивности намагниченности  $J$  единицы объема породы к напряженности  $H$  внешнего магнитного поля:

$$\kappa = \frac{J}{H}.$$

Для регистрации кривых магнитной восприимчивости используют аппаратуру, включающую скважинный магнитометр и наземную панель. Разработано несколько типов аппаратуры — КМВ, АМК-3, ЭМК-1 и др. Измерение магнитной восприимчивости основано на индуктивности датчика в зависимости от магнитных свойств среды. Датчик представляет собой катушку с сердечником из ферромагнитного материала. Он является одним из плечей моста, расположенного в скважинном магнитометре. Мост питается переменным током частотой 1 кГц от электронного генератора. На поверхности ( $\kappa=0$ ) он уравновешивается. В процессе измерения  $\kappa$  индуктивность датчика изменяется, происходит разбаланс моста и в измерительной диагонали моста возникает напряжение, пропорциональное изменению магнитной восприимчивости пород. С помощью электронной схемы оно усиливается, выпрямляется и по кабелю передается на поверхность, где регистрируется в виде кривой изменения магнитной восприимчивости в функции глубины.

Каротаж магнитной восприимчивости используют для литологического расчленения разрезов, выделения в разрезах рудных месторождений (магнетитовых и титаномагнетитовых железных руд, бокситов и др.), а также для интерпретации данных магниторазведки.

*Каротаж по магнитному полю.* Каротаж по магнитному полю основан на изучении аномалий магнитного поля Земли, связанных с наличием в разрезе скважин пород, по магнитным свойствам отличающихся от вмещающих, или рудных тел, находящихся в околоскважинном пространстве.

Аномальное магнитное поле измеряют по одной (обычно вертикальной  $Z$ ) составляющей или трем составляющим вектора напряженности земного магнитного поля  $Z$ ,  $X$ ,  $Y$  с одновременным замером магнитной восприимчивости пород.

В качестве датчика скважинного магнитометра применяют пермаллоевый сердечник с обмоткой, питаемой с поверхности током частотой 1 кГц. Изменение  $Z$  вызывает в обмотке датчика напряжение переменного тока, которое подается на поверхность и регистрируется в виде кривой изменения  $\Delta Z$  в функции глубины.

Для измерения трех составляющих  $Z$ ,  $X$ ,  $Y$  земного магнитного поля используют три взаимно перпендикулярных датчика. Каротаж по магнитному полю позволяет проводить расчленение горных пород в разрезе скважины по магнитным свойствам и выделять руды.



**МЕТОДЫ КОНТРОЛЯ ЗА ТЕХНИЧЕСКИМ СОСТОЯНИЕМ СКВАЖИН. ОТБОР ОБРАЗЦОВ ПОРОД И ПЛАСТОВЫХ ФЛЮИДОВ. ПРОСТРЕЛОЧНО-ВЗРЫВНЫЕ РАБОТЫ В СКВАЖИНАХ**

Глава XXV

**МЕТОДЫ КОНТРОЛЯ ЗА ТЕХНИЧЕСКИМ СОСТОЯНИЕМ СКВАЖИН**

**§ 100. Инклинометрия**

Для контроля за искривлением скважины используют метод инклинометрии, который позволяет контролировать положение оси скважины по замерам угла отклонения оси от вертикали  $\delta$  и азимута скважины  $\varphi$ , определяемого углом между направлением на магнитный север  $C_M$  и проекцией оси скважины на горизонтальную плоскость, взятой в сторону увеличения ее глубины (рис. 120). Плоскость, проходящую через вертикаль и ось скважины в определенном интервале скважины, называют плоскостью искривления. Замеры  $\delta$  и  $\varphi$  выполняют приборами, называемыми инклинометрами. Различают инклинометры трех типов: работающие с одножильным и трехжильным кабелями: инклинометры с дистанционным электрическим измерением, фотоинклинометры и гироскопические инклинометры.

Основной частью инклинометра с дистанционным управлением (ИШ-2, ИШ-3, ИШ-4, ИШ-4Т, ИТ-200, УМИ-25, И-7 и др.) является вращающаяся рамка, ось которой совпадает с главной осью инклинометра.

Центр тяжести рамки совмещен с ее осью так, что плоскость рамки располагается перпендикулярно к плоскости искривления скважины. В рамке размещены оба датчика: угла наклона и азимута (рис. 121). Датчик угла наклона состоит из реостата, стрелки и отвеса, с которым она скреплена. Отвес и стрелка располагаются в плоскости, перпендикулярной к оси

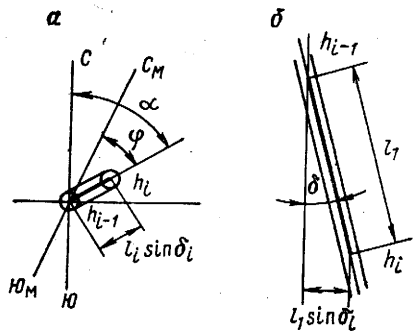


Рис. 120. Проекция участка ствола скважины на горизонтальную плоскость (а) и участок оси скважины в вертикальной плоскости (б)

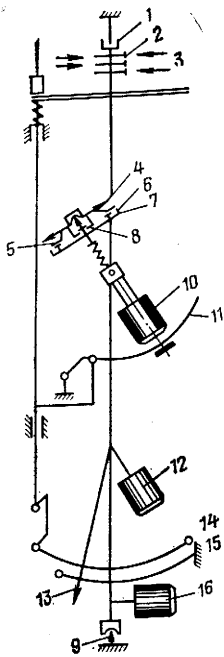


Рис. 121. Схема измерительной части инклинометров с дистанционным управлением.

1 — подшипник; 2 — контактные кольца коллектора; 3 — коллектор; 4 — магнитная стрелка; 5 — пружинные контакты стрелки; 6 — азимутальный реохорд; 7 — контактное кольцо; 8 — острие; 9 — kern рамки; 10 — грузик буссоли; 11 — дугообразный рычаг; 12 — отвес; 13 — стрелка отбеса; 14 — токопроводящий провод датчика угла; 15 — угловой реохорд; 16 — грузик

рамки. При вертикальном положении прибора конец стрелки находится против начала измерительного реохорда. При отклонении прибора от вертикали на некоторый угол стрелка перемещается вдоль реохорда на такой же угол. В момент замера стрелка прижимается к реохорду и с незамкнутой части реохорда снимается напряжение, пропорциональное величине угла наклона скважины.

В качестве датчика азимута используют буссоль, подвешенную в рамке таким образом, что острие, несущее магнитную стрелку, устанавливается вертикально, а колодка с расположенным на ней круговым реохордом — горизонтально. Магнитная стрелка располагается по магнитному меридиану и в момент замера пружинными контактами закорачивает часть реохорда так, что сопротивление незамкнутой части реохорда становится пропорциональным величине азимута  $\phi$ .

Для измерения  $\delta$  и  $\phi$  применяют мостовую электрическую схему, одним из плечей которой служат попеременно подключаемые угловой или азимутальный реохорды.

Кожух всех типов инклинометров латунный или из немагнитной стали. Замеры азимута скважины инклинометрами этого типа можно проводить только в скважинах с открытым стволом.

В фотоинклинометрах положения угла наклона и азимута скважины фотографируются на пленку в самом приборе. В качестве датчика угла наклона используют отвес с кольцом, на который нанесена шкала для отсчетов  $\delta$ ; в качестве указателя положения азимута применяют магнитную стрелку буссоли с градуированным в градусах лимбом, по которому отсчитываются показания  $\phi$ .

Гироскопические инклинометры применяют для замеров  $\delta$  и  $\phi$  в обсаженных трубами скважинах или при наличии аномального магнитного поля. Принцип работы гироскопического инклинометра основан на свойстве гироскопа, имеющего три степени свободы, при вращении сохранять постоянным положение своей оси в пространстве, направление которой может слу-

жить началом отсчета для замеров угла наклона и азимута скважины.

Перед началом проведения замеров инклинометры всех типов градуируют с использованием специального эталонировочного стола. Методика измерения в скважине заключается в проведении замеров  $\delta$  и  $\varphi$  по точкам на глубине через 20—25 м в вертикальных скважинах и через 5—10 м — в наклонно-направленных. Все измерения проводят во время подъема кабеля.

Результаты измерений, соответствующие глубинам замера  $h$ , представляют в виде таблицы значений угла наклона  $\delta$  и магнитного азимута  $\varphi$ , а также дирекционного угла  $\alpha$  направления искривления скважины. Дирекционный угол  $\alpha$  — это угол между северным концом осевого меридиана и заданным направлением; его отсчитывают от северного конца меридиана по часовой стрелке. Величина  $\alpha$  определяется соотношением

$$\alpha = \varphi + \gamma \pm D,$$

где  $\varphi$  — магнитный азимут по данным инклинометрии;  $\gamma$  — угол сближения (угол между осевым меридианом и меридианом в данной точке);  $D$  — магнитное склонение (восточное прибавляется, западное вычитается).

Величину ( $\gamma \pm D$ ) обычно указывают на картах. На основании табличных данных строят проекцию оси скважины на горизонтальную плоскость в масштабе 1 : 200 или 1 : 100. При построении допускают, что между двумя точками измерений интервал скважины прямолинейный и значения  $\delta$  и  $\varphi$  в его нижней точке являются постоянными для всего интервала  $l_i$ . Проекция данного интервала на горизонтальную плоскость (см. рис. 120)

$$l'_i = l_i \sin \delta_i.$$

Откладывая последовательно по глубине проекции отдельных интервалов, получают сводную горизонтальную проекцию ствола скважины.

## § 101. Кавернометрия и профилометрия

Кавернометрия скважины заключается в измерении ее диаметра в процессе бурения и после его окончания.

Различают номинальный диаметр скважины  $d_n$ , соответствующий диаметру долота, которым бурилась скважина, и фактический диаметр  $d_c$ , соответствующий диаметру скважины на глубине против пород того или иного типа. По ряду геологических и технических причин фактический диаметр скважины  $d_c$  может быть равным номинальному диаметру  $d_n$  (быть больше него или меньше него).

Равенство диаметров ( $d_c = d_n$ ) наблюдается против плотных непроницаемых пород; случай  $d_c > d_n$  характерен для глин и песков; уменьшение фактического диаметра ( $d_c < d_n$ ) наблюдается против пород-коллекторов за счет образования глинистой

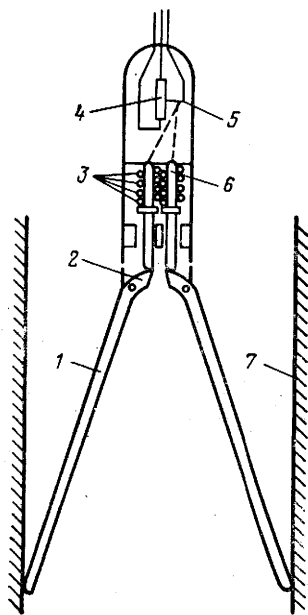


Рис. 122. Схема конструкции рычажного каверномера

корки в результате проникновения в пласт фильтрата глинистого раствора. Для регистрации кривой изменения диаметра скважины по ее стволу, называемой кавернограммой, применяют каверномер. Имеются каверномеры нескольких типов, различающиеся системой рычагов и способом преобразования их перемещения в электрические сигналы.

Одним из типов каверномеров для исследования глубоких скважин является каверномер с четырьмя измерительными рычагами, имеющими длинные 1 и короткие 2 плечи (рис. 122). Мощная пружина 3 отжимает измерительный рычаг к стенке скважины 7. Изменение положения длинного плеча измерительного рычага при увеличении или уменьшении диаметра передается через кулачок короткого плеча на шток 6, который связан посредством металлического тросика с ползунком 5 омического датчика 4. Тросик, проходя через все четыре штока, передает перемещения каждого рычага на омический датчик, питаемый

с поверхности. Напряжение, снимаемое с датчика и пропорциональное изменению диаметра скважины, передается на поверхность и записывается регистрирующим прибором.

Ромбовидный каверномер (тип КВ-2) позволяет выполнять измерения как при спуске, так и при подъеме прибора. Механическая часть ромбовидного камерномера представляет собой фонарь с тремя парами шарнирно соединенных измерительных рычагов, расположенных через  $120^\circ$ . Перемещения рычагов через фигурные кулачки передаются на шток, управляющий датчиком.

При детальном исследовании разрезов скважин с целью выделения пород-коллекторов применяют микрокаверномеры и коркомеры, дающие возможность измерять толщину глинистой корки.

В отличие от каверномера профилемер регистрирует изменение диаметра скважины одновременно в нескольких вертикальных плоскостях (обычно от двух до четырех). Метод получения профиля сечения ствола скважины с помощью профиломеров называется профилометрией скважины. Основное назначение профилометрии скважины — выявление зон желобообразования, возникающих в результате скольжения замковых соеди-

нений бурильных труб по стенкам скважины при спуско-подъемных операциях. Наличие в стволе скважины желобов повышает вероятность возникновения аварий при бурении скважины и проведении в ней геофизических исследований. Одновременное измерение диаметров скважины в двух взаимно перпендикулярных плоскостях выполняется каверномером - профилемером СКП.

При проведении детальных исследований применяют профилемер «Спрут», по точечным измерениям которого строят более полный профиль сечения ствола скважины и определяют его ориентацию (рис. 123). Для контроля за состоянием обсадных металлических колонн используют скважинные трубные профилемеры, записывающие шесть профилеграмм.

Данные кавернометрии и профилеметрии используют для контроля за состоянием ствола скважины в процессе бурения, уточнения геологического разреза скважины, расчета объема затрубного пространства при цементации скважины, выявления благоприятных участков скважины для установки башмака колонны или испытателя пластов. Кроме того, исходные данные о диаметре скважины необходимы для интерпретации данных электрического и радиоактивного каротажа.

## § 102. Наклонометрия

Наклонометрия скважины заключается в определении угла и азимута падения пластов по данным геофизических измерений в скважине, знание которых необходимо при геологическом изучении районов (особенно со сложной тектоникой) с целью поисков и разведки месторождений полезных ископаемых, а также при интерпретации данных геофизических исследований в скважинах.

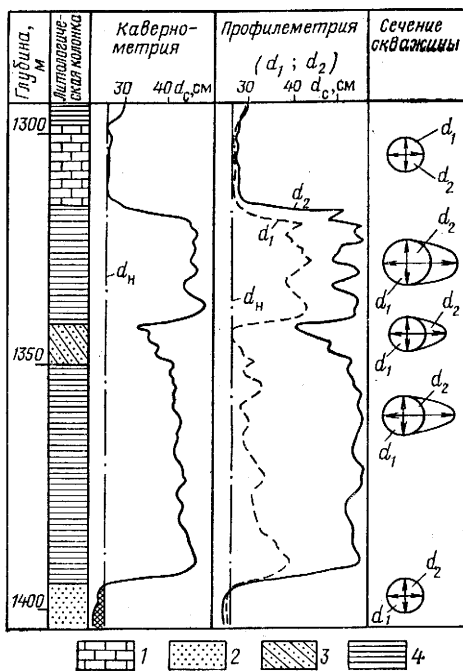


Рис. 123. Пример исследования участка ствола скважины каверномером и профилемерами СКП-1 и «Спрут» (по Е. М. Петтекому).

1 — плотный известняк; 2 — песчаник; 3 — алевролит; 4 — глина

Измерения проводят прибором, называемым *пластовым* и *а к л о н о м е р о м*. Пластовый наклонмер включает в себя инклинометр и три электродные установки, расположенные под углом  $120^\circ$  друг к другу с центрами, лежащими в одной плоскости, перпендикулярной к главной оси прибора. Поскольку электродные установки должны обеспечить максимальную дифференциацию регистрируемых кривых, отражающих изменение свойств пластов по разрезу скважины, в их качестве обычно используют установки микро- или бокового микрокаротажа; могут применяться также и установки КС, СП, ГК.

Посредством инклинометра определяют угол наклона  $\delta$ , азимут скважины  $\varphi$  и положение одной из установок относительно магнитного меридиана и плоскости искривления скважины  $\beta$ . При проведении измерений в намеченном интервале скважины выполняют одновременную запись трех кривых и измерение инклинометром. В связи с негоризонтальным залеганием пласта каждая из электродных установок пересекает границу раздела двух физически неоднородных сред на различных глубинах, благодаря чему происходит смещение по глубинам характерных точек на регистрируемых кривых. По этим смещениям с учетом величин  $\delta$ ,  $\varphi$ ,  $\beta$ ,  $d_c$  и с помощью специальных номограмм определяют угол и азимут падения пласта.

### § 103. Контроль цементирования скважин

Ствол скважины укрепляют обсадными стальными трубами после окончания бурения при решении по геологическому проекту с помощью скважины тех или иных задач. С целью разобщения отдельных пластов, устранения перетоков флюидов из пласта в пласт, а также для повышения эффективности контроля за разработкой месторождения выполняют цементирование затрубного пространства скважины между обсадной колонной и стенкой скважины. Качество цементирования затрубного пространства определяется высотой подъема цемента (до проектируемого уровня), равномерным заполнением затрубного пространства цементом и степенью сцепления цемента с колонной и породой. Цементирование скважины контролируют методами термометрии, гамма-гамма-каротажа, акустического каротажа и метода меченых атомов.

*Метод термометрии.* Этот метод позволяет установить границу подъема цемента и его наличие в затрубном пространстве. Использование термометра основано на протекании экзотермической реакции в процессе схватывания (затвердевания) цемента. Зацементированный интервал отмечается резким увеличением температуры на фоне ее постепенного увеличения с глубиной (рис. 124, а).

*Гамма-гамма-каротаж.* Позволяет установить не только высоту подъема цемента в затрубном пространстве, но определить

и степень его заполнения с одновременной фиксацией эксцентриситета колонны. Основан на принципе регистрации рассеянного гамма-излучения при прохождении гамма-квантов через среды различной плотности (см. гл. XIX).

Для регистрации цементограмм используют одноканальную, трехканальную и четырехканальную аппаратуру, позволяющую получать соответственно одну, три или четыре кривых  $J_{\gamma\gamma}$  в скважинах различного диаметра (150—254 мм). Аппаратура состоит из наземной панели и специального скважинного прибора—радиоактивного цементомера. Наибольшее распространение получил трехканальный цементомер ЦМТУ-1, который содержит источник гамма-излучения (Co-60 или Cz-137) и три индикатора (счетчики СИ-4Г), центры которых расположены через 120° по окружности. Каждый из индикаторов заэкранирован свинцовым экраном так, что регистрирует рассеянное гамма-излучение только со стороны находящейся против него части колонны. Регистрируются три кривые ГГК (цементограмма), которые интерпретируются следующим образом (рис. 124, б). Совпадение трех кривых с низким уровнем  $J_{\gamma\gamma}$  указывает на полное заполнение затрубного пространства цементом при центрированном положении колонны (участок I на рис. 124, б). Расхождение кривых указывает на смещение колонны к стенке скважины (участки II, III на рис. 124, б). Превышение показаний  $J_{\gamma\gamma}$  третьей кривой в колонне по отношению интенсивностей двух других при центрированном положении колонны свидетельствует о несплошной или односторонней заливке цементом по сечению скважины. Расхождение всех трех кривых (на рис. 124, б участок IV) указывает на наличие эксцентриситета колонны или одностороннюю заливку цемента, а в случае высокого уровня регистрации  $J_{\gamma\gamma}$  — и на полное отсутствие цемента в затрубном пространстве.

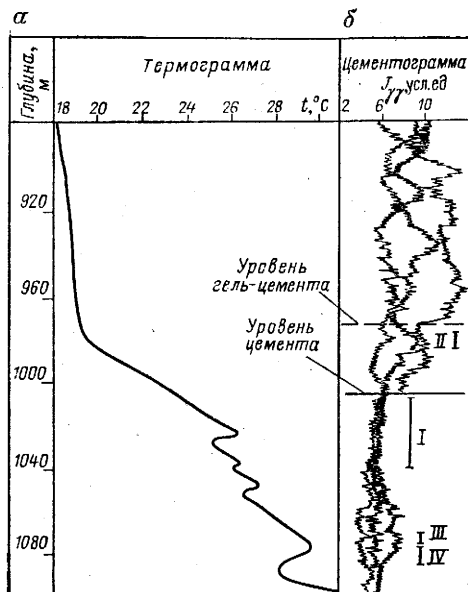


Рис. 124. Определение уровней подъема цемента и качества цементирования обсадной колонны в скважине по данным термометрии (а) и гамма-гамма-каротажа (б) (по Е. И. Леонтьеву)

Дефектомер — толщиномер типа СГДТ-2 предназначен для одновременного определения качества цементирования обсадной колонны и толщины стенок обсадных колонн. Скважинный прибор содержит два зонда: зонд дефектомера — в нижней части прибора с источником гамма-излучения (цезий-137) и зонд толщиномера — в верхней части прибора с источником мягкого гамма-излучения (тулий-170). В качестве индикаторов используют сцинтилляционные счетчики с кристаллами NaI (Tl). Источник и индикатор дефектомера помещены во вращающийся свинцовый экран с коллимационными окнами, поэтому рассеянное гамма-излучение регистрируется по периметру скважины; при этом отражается полное или частичное распределение цементного камня, а также наличие в нем трещин, каверн и пустот. Регистрируемая таким образом диаграмма носит название круговой цементограммы.

Диаграмма, регистрируемая зондом толщиномера, имеющим источник мягкого гамма-излучения и малый радиус исследования — порядка 6—8 см, отражает в основном изменение толщины стенки обсадных труб и используется для количественной интерпретации данных дефектомера.

*Акустический каротаж.* Данный каротаж используют для определения высоты подъема цемента и характера сцепления цемента с породой и колонной по изменению амплитуды преломленной продольной волны, распространяющейся по обсадной колонне, и времени распространения упругих колебаний. Для этой цели применяют акустические цементомеры типа АКЦ.

Качество цементирования скважины оценивают по регистрируемым параметрам, включающим амплитуду продольной волны в колонне  $A_k$ , амплитуду продольной волны в породе  $A_p$ , время распространения продольной волны по породе  $T$ , а также по дешифрированию фотографий волновых картин. За основу берут изменение амплитуды продольной волны в колонне  $A_k$  (трубной волны).

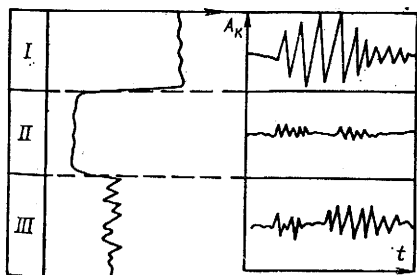


Рис. 125. Определение качества цементирования обсадной колонны в скважине по данным акустического цементомера

Принцип интерпретации заключается в следующем (рис. 125). При отсутствии цемента в затрубном пространстве наблюдается максимальное увеличение амплитуды трубной волны  $A_k$  и минимальное затухание сигнала (участок I на рис. 125), поскольку поглощение энергии упругих колебаний стальной колонной мало. При качественном цементате, т. е. хорошей связи цемента с колонной и породой, регистрируется



наибольшее уменьшение амплитуды  $A_K$  и максимальное затухание сигнала (участок II на рис. 125). Частичное заполнение затрубного пространства цементом, отсутствие хорошего сцепления цемента с породой и колонной характеризуется средними величинами изменения амплитуды  $A_K$  и затухания сигнала (участок III на рис. 125).

### § 104. Определение мест притоков и затрубной циркуляции вод

Притоки жидкости в ствол скважины и ее затрубная циркуляция происходят вследствие нарушения герметичности цементного камня в затрубном пространстве и колонны. Для определения мест притоков воды в скважину и интервалов затрубной циркуляции применяют методы электрического каротажа, термометрии и меченых атомов. Местоположение притока жидкости в скважину определяется путем понижения или повышения давления столба жидкости в скважине (способ оттартывания или способ продавливания). Благодаря отличию сопротивления и температуры пластовых вод от сопротивления и температуры глинистого раствора, заполняющего скважину, зона притока определяется резким изменением сопротивления и температуры, приуроченным к глубине местоположения притока. Методически регистрируют несколько кривых  $\rho_p$  и  $t$  при различных уровнях (давлениях) столба глинистого раствора в скважине (рис. 126). Для измерения электрического удельного сопротивления жидкости используют резистивиметр, а температуры — термометр.

Для определения интервалов затрубной циркуляции применяют в основном также метод термометрии. Метод основан на изучении теплообмена между водами, циркулирующими за колонной, и раствором в скважине. В результате интенсивного теплообмена между водами и раствором на регистрируемой термограмме интервал затрубной циркуляции отмечается довольно постоянной температурой глинистого раствора.

Метод меченых атомов используют при наличии выхода циркулирующих вод в скважину. В этом случае в скважину закачивают раствор, активированный радиоактивными изотопами, под давлением, превышающим давление притока вод из затрубного пространства. После этого скважину промывают и регистрируют кривую ГК. Интервал затрубной циркуляции вод с пластами, поглощающими активированный раствор, отмечается повышенной интенсивностью  $J_\gamma$  на кривой гамма-каротажа.

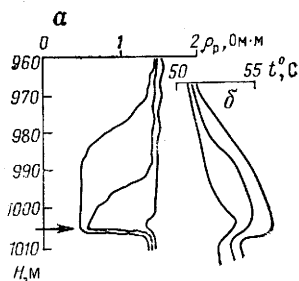


Рис. 126. Определение местоположения притоков вод в скважину методами резистивиметрии (а) и термометрии (б)

## § 105. Контроль за техническим состоянием обсадных колонн

*Определение характеристик обсадных колонн.* Как отмечалось выше, толщину стенок обсадных колонн замеряют посредством комплексного прибора СГДТ-2, в состав которого входит зонд гамма-толщиномера, позволяющий определять толщину стенки обсадных колонн с точностью  $\pm 0,2$  мм. Внутренний диаметр обсадных колонн определяют с использованием трубных профилемеров, калибромеров, микрокаверномеров или индуктивных дефектомеров. Часто для уточнения интервалов перфорации колонны, мест нарушения их герметичности, глубины забоя скважины и установки фильтров необходимо знание местоположения соединительных муфт обсадных колонн, бурильных или насосно-компрессорных труб. Для этой цели используют прибор, называемый локатором муфт. Действие локатора муфт основано на изменении магнитного потока в цепи магнитопровода за счет окружающей ферромагнитной среды. Он представляет собой катушку со стальным сердечником, помещенную между двумя постоянными магнитами. В момент прохождения локатора мимо муфты происходит перераспределение силовых линий постоянных магнитов, пронизывающих витки индукционной катушки. В катушке наводится э. д. с., которая по линии связи передается на поверхность и регистрируется в виде разнополярных импульсов. Локатор муфт применяют и для определения мест прихвата бурильных труб. С этой целью, предварительно определив местоположение муфт в интервале предполагаемого прихвата, на трубах делают магнитные метки и фиксируют их на диаграмме. Дают механическую нагрузку на бурильные трубы. Производят еще замер, но с локатором муфт без постоянных магнитов. Выше интервала прихвата, там, где распространялась механическая нагрузка, магнитные метки стираются (или заметно ослабевают); ниже интервала прихвата картина остается прежней, что и фиксируется на диаграмме.

*Определение уровня жидкости.* Знание уровня жидкости в скважине, необходимо, в первую очередь, для выбора оптимального режима ее эксплуатации. Уровень жидкости измеряют обычно волновым методом, основанным на измерении времени пробега звукового импульса от устья скважины до поверхности уровня жидкости в скважине (метод эхометра).

*Оптические методы.* Эти методы исследования технического состояния скважин основаны на фотографировании стенок скважины и обсадных колонн посредством специальных фотоаппаратов, опускаемых в скважину на кабеле.

**ОТБОР ОБРАЗЦОВ ПОРОД И ПЛАСТОВЫХ ФЛЮИДОВ.  
ПРОСТРЕЛОЧНО-ВЗРЫВНЫЕ РАБОТЫ В СКВАЖИНАХ**

Прострелочно-взрывные работы в скважинах включают в себя отбор проб пластовых флюидов и испытание пластов, отбор образцов пород из стенок скважины, перфорацию и торпедирование. При проведении этих работ используют такое же оборудование, как и при изучении разрезов скважин геофизическими методами.

**§ 106. Отбор проб пластовых флюидов и испытание пластов**

Пробы пластовых флюидов отбирают для оценки характера насыщения пласта. Работы проводят в скважинах с открытым стволом с применением специальных передвижных лабораторий ОПЛ и опробователей пластов на кабеле (ОПН-7-10, ОПУ-65) или испытателей пластов на трубах.

Для работы прибора (прижатия герметизирующего элемента и управления клапанами) используют электрическую энергию, передаваемую с поверхности по кабелю, которая преобразуется в механическую с помощью электродвигателя.

После установки прибора на глубине опробования с поверхности включают электродвигатель, обеспечивающий прижатие герметизирующего башмака к стенке скважины.

После разобщения участка опробования со стволом скважины, башмаком и уравнительным клапаном открывается клапан пробосборника, в который отбирается проба из пласта под действием разности пластового и атмосферного давлений в пробосборнике. Электродвигатель выключается. После отбора пробы и восстановления в пробосборнике пластового давления электродвигателю дается реверс, проба в пробосборнике герметизируется. В участке отбора пробы давление уравнивается с гидростатическим. Герметизирующий башмак возвращается в исходное положение и прибор с пробой извлекается на поверхность.

После подъема прибора на поверхность измеряют давление в камере, извлекают пробу и исследуют ее в лабораторных условиях. Методика проведения лабораторных исследований во многом аналогична методике проведения газометрических исследований (см. гл. XXIII, § 97).

Эффективность оценки характера насыщения пластов по данным исследований определяется во многом диаметром зоны проникновения. По результатам опробования пластов определяют также положение ВНК, ГВК и ГНК.

Наибольший эффект по определению характера насыщения пластов с получением ряда параметров, характеризующих их термодинамическое и гидродинамическое состояние, получают с использованием испытателей пластов на трубах КИИ (комплект испытательного инструмента). Эти работы проводит совместно геофизическая служба и служба бурения. При опробовании и испытании пластов КИИ позволяет последовательно вызвать приток флюида из пласта, отобрать пробу и определить тип флюида. В процессе испытания определяют пластовое давление и температуру пласта.

### § 107. Отбор образцов пород

Для уточнения литологической характеристики пройденных скважиной пород и определения физических и коллекторских свойств в лабораторных условиях используют образцы керна, отобранные в процессе бурения с помощью колонкового долота. Однако из-за неполного выноса керна это не всегда удается. Поэтому в нефтяных, газовых и угольных скважинах для этого используют образцы пород, отобранные в намеченных интервалах из стенок скважины посредством боковых грунтоносов.

Боковые грунтоносы подразделяются на стреляющие и сверлящие. На практике применяют несколько типов боковых стреляющих грунтоносов: МСГ-90М, ГСБ-112, ГМҚ-50 и др. Их технические характеристики отличаются одна от другой по диаметру корпуса, числу стволов, величинам максимальных значений давления и температуры, определяемых глубиной спуска, и т. д. Обычно используют многоствольные стреляющие грунтоносы с числом стволов, изменяющимся от 10 до 30 и определяющим максимально возможное количество отобранных образцов.

Нижняя часть каждого ствола оканчивается сужающейся выемкой — пороховой камерой, куда помещается пороховой заряд с электрозапалом (рис. 127). Камера герметизируется. В сам ствол вставляется боек, представляющий собой пустотелый цилиндр из легированной стали, кромка которого заточена для лучшего врезания в породу.

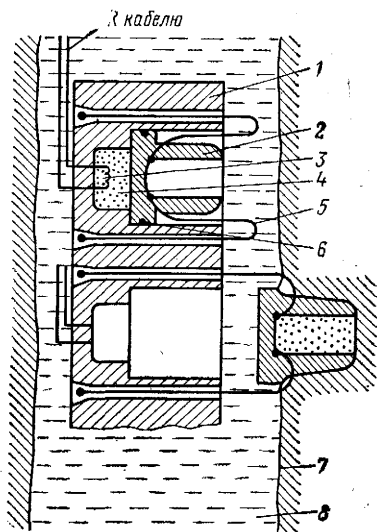


Рис. 127. Схема бокового стреляющего грунтоноса.

1 — корпус; 2 — боек; 3 — электрозапал; 4 — порох; 5 — тросик; 6 — ствол; 7 — порода; 8 — скважина

Бойки крепятся к корпусу грунтоноса стальными тросиками. После установки грунтоноса в намеченном интервале по кабелю от источника тока на поверхность подается напряжение на соответствующий электрозапал, который воспламеняет пороховой заряд. Под действием пороховых газов боек вылетает из ствола и внедряется в породу. Натяжением кабеля грунтонос приподнимается с данной точки отбора и боек вместе с образцом с помощью механического тросика выдергивается из породы. По окончании отстрела всех стволов грунтонос поднимают на поверхность, образцы пород вынимают из бойков и передают в лабораторию для проведения исследований. Боковые стреляющие грунтоносы предназначены в основном для отбора образцов мягких пород и пород средней твердости. В зависимости от твердости пород диаметр отбираемых образцов колеблется от 14 до 22 мм при длине образцов от 35 до 45 мм. Для отбора твердых пород применяют боковые сверлящие грунтоносы марки СГ-110 и СКМ-8-9. Принцип работы сверлящего грунтоноса заключается в выбуривании образца породы из стенки скважины посредством сверлящего механизма, на конце которого имеется бур из твердого сплава или алмазная коронка. Привод вращения механизма с изменением направления и скорости вращения осуществляется электродвигателем. После выбуривания образца породы из стенки скважины он попадает в приемную кассету для хранения, в результате чего за один спуско-подъем представляется возможность отбора от 5 до 15 образцов породы диаметром 200 мм и длиной до 50 мм.

### § 108. Перфорация и торпедирование скважин

Для вскрытия пластов с целью их эксплуатации или опробования обсадную колонну с окружающим ее цементным кольцом простреливают или перфорируют. Для этой цели применяют специальные устройства — стреляющие перфораторы (или перфораторы), которые опускают в скважину на одножильном кабеле. Для перфорации скважин используют кумулятивные (беспулевые), пулевые, торпедные и гидropескоструйные перфораторы.

В кумулятивном перфораторе, который получил наибольшее применение на производстве, используется кумулятивный заряд мощного взрывчатого вещества (гексогена). Заряд выполнен в виде прессованной шашки взрывчатого вещества конусообразной формы (рис. 128). В основании шашки имеется кумулятивная выемка, облицованная металлической воронкой. На противоположном конце шашки установлен детонатор. Весь заряд находится в защитной герметичной оболочке. В момент взрыва детонатора вдоль оси заряда распространяется детонационная волна, возбуждающая взрыв всего заряда. Развивается огромное

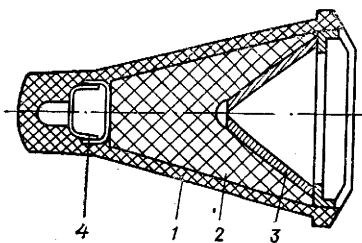


Рис. 128. Кумулятивный заряд.

1 — корпус; 2 — взрывчатое вещество;  
3 — металлическая воронка; 4 — детонатор

давление, под действием которого металлическая воронка сжимается и металл начинает течь. Жидкий металл выбрасывается вместе с кумулятивной струей с огромной скоростью (до 8—10 км/с) в сторону преграды и прожигает ее, создавая канал по длине от 200 до 330 мм и со средним диаметром 10 мм.

По способу герметизации зарядов кумулятивные перфораторы подразделяются на корпусные и бескорпусные.

Корпусной кумулятивный перфоратор многократного действия (тип ПК) рассчитан на проведение от 20 до 50 залпов. Корпус его изготовлен из высокопрочной стали с отверстиями, расположенными по спирали. Сборка внутренней части перфоратора включает в себя кумулятивные заряды, взрывной патрон с электрозапалом и детонаторный шнур для передачи детонации от взрывного патрона к зарядам.

Кроме перфораторов многократного действия также имеются кумулятивные корпусные перфораторы одноразового действия с разрушающимся при выстреле корпусом (ПКО, ПКОТ).

Бескорпусные кумулятивные перфораторы (типа ПКС, КПРУ, ПР) представляют собой сборку из зарядов в каркасах, лентах и т. п. В этом случае каждый заряд заключен в индивидуальную герметичную оболочку, выдерживающую наружное гидростатическое давление. При выстреле оболочки зарядов разрушаются. В зависимости от сборки бескорпусные перфораторы позволяют перфорировать за один спуск-подъем до 30 м намеченного интервала в скважине.

Пулевые и торпедные перфораторы (типа ПВН, ПВТ, ПВ-2, ТПК) относятся к другому типу стреляющих перфораторов. Действие их основано на принципе огнестрельного оружия. Конструктивно пулевой или торпедный перфоратор имеет стальной корпус, в котором расположены пороховые камеры со стволами, заряженными пулями или торпедами. При воспламенении порохового заряда газы под большим давлением выбрасывают пулю (торпеду) из ствола, которая пробивает колонну и цемент и образует канал для общестомости пласта со стволом скважины. Перфораторы этого типа подразделяются на залповые и селективные. В залповом перфораторе выстрел всеми стволами производится одновременно, в селективном перфораторе — отдельными стволами поочередно.

Гидропескоструйные перфораторы спускают в скважину на насосно-компрессорных трубах. Гидропескоструйные перфораторы пробивают обсадную колонну и цементное кольцо за счет

абразивного действия струи жидкости со взвешенным в ней песком, выходящим под высоким давлением из сопла. Жидкость с песком подается через насосно-компрессорные трубы с поверхности с помощью насосов высокого давления.

Торпедированием называется взрыв, произведенный в скважине с помощью заряда взрывчатого вещества, называемого торпедой. Торпедирование в скважинах выполняют с целью решения следующих задач:

- 1) увеличения продуктивности эксплуатационных скважин;
- 2) увеличения приемистости нагнетательных скважин;
- 3) ликвидации аварий (прихвата бурового инструмента, развинчивания резьбовых соединений буровых труб, разрушения металлических предметов на забое и т. д.);
- 4) очистки фильтров и зон перфорации от осадков.

Торпеда содержит взрывчатое вещество (смесь тротила и гексогена), взрыватель, который срабатывает от тока, подаваемого по кабелю с поверхности, и шашки высокобризантного взрывчатого вещества, усиливающего начальный импульс детонации.

Различают фугасные (типа ТШ, ТШТ, Ф, ФТ, ТДШ) икумулятивные (типа ТКО, ТКГ) торпеды.

Фугасные торпеды бывают герметичными, когда корпус торпеды, где помещается взрывчатое вещество, металлический, выдерживающий давление окружающей среды, и негерметичными, когда корпус торпеды изготовлен из сплава алюминия или пластмассы и взрывчатое вещество контактирует с окружающей средой. Фугасные торпеды обоих типов применяют при вскрытии пласта для увеличения дебита или приемистости скважин.

При ликвидации аварий, например, прихватах бурового инструмента, применяют торпеды из детонирующих шнуров (ТДШ). В результате в момент взрыва выше места прихвата труб происходит ослабление резьбы в муфтовых соединениях, что способствует развинчиванию труб при обратном вращающем моменте колонны.

## Раздел одиннадцатый

### **КОМПЛЕКСНАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДАННЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В СКВАЖИНАХ**

Геофизические исследования в скважинах при поисках и разведке нефтяных и газовых месторождений проводят с целью решения следующих задач: а) литологическое расчленение горных пород, вскрытых в разрезах скважин, определение глубин их залегания и мощностей; б) выделение коллекторов и оценка характера их насыщения; в) определение эффективной мощности продуктивных коллекторов и оценка их коллекторских

свойств (установление водонефтяного и газожидкостного контактов, определение пористости, проницаемости, глинистости, нефте- и газонасыщения продуктивных горизонтов); г) изучение структуры и геологического строения нефтяных и газовых месторождений.

При решении перечисленных задач на основании материалов, полученных в результате проведенных геофизических исследований в скважине, выполняют раздельную интерпретацию и комплексную интерпретацию.

Раздельная интерпретация заключается в обработке диаграмм каждого метода каротажа с целью выделения в разрезе скважин границ пластов с различной характеристикой, внесении соответствующих поправок в результаты измерений для исключения влияния факторов (мощность пластов, изменение  $d_{скв}$ , наличие обсадной колонны и т. д.), снижающих точность определения величин, по которым оцениваются физические свойства пород.

Комплексная интерпретация включает в себя совместную обработку данных разных методов каротажа с целью построения литологической колонки, выделения и промышленной оценки полезных ископаемых.

В дальнейшем результаты интерпретации комплекса диаграмм различных методов по площади используют для изучения структуры и геологического строения месторождения и подсчета запасов нефти и газа. Этот этап уже называется обобщающей или сводной интерпретацией.

## Глава XXVII

### КОМПЛЕКСНАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДАННЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В СКВАЖИНАХ

#### § 109. Литологическое расчленение разрезов скважин

Литологическое расчленение разреза скважины с построением предварительной литологической колонки включает в себя определение границ и мощностей отдельных пластов и оценку литологической характеристики выделенных однородных интервалов на основании признаков, выявленных на диаграммах различных методов.

Предварительно диаграммы различных методов увязывают и совмещают по глубине. Увязку диаграмм по глубине осуществляют на основании показаний против пластов, четко выделяющихся на диаграммах различных методов, а также против башмака колонны.



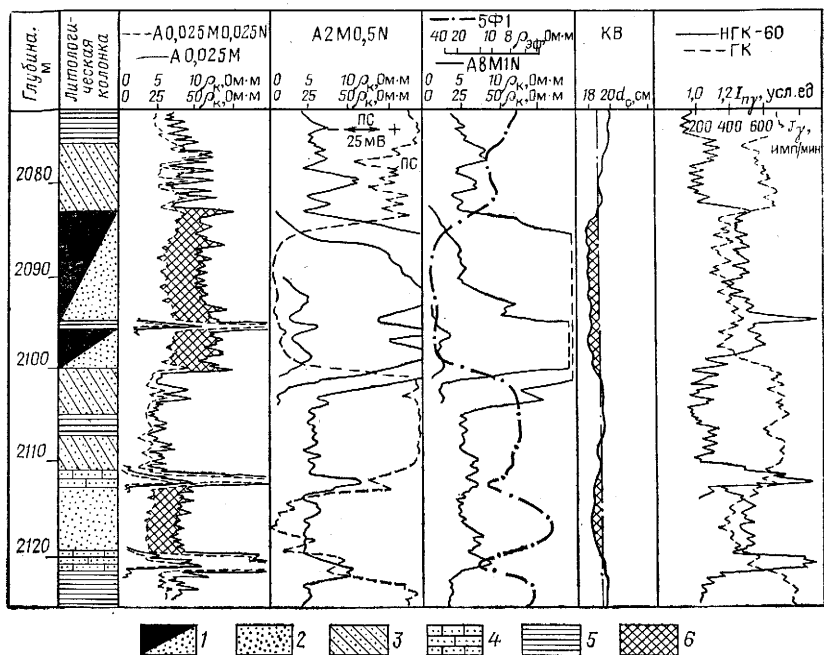


Рис. 129. Пример литологического расчленения терригенного разреза по данным геофизических исследований.

1 — песчаник нефтеносный; 2 — песчаник водоносный; 3 — алевролит; 4 — песчаник с карбонатным цементом; 5 — глина; 6 — участки диаграмм, соответствующие коллектору

Местоположение границ пластов по разрезу скважины находят по правилам, изложенным при описании конфигурации кривых различных методов каротажа.

При изучении литологического состава пород руководствуются результатами стандартного комплекса геофизических исследований в скважинах, включающего в себя в основном картаж КС и ПС, ГК, НГК и кавернометрию. Расчленение пород по разрезу скважины рассмотрим на примере трех типов разрезов: терригенного, карбонатного и карбонатно-гидрохимического.

Расчленение разреза скважины заканчивается построением предварительной литологической колонки, которая уточняется в дальнейшем на основании керна, шлама и образцов, отобранных боковыми грунтоносами.

**Терригенный разрез** (рис. 129). При изучении песчано-глинистого разреза, представленного главным образом песками, песчаниками, алевролитами и глинами, основное значение имеют диаграммы электрического каротажа, гамма-каротажа и кавернометрии.

Глины и глинистые породы (при  $\rho_{\text{ф}} > \rho_{\text{в}}$ ) отмечаются положительными значениями на кривых ПС и естественной радиоактивности  $J_{\gamma}$ , что позволяет провести единую линию глин по предельным значениям<sup>1</sup>  $\Delta U_{\text{ПС}}$  и  $J_{\gamma}$ . Пески, песчаники и алевролиты характеризуются отрицательными аномалиями  $\Delta U_{\text{ПС}}$  на диаграмме ПС и низкими значениями  $J_{\gamma}$  на диаграмме ГК. Глинистые пески и плотные глинистые песчаники, сцементированные глинистыми цементом, выделяются слабыми отрицательными аномалиями ПС (или ничем не отличаются от глин). На диаграммах кажущегося сопротивления глинистые и песчаные пласты, насыщенные минерализованной водой, имеют низкие сопротивления. При насыщении песчаных пластов нефтью или газом их сопротивление резко возрастает (см. рис. 129).

На диаграммах микрозондов пласты-коллекторы выделяются по наличию положительных приращений  $\rho_{\text{к}} (\rho_{\text{кМПЗ}} > \rho_{\text{кМГЗ}}$ ) и уменьшению диаметра скважин ( $d_{\text{с}} < d_{\text{н}}$ ) на кавернограмме. Глины отмечаются малыми значениями КС на диаграммах микрозондов ( $\rho_{\text{кМПЗ}} = \rho_{\text{кМГЗ}}$ ) при номинальном диаметре скважины. При наличии каверны показания микрозондов соответствуют сопротивлению глинистого раствора  $\rho_{\text{р}}$ . Плотные породы с низкой пористостью (плотные песчаники и алевролиты с карбонатным цементом) характеризуются показаниями на диаграммах НГК и микрозондов и номинальными значениями диаметра на кавернограмме. Глины отмечаются минимальными показаниями на диаграммах НГК.

На кривых интервального времени и затухания амплитуды упругих волн акустического каротажа плотные породы характеризуются минимальными значениями  $\Delta T$  и  $\alpha$ ; максимальные значения  $\Delta T$  и  $\alpha$  наблюдаются против высокопористых пород и глин.

*Карбонатный разрез.* Стандартный комплекс геофизических исследований в скважинах в случае карбонатного разреза позволяет выделить глинистые карбонатные разности, глины и карбонатные коллекторы с межзерновым типом пористости. Для расчленения разреза применяют, как правило, еще диаграммы ГК и АК. На диаграммах ПС и ГК выделяются максимумами пласты глин и минимумами чистые карбонатные разности. В остальных случаях кривая ПС против карбонатных пород обычно усложнена в результате большого влияния пластов высокого сопротивления и в целом мало характерна.

Кривые кажущегося сопротивления против карбонатных пород отмечаются высокими сопротивлениями; наибольшие значе-

---

<sup>1</sup> Обычно геофизические исследования в скважинах в условиях терригенного разреза проводят на пресном глинистом растворе, когда сопротивления раствора  $\rho_{\text{р}}$  и его фильтрата  $\rho_{\text{ф}}$  больше сопротивления  $\rho_{\text{в}}$  пластовых вод.

ния КС имеют плотные, окремненные разности известняков и доломитов. Для сильно глинистых известняков (доломитов и мергелей) характерно уменьшение сопротивления и показаний  $J_{ny}$  на диаграмме НГК, увеличение естественного гамма-излучения и диаметра скважины, увеличение интервального времени пробега  $\Delta T$ , а также увеличение показаний ГГК в связи с уменьшением их плотности.

Плотные неглинистые известняки и доломиты отмечаются высокими сопротивлениями, большими значениями на кривой НГК, пониженными значениями  $J_{\gamma}$ ,  $J_{\gamma\gamma}$ , а также уменьшением интервального времени пробега  $\Delta T$ .

В чистом карбонатном разрезе расчленение проводят в основном по данным комплекса НГК, АК, БК, МБК (или МЗ). По диаграмме НГК выделяют породы с низким (высокие показания), высоким (низкие показания) и промежуточным водородосодержанием. Карбонатные коллекторы с межзерновым типом пористости отмечаются на диаграммах микрозондов и каверномера по признакам, аналогичным для терригенных коллекторов. Трещинные, кавернозно-трещинные коллекторы, а также коллекторы смешанного типа в карбонатном разрезе выделяют при проведении специальных исследований или по максимальным значениям  $\alpha$  на кривой затухания амплитуды упругих волн акустического каротажа.

*Карбонатно-гидрохимический разрез.* При наличии гидрохимических осадков, наиболее распространенными из которых являются галит, сильвин, гипс и ангидрит, каротаж ПС не исползуют, так как скважину бурят на соленой воде; из методов каротажа сопротивления применяют только БК и МБК. На кривых кажущегося сопротивления гидрохимические осадки выделяются как однородные пласты высокого сопротивления. Основное расчленение разреза выполняют по диаграммам радиоактивного (НГК, ГК, ГГК), электрического (БК, МБК) и акустического каротажа. На кривой ГК гидрохимические осадки отмечаются минимальными показаниями (за исключением сильвина вследствие присутствия в нем радиоактивного изотопа  $^{40}\text{K}$ ).

На кривой НГК максимальными показаниями характеризуются пласты ангидрита, галита и сильвина (при отсутствии каверн), плотных доломитов и известняков; минимальными показаниями отмечается гипс вследствие его высокого водородосодержания (химический состав гипса  $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ).

Плотностной гамма-гамма-каротаж позволяет расчленить гидрохимические осадки по их плотности. Ангидриты отмечаются на кривой ГГК-П минимальными значениями, а менее плотные — каменная соль и гипс — максимальными значениями.

Кривая интервального времени  $\Delta T$  акустического каротажа характеризуется уменьшением  $\Delta T$  против пластов ангидрита и гипса и увеличением  $\Delta T$  против пластов сильвина и галита.

Значительное увеличение диаметра скважины на кавернограмме отмечается против галита и сильвина, незначительное — против гипса. Против ангидрита фактический диаметр скважины остается равным номинальному.

### § 110. Выделение коллекторов и оценка характера их насыщения

Коллекторами называют пласты, представленные породами, способными содержать нефть, газ, воду и отдавать их при разработке.

Обычно коллекторами являются пески, песчаники, алевролиты, пористые доломиты и известняки, трещинные и трещинно-кавернозные породы, неколлекторами (непроницаемые породы) — глины, аргиллиты, плотные известняки, доломиты и песчаники (если они не трещиноватые), ангидриты и гипсы.

Рассмотрим способы выделения основных типов коллекторов и оценки характера их насыщения.

*Межзерновые терригенные коллекторы.* Для межзерновых терригеновых неглинистых коллекторов характерны на диаграммах различных методов каротажа следующие признаки.

1. Отрицательная аномалия ПС, если  $\rho_{\text{ф}} > \rho_{\text{в}}$ , положительная аномалия ПС, если  $\rho_{\text{ф}} < \rho_{\text{в}}$  (см. рис. 103 и 129).
2. Наличие положительного приращения ( $\rho_{\text{к мпз}} > \rho_{\text{к мгз}}$ ) на диаграмме микрозондов (см. рис. 103 и 129).
3. Сужение диаметра скважины за счет наличия глинистой корки,  $d_{\text{с}} < d_{\text{н}}$  (см. рис. 103 и 129).
4. Наличие повышающего или понижающего проникновения фильтрата глинистого раствора в пласт, отмеченное по трехслойным кривым БКЗ или по результатам измерений установками с различной глубиной исследования. Ошибочный вывод может быть сделан в случае близких значений удельных сопротивлений зоны проникновения и пласта (в этом случае кривая БКЗ будет иметь вид двухслойной) или при незначительном проникновении фильтрата глинистого раствора в пласт.
5. Минимальные показания на диаграмме ГК (см. рис. 129). Исключение составляют случаи присутствия в скелете минералов, обладающих радиоактивными свойствами (монацит, глауконит и др.).
6. Средние показания на диаграмме НГК (см. рис. 129). Исключение составляют газоносные коллекторы с неглубокой зоной проникновения. В этом случае показания НГК не отличаются от показаний в плотных породах.
7. Увеличение интервального времени  $\Delta T$  на диаграмме акустического каротажа.

Выделение песчаных коллекторов, содержащих значительное количество глинистого материала — глинистых коллекторов, осложняется тем, что физические свойства коллектора и вме-

щающих его пород—глин мало различаются. На диаграммах ПС глинистые коллекторы отмечаются менее четко, чем чистые; дифференциация диаграмм радиоактивного каротажа становится менее яркой (ГК, НГК). На практике глинистые коллекторы выделяют путем сопоставления и количественного анализа данных каротажа ПС, бокового каротажа, микробокового каротажа, гамма-каротажа и кавернометрии.

Оценка характера насыщения межзерновых терригенных коллекторов сводится к их разделению на водоносные и нефтегазоносные, которые могут отдавать нефть или газ в достаточном для промышленности количестве.

Заключение о нефтегазоносности пласта основывается на значении коэффициента увеличения электрического сопротивления пласта  $P_n$ , рассчитываемого по формуле (VII.16), и на ее сравнении с критической величиной  $P_n^*$ , характеризующей для исследуемых коллекторов границу между промышленно-продуктивным и непромышленным коллектором.

Коэффициент насыщения  $P_n$  определяют по формуле (VII.16); для его подсчета необходимо найти удельное сопротивление пласта  $\rho_n$  и его значение  $\rho_{вп}$  при полном заполнении порового пространства пластовой водой (на 100 %). Значение  $\rho_{вп}$  может быть получено: 1) по результатам каротажа сопротивления в том же пласте за контуром нефтеносности; 2) по результатам расчета, если известны сопротивление пластовой воды  $\rho_v$  и пористость  $k_n$  или относительное сопротивление  $P$  (см. § 71):

$$\rho_{вп} = P\rho_v = \frac{a\rho_v}{k_n^n}. \quad (XI.1)$$

Сопротивление пластовой воды  $\rho_v$  можно определить по данным анализов проб, отобранных с помощью пробоотборников (см. § 107), или по данным каротажа ПС. Коэффициент пористости  $k_n$  находят по результатам анализа зерна или по данным других методов каротажа (НГК, АК, ГК).

Значение  $\rho_n$  определяют по данным БКЗ, индукционного или бокового каротажа. Оцениваемый пласт, у которого  $P_n > P_n^*$ , считается нефтегазоносным. Критическое значение коэффициента увеличения сопротивления  $P_n^*$  устанавливают путем сопоставления данных каротажа и результатов опробования продуктивных пластов. Для пластов разного геологического характера значения  $P_n^*$  различны. Например, для межзерновых песчано-алевролитовых коллекторов Волго-Уральской нефтеносной провинции  $P_n^* = 10$ . Пласты с  $P_n < 4$  водоносные. Пласты с  $4 < P_n < 10$  попадают в зону неопределенности и могут дать как нефть, так и воду. С увеличением глинистости коллектора величина  $P_n$  обычно уменьшается.

Другим способом оценки характера насыщения терригенных коллекторов является способ, основанный на использовании критических значений коэффициента водонасыщения  $k_v^*$  или коэффициента нефтегазонасыщения  $k_n^*$ .

Значение  $k_v^*$  может быть установлено по результатам экспериментальных исследований фазовой проницаемости для коллекторов данного типа при фильтрации двухфазного потока (например, нефть и вода) через образец породы. При значении  $k_v < k_v^*$  через породу фильтруется только нефть. Установленные по зависимости  $P_n = f[k_v; (k_n)]$  (см. § 71) граничные значения  $P_n^*$  и  $\rho_n^*$  используют в качестве критерия разделения коллекторов на нефтеносные и водоносные. В качестве критерия может быть взято значение  $k_n$ , определенное по зависимости  $P_n = f[k_v; (k_n)]$  или по формуле (VII.16). При  $k_n > k_n^*$  пласт считается нефтегазонасыщенным. Критическая величина  $k_n^*$  устанавливается по результатам опробования скважин; она зависит от фазовой проницаемости коллектора для нефти, газа и воды и вязкости этих компонентов в пластовых условиях.

Для чистых песчаных и карбонатных коллекторов критическое значение  $k_n^*$ , начиная с которого пласт отдает нефть и газ без воды, равно 60—70 %. При  $k_n < 50$  % пласт считается водоносным.

Оценка продуктивности глинистых коллекторов с широким диапазоном изменения глинистости и пористости затруднена, поскольку удельные сопротивления  $\rho_n$  и  $\rho_{вн}$  пластов различаются не более чем в 2—3 раза и коэффициент увеличения сопротивления пласта  $P_n$  не является характерным параметром. На практике используют методику комплексного сопоставления диаграмм различных методов каротажа, связанных с определением сопротивления, глинистости (ПС, ГК) и пористости (НГК, АК, ГГК).

*Карбонатные коллекторы.* Карбонатные коллекторы с межзерновой пористостью по геофизической характеристике близки к терригенным межзерновым коллекторам, вследствие чего на диаграммах различных методов каротажа они выделяются теми же признаками. Выделение коллекторов в этом случае заключается в расчленении разреза на глинистые и неглинистые породы и в выявлении среди неглинистых пород малопористых и пористых разностей. Пористые разности рассматриваются как возможные коллекторы. Задача упрощается, если в изучаемом разрезе не содержится глинистых пород.

В этом случае для пористых и высокопористых разностей характерны следующие признаки: 1) наличие минимумов на кривых НГК (ГК); 2) увеличение  $\Delta T$  на кривых акустического каротажа; 3) низкие (по сравнению с окружающими) показания БК, МЗ (БМК); 4) наличие глинистой корки.

Для разделения малопористых и пористых разностей часто используют способ граничного значения  $k_n$ , при котором на диаграммах НГК или АК (кривая  $\Delta T$ ) проводят линию, соответствующую граничному значению  $k_n^*$ , установленному для данного типа разреза по результатам опробования и анализа керна. Все пласты со значениями  $k_n > k_n^*$  относят к коллекторам.

Трещинные, трещинно-кавернозные и карбонатные коллекторы смешанных типов не имеют четко выраженных геофизических характеристик и распознавание их в разрезе скважины связано с большими трудностями.

Однако в ряде случаев появляется комплекс признаков на кривых тех или иных методов каротажа, которые дают возможность выделить такие коллекторы: 1) уменьшение амплитуды ( $A$ ) и большое затухание акустических колебаний ( $A_1/A_2$ ) на диаграмме акустического каротажа (см. рис. 116); 2) резкая дифференцированность кривой  $\rho_K$  на диаграмме микробокового каротажа (см. рис. 116); 3) минимальные значения показаний ГК и низкие значения показаний НГК; 4) резкая дифференциация кавернограммы; 5) высокая скорость проходки при механическом каротаже, иногда поглощение и потеря циркуляции глинистого раствора; 6) отрицательные, близкие к предельным, амплитуды ПС.

Эффективен для выделения карбонатных коллекторов сложной структуры способ временных исследований. Коллекторы определяют по данным сопоставления диаграмм, зарегистрированных с одной и той же аппаратурой в одинаковом масштабе, но через промежуток времени, достаточный для заметного изменения характеристики зоны проникновения по параметру, характеризующему то или иное физическое свойство. В качестве агента используют глинистый раствор, физические свойства которого изменяют, добавляя в него различные активаторы: например, увеличивая концентрацию соли в растворе, снижают его удельное электрическое сопротивление, добавляя в него радиоактивный изотоп, повышают удельную радиоактивность раствора и т. д. В соответствии с активатором выбирают и метод каротажа для проведения исследований.

Методика проведения работ заключается в следующем. Первый замер выполняют при заполнении скважины обычным раствором. Затем заменяют раствор на активированный, несколькими объемами которого промывают скважину, и проводят второй замер. Совмещая диаграммы первого и второго замеров, выделяют коллекторы по изменению показаний измеряемого параметра на диаграмме второго замера, обусловленных изменением глубины проникновения фильтрата глинистого раствора. Эффективность исследований возрастает при повышении гидростатического давления в скважине за счет увеличения плотности активированного раствора.

Продуктивность коллекторов карбонатного типа может быть оценена одним из следующих способов.

1. По превышению кажущегося сопротивления, зарегистрированного при боковом каротаже  $\rho_{\text{КБК}}$ , над кажущимся сопротивлением, зарегистрированным при микробоковом каротаже  $\rho_{\text{КМБК}}$ , при совмещении кривых БК и МБК в одинаковом масштабе сопротивлений.

2. По увеличению показаний  $\rho_{\text{К}}$  экранированного или индукционного зондов на диаграмме второго замера при изучении способом временных исследований.

3. По наличию приращений на кривых НГК, зарегистрированных в разное время зондом одной длины (методика временных замеров).

Этот способ эффективен при выделении газоносных пластов, когда имеется несколько замеров НГК, один из которых был выполнен при вскрытии пласта в процессе бурения, а остальные — после укрепления скважины колонной труб и ее цементации. Выделение газоносного пласта основано на явлении расформирования зоны проникновения газоносного коллектора в обсаженной скважине, когда в результате диффузии фильтрат глинистого раствора в зоне проникновения замещается газом, что и отмечается положительными приращениями (заштрихованы) на кривых НГК, зарегистрированных через определенные промежутки времени (рис. 130).

Совместно с данными каротажа для установления продуктивности карбонатных и терригенных коллекторов используют данные газового каротажа, анализа проб, отобранных пробоотборниками и испытателями пластов на трубах.

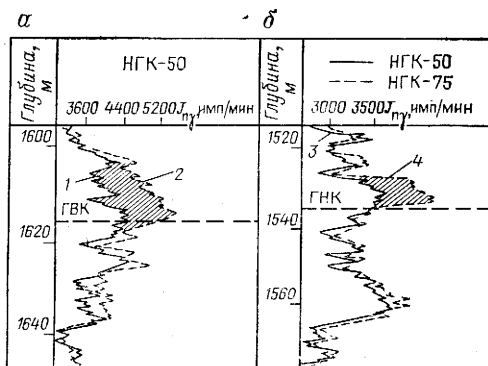


Рис. 130. Выделение газоносных пластов по методике временных замеров и определение газодляного (а) и газонефтяного (б) контактов (по В. В. Ларионову).

Кривые 1, 2 зарегистрированы до крепления скважины трубами; 2, 4 — спустя 1,5 года после крепления скважины трубами. Заштрихованы участки диаграмм, соответствующие коллектору



## § 111. Определение эффективной мощности продуктивных коллекторов. Отбивка водонефтяного, газоводяного и газонефтяного контактов

*Определение эффективной мощности коллекторов  $h_{эф}$ .* Эффективной мощностью продуктивного коллектора  $h_{эф}$  называется мощность нефте- или газонасыщенной части коллектора, способной при опробовании отдавать нефть или газ.

Эффективная мощность однородного, полностью нефте- или газонасыщенного пласта равна общей мощности пласта  $h_{эф} = h$ , границы которого определяются по диаграммам методов каротажа.

Из мощности пласта, неполностью насыщенного нефтью или газом, исключают водоносную часть (с учетом ВНК или ГВК) и прослой пород-неколлекторов (глины, плотные породы и т. д.). Глинистые прослои выделяют по данным методов ПС, ГК, карвернометрии и микрозондирования. Для выделения прослоев плотных пород используют НГК и микрозондирование.

Эффективную мощность продуктивных горизонтов с переслаиванием очень тонких прослоев коллектора и неколлектора находят расчетным путем по специальной методике с использованием данных электрического и радиоактивного каротажа.

*Отбивка водонефтяного (ВНК) и газожидкостного (ГВК, ГНК) контактов.* Методы каротажа позволяют устанавливать положение водонефтяного и газоводяного контактов в пласте-коллекторе при наличии нефти и газа в верхней части пласта и воды в его нижней части. Однако в большинстве случаев в природных коллекторах не наблюдается четкой границы между водонасыщенной и нефтегазонасыщенной частями пласта из-за наличия переходной зоны.

Насыщение в переходной зоне меняется от 100 %-ного водонасыщения в нижней части пласта до максимально допустимого нефтегазонасыщения в его верхней части и определяется распределением в коллекторе воды и нефти под действием гравитационных и капиллярных сил. Вместе с нефтегазонасыщением в переходной зоне изменяется и удельное сопротивление  $\rho_{пз}$  — от  $\rho_{вп}$  для 100 %-ного водонасыщения до  $\rho_{п\max}$  для максимального нефтегазонасыщения пласта. Это изменение в функции глубины происходит почти по линейному закону (рис. 131). Положение ВНК по данным каротажа сопротивления определяют следующим образом. По величинам  $\rho_{вп}$  и  $\rho_{п\max}$  устанавливают границы переходной зоны. По результатам опробования устанавливают критические значения  $\rho_{п}^*$  и  $k_{в}^*$ , соответствующие промышленному притоку нефти. По графику  $\rho_{пз} = f(H)$  определяют  $\rho_{пз} = \rho_{п}^*$  и отбивают границу ВНК.

В зависимости от литологических свойств пласта, его проницаемости и физико-химических свойств нефти и воды мощность переходной зоны изменяется от 1—3 м (чистые, высокопористые коллекторы) до 25—30 м (глинистые коллекторы).

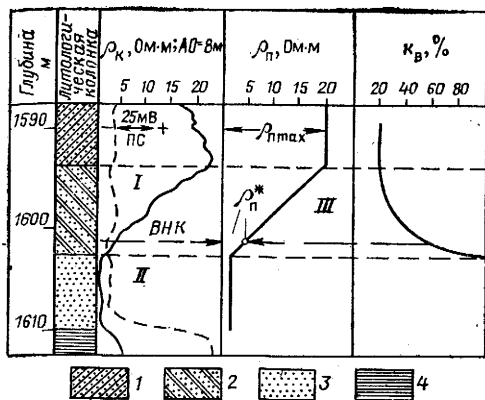


Рис. 131. Определение ВНК по данным метода сопротивлений (по М. Г. Латышовой).

Песчаник: 1 — с максимальным нефтенасыщением, 2 — с промежуточным нефтенасыщением, 3 — водоносный, 4 — глина; I — кровля переходной зоны; II — зеркало воды; III — переходная зона

реза. При наличии неглубоких зон проникновения измерения проводят двумя зондами НГК (большой и малой длины). Против газоносных пластов наблюдается превышение показаний  $J_{ny}$  большого зонда над показаниями  $J_{ny}$  малого зонда за счет влияния увеличения газосодержания (уменьшения объемного водородосодержания) на показания НГК при увеличении радиуса исследования (см. рис. 130).

Если зона проникновения фильтра глубокая, хорошие результаты по отбивке ГВК и ГНК по НГК получают при использовании методики временных замеров. В случае глинистых и неоднородных коллекторов отбивку (или уточнение положения контактов при возможности их определения по данным каротажа) ВНК, ГВК и ГНК выполняют по данным опробования пластов на кабеле и трубах и газового каротажа.

## § 112. Определение пористости, проницаемости и нефтегазонасыщенности коллекторов

**Определение пористости.** Коэффициент пористости  $k_n$  определяют по данным каротажа сопротивления, акустического каротажа, нейтронного гамма-каротажа и гамма-гамма-каротажа.

В основе определения коэффициента открытой пористости коллекторов по данным каротажа сопротивления лежит использование корреляционной связи между относительным сопротивлением пласта  $P$  и коэффициентом пористости  $k_n$ :

$$P = f(k_n).$$

Методика отбивки ГВК по кривым каротажа сопротивления аналогична. Положение газо-нефтяного контакта (ГНК) по данным каротажа сопротивления установить не удастся ввиду того, что сопротивление против газонасыщенной и нефтенасыщенной частей коллектора примерно одного порядка.

Для отбивки ГНК, так же как и ГВК, используют данные НГК. Отбивка ГВК и ГНК по данным НГК основана на различии объемного водосодержания в газоносной и водоносной или нефтеносной частях раз-

Величина  $P$  может быть найдена по сопротивлениям: 1) неизменной части водоносного пласта  $\rho_{вп}$ ; 2) зоны проникновения  $\rho_{зп}$ ; 3) промытой части  $\rho_{пп}$  продуктивного пласта.

1. Согласно выражению (VII.14)  $P = \frac{\rho_{вп}}{\rho_{в}}$ , удельное сопротивление пласта  $\rho_{вп}$ , полностью насыщенного водой (за контуром залежи), определяют по диаграммам БКЗ, индукционного каротажа и больших градиент- или потенциал-зондов. Удельное сопротивление пластовой воды  $\rho_{в}$  вычисляют по данным химических анализов отобранных проб с учетом температуры залегания пласта, по результатам замера на пробе воды или по данным каротажа ПС. На основании полученных результатов вычисляют  $P$  и по кривым зависимости  $P = f(k_{п})$  определяют  $k_{п}$ . Для данного способа характерен ряд погрешностей, связанных с точностью определения сопротивления  $\rho_{вп}$  малого значения и наличием, как правило, в порах некоторого количества нефти и газа.

2. Параметр  $P$  находят из уравнения

$$P = \frac{\rho_{зп}}{\rho_{вф} P_{но}}. \quad (XI.2)$$

Удельное сопротивление зоны проникновения  $\rho_{зп}$  определяют по диаграммам БКЗ, малых градиент- и потенциал-зондов. Удельное сопротивление смеси фильтрата глинистого раствора и остаточной пластовой воды  $\rho_{вф}$  рассчитывают по формуле

$$\rho_{вф} = \frac{\rho_{ф}/\rho_{в}}{z (\rho_{ф}/\rho_{в} - 1) + 1}, \quad (XI.3)$$

где  $\rho_{ф}$  — удельное сопротивление фильтрата глинистого раствора, которое находят непосредственным измерением на пробе фильтра с внесением поправки за температуру пласта или по экспериментальным кривым,  $\rho_{ф} = f(\rho_{р})$ ;  $z$  — фактор смещения, принимаемый в зависимости от коллекторских свойств пласта в пределах от 0,01 до 0,2.

3. Параметр  $P$  находят из уравнения

$$P = \frac{\rho_{пп}}{\rho_{ф} P_{но}}. \quad (XI.4)$$

Удельное сопротивление промытой части продуктивного пласта определяют по диаграммам бокового микрокаротажа (БМК) или микрозондов. Коэффициент поверхностной проводимости  $P$  находят по специальной палетке. Параметр остаточного нефтенасыщения  $P_{но}$ , учитывающий влияние остаточного нефтенасыщения промытой зоны на  $\rho_{пп}$ , принимают обычно равным 1,6.

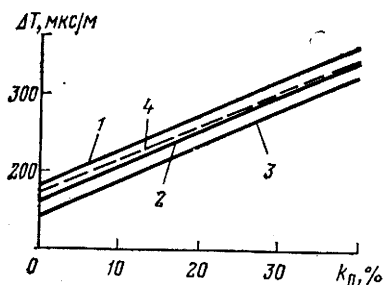


Рис. 132. Определение коэффициента пористости  $k_{п}$  по данным акустического каротажа.

1 — песчаники без учета пластовых условий; 2 — известняки; 3 — доломиты; 4 — песчаники с учетом пластовых условий

в порах, которое выбирают с учетом концентрации воды в исследуемом объеме породы и температуры.

Величина  $k_{п}$  может быть определена графически по линейной зависимости  $\Delta T = f(k_{п})$  (рис. 132).

Способ определения  $k_{п}$  по данным акустического каротажа дает наилучшие результаты в породах с  $k_{п} < 15\%$  при учете глинистости в порах, остаточного нефте- и газонасыщения и условий естественного залегания коллектора — давления и температуры на глубине залегания пласта.

Основой использования нейтронного гамма-каротажа для определения  $k_{п}$  является прямое соответствие между водородосодержанием (пористостью) в пластах, не содержащих глинистого материала и минералов с химически связанной водой, и показаниями НГК. Поэтому с наибольшим успехом этот способ применяют для оценки  $k_{п}$  в карбонатных отложениях. Определения проводят с использованием зависимостей  $J = f(k_{п})$ , полученных путем измерений на моделях пластов различной пористости (рис. 133).

В терригенном глинистом разрезе (как и в карбонатном глинистом) для получения  $k_{п}$  по диаграммам НГК необходимо знать объемную глинистость  $k_{гл}$  и содержание кристаллизационной воды в глинистом материале. Величину  $k_{гл}$  обычно находят по диаграмме гамма-каротажа, а значения  $\omega_{св}$  — в лаборатории. Задача определения общей пористости  $k_{п\text{общ}}$  карбонатных коллекторов сложного типа (трещинно-кавернозные, смешанные) выражается в получении межзерновой (блоковой) пористости  $k_{п\text{мз}}$ , которая обычно является неэффективной, так как содержит только связанную воду, и вторичной пористости  $k_{п\text{вт}}$  — эффективной, которая служит аккумулятором нефти и газа. Разделение  $k_{п\text{общ}}$  на  $k_{п\text{мз}}$  и  $k_{п\text{вт}}$  выполняют на основании комплексной интерпретации НГК (по диаграммам которого

Коэффициент пористости  $k_{п}$  определяют по кривой  $\Delta T$  акустического каротажа на основе линейной связи между  $\Delta T$  и  $k_{п}$ :

$$k_{п} = \frac{\Delta T - \Delta T_{ск}}{\Delta T_{ж} - \Delta T_{ск}}, \quad (\text{XI.5})$$

где  $\Delta T$  — интервальное время против пласта по данным акустического каротажа;  $\Delta T_{ск}$  — интервальное время для минерального скелета, которое получают применительно к данному типу разреза в пределах 141 мкс/м (доломит) — 182 мкс/м (песчаник слабосцементированный);  $\Delta T_{ж}$  — интервальное время для жидкости

определяют  $k_{п общ}$ , каротажа и акустического каротажа. (по диаграммам которых определяется  $k_{п мз}$ ). Отсюда

$$k_{пвт} = k_{побщ} - k_{пмз}. \quad (XI.6)$$

Необходимо отметить, что значительные погрешности в определении  $k_{п}$  по нейтронным методам бывают обусловлены наличием в карбонатных отложениях включений гипса и присутствием в порах коллектора остаточного газа.

Оценка  $k_{п}$  пород по данным гамма-гамма-каротажа основана на связи их плотности  $\delta_{п}$  с коэффициентом пористости:

$$k_{п} = \frac{\delta_{ск} - \delta_{п}}{\delta_{ск} - \delta_{ж}}, \quad (XI.7)$$

где  $\delta_{п}$  — плотность породы, полученная по диаграмме гамма-гамма-каротажа;  $\delta_{ск}$  — минеральная плотность скелета породы (для песчаников —  $2,65 \text{ г/см}^3$ , для карбонатных пород —  $2,75 \text{ г/см}^3$ ), определяемая по литологическим данным разреза или по результатам комплексной интерпретации НГК и ГГК;  $\delta_{ж}$  — плотность жидкости, заполняющей поровое пространство породы.

**Определение проницаемости.** Проницаемостью горной породы называют ее способность пропускать через себя жидкость (нефть, воду) или газ при практически наблюдаемых перепадах давления. Коэффициент проницаемости  $k_{пр}$  продуктивных пластов оценивают по зависимостям между коэффициентом увеличения сопротивления пласта  $P_{н}$  и коэффициентом проницаемости  $k_{пр}$ , модулем которых является коэффициент пористости  $k_{п}$ . Величины  $P_{н}$  и  $k_{п}$  определяют по данным каротажа способами, изложенными выше. Методика основана на предположении о наличии связи между коэффициентом остаточной водонасыщенности  $k_{в}$  порового пространства, обуславливающим сопротивление нефтенасыщенного пласта  $\rho_{п}$ , а следовательно, и  $P_{н}$ , и проницаемостью для массивных нефтяных и газовых залежей. Способ определения  $k_{пр}$  не получил достаточного распространения ввиду больших погрешностей, достигающих 50 % и более.

**Определение нефтегазонасыщенности.** Нефтегазонасыщенность в однородном коллекторе оценивают по данным каротажа сопротивления с использованием зависимости  $P_{н} = f[k_{в}; (k_{п})]$  (см. § 71), полученной в лабораторных условиях для данного типа коллектора (см. рис. 92).

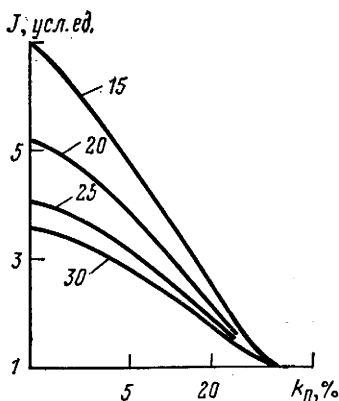


Рис. 133. Определение коэффициента пористости  $k_{п}$  по данным НГК-60 для известняков.

Скважина с открытым стволом и заполнена пресным глинистым раствором. Шифр кривых — диаметр скважины в см.

Для расчета коэффициента насыщения  $P_H$  в соответствии с формулой (VII.16) сопротивление нефтегазонасыщенного  $\rho_H$  и водонасыщенного  $\rho_{вн}$  коллекторов определяют одним из способов, изложенных выше. Для вычисленного значения  $P_H$  по выбранной зависимости  $P_H = f[k_B; (k_H)]$  находят коэффициенты нефтегазонасыщенности  $k_H$  и водонасыщенности  $k_B$ .

### § 113. Типовые и обязательные комплексы геофизических исследований разведочных и эксплуатационных скважин, бурящихся на нефть и газ

Типовые и обязательные комплексы геофизических исследований включают геофизические, геохимические и гидродинамические методы, применяемые для изучения геологического разреза скважин: корреляция разрезов, определение литологического состава пород, выделение в разрезе коллекторов, оценка характера их насыщения, получение параметров пластов для подсчета запасов нефти и газа и проектирование разработки месторождений.

В качестве примера рассмотрим типовой комплекс для перспективных интервалов разведочных скважин (табл. 8) и обязательный комплекс (табл. 9), составленный на основе типовых, предназначенный для районов Западно-Сибирской низменности и Мангышлака<sup>1</sup>. Комплексы дифференцированы в зависимости от характера глинистого раствора (пресный  $\rho_p > 0,2$  Ом·м и  $\rho_p/\rho_{вн} > 5$ , соленый  $\rho_p < 0,2$  Ом·м и  $\rho_p/\rho_{вн} < 5$ , непроводящий), назначения скважины и типа исследований. Кроме того, они дифференцированы по типу коллекторов (поровые и низкопористые сложного строения) и включают основные и дополнительные методы.

Дополнительные методы с учетом специфики конкретных районов применяют в том случае, когда основные методы не обеспечивают выполнения поставленных задач.

### § 114. Применение ЭВМ для интерпретации данных геофизических исследований в скважинах

Эффективность геофизических исследований в скважинах в большой степени зависит от полноты и качества интерпретации результатов исследований.

Автоматическая обработка диаграмм и применение электронных вычислительных машин (ЭВМ) для их интерпретации позволяют: 1) более полно использовать все геофизические материалы для получения полезной информации по всему вскры-

<sup>1</sup> Настоящие комплексы распространяются на разведочные и эксплуатационные скважины, бурящиеся на нефть и газ предприятиями и организациями Министерства нефтяной промышленности.

Типовой комплекс					
Коллекторы порового типа с пористостью более 10 %, в том числе глинистые			Коллекторы с пористостью меньше 10 % и сложным строением порового пространства		
Пресный глинистый раствор, $\rho_p > 0,2 \text{ Ом} \cdot \text{м}$	Соленый глинистый раствор, $\rho_p < 0,2 \text{ Ом} \cdot \text{м}$	Непроводящий глинистый раствор	Пресный глинистый раствор, $\rho_p > 0,2 \text{ Ом} \cdot \text{м}$	Соленый глинистый раствор, $\rho_p < 0,2 \text{ Ом} \cdot \text{м}$	Непроводящий глинистый раствор

## Основные методы

ПС, КС, БКЗ, ИК, Рез, МЗ, МБК, ДС, ГК, НК, АК, ГзК, ОГ	ПС, БК, БКЭ, Рез, МБК, ДС, ГК, НК, АК, ГзК, ОГ	ИК, ДС, ГК, НК, АК, ОГ	ПК, КС, БКЗ, ИК, БК, Рез, МЗ, МБК, ДС, ГК, НК, АК, ГзК, ОГ	ПС, БК, Рез, МБК, ДС, ГК, НК, АК, ГзК, ОГ	ИК, ДС, ГК, НК, АК, ОГ
--	--	------------------------	--	---	------------------------

## Дополнительные методы

БК, ГГК, ЯМК, ОПК, ИПТ, ИННК, Нак, Терм	ИК, МЗ, ГГК, ЯМК, ОПК, ИПТ, ИННК, Терм	ГГК, ЯМК, ОПК, ИПТ, ИННК, Нак, Терм	ГГК, ЯМК, ОПК, ИПТ, ИННК, Нак., Терм	БЗК, МЗ, ГГК, ЯМК, ОПК, ИПТ, ИННК, Нак, Терм	ГГК, ЯМК, ОПК, ИПТ, ИННК, Нак, Терм
---	--	-------------------------------------	--------------------------------------	--	-------------------------------------

Примечание. АК — акустический каротаж; БК — боковой каротаж; БКЗ — боковое каротажное зондирование (в случае соленого глинистого раствора не применяется при  $\rho_n/\rho_p > 500$ ); ГК — гамма-каротаж; ГГК — плотностной гамма-гамма-каротаж; ГзК — газовый каротаж; ДК — диэлектрический каротаж; ДС — измерения каверномером, микрокаверномером или профилимером; ИК — индукционный каротаж; Инк — инклинометрия; ИННК — импульсный нейтрон-нейтронный каротаж; ИПТ — испытание пластов приборами на трубах; КС — измерения одним или двумя стандартными зондами каротажа сопротивления; МБК — микробоковой каротаж; МЗ — микрокаротаж обычными зондами; Нак — наклономер; НК — нейтронный каротаж (нейтронный гамма-каротаж, нейтронный каротаж по тепловым нейтронам, нейтронный каротаж по надтепловым нейтронам); ОГ — отбор грунтов стреляющим или сверлящим грунтоносом; ОПК — опробование пластов приборами на каротажном кабеле; ПС — каротаж по методу естественных потенциалов (в случае соленого глинистого раствора кривые ПС при  $0,5 < \rho_p/\rho_v < 2$  не записываются); ЯМК — ядерно-магнитный каротаж.

Обязательный комплекс					
Поисковые скважины		Разведочные скважины		Эксплуатационные скважины	
По всему разрезу	В перспективных интервалах	По всему разрезу	В перспективных интервалах	По всему разрезу	В перспективных интервалах
ПС, КС, ГК, НК, АК, ДС, ГзК, Терм	ПС, КС, БКЗ, ИК, БК, Рез., МЗ, МБК, ДС, НК, ГК, АК, ОПК <sup>1</sup> , ИПТ <sup>1</sup> , ОГ	ПС, КС, ДС, ГК, Инк, НК	ПС, КС, БКЗ, ИК, БК, Рез., МЗ, МБК, ДС, НК, ГК, АК, ОПК <sup>1</sup> , ИПТ <sup>1</sup> , ОГ, ГзК	ПС, КС, ДС, Инк, ГК	ПС, КС, БКЗ, ИК, БК, Рез., МЗ, ДС, ГК, НК
Инк					

<sup>1</sup> ОПК и ИПТ применяют при неопределенной характеристике насыщения пласта по геофизическим данным.

тому разрезу, а не только в пределах наиболее перспективных толщ; 2) повысить качество интерпретации каротажных диаграмм, а следовательно, и геологическую эффективность геофизических исследований; 3) ускорить выдачу заключений о скважине геологической службе.

К настоящему времени наиболее разработана система оперативной интерпретации, предусматривающая индивидуальную и совместную обработку каротажных диаграмм по отдельной скважине. Цель оперативной интерпретации — расчленение разреза скважины, выделение коллекторов и оценка их насыщения, определение коллекторских свойств пород по разрезу ( $k_{п}$ ,  $k_{нп}$ ,  $k_{гп}$ ). Автоматизированная система оперативной интерпретации (рис. 134) обеспечивает следующее.

1. Получение промыслово-геофизических данных в цифровой форме с записью на магнитную или бумажную ленту (перфоленту) одновременно с их регистрацией в обычном (в виде диаграмм) виде на осциллографе. Для этой цели используют преобразователи (ПМЗ-3, ПЛК-4 и др.), позволяющие непосредственно на скважине производить запись диаграммы, отражающей изменение с глубиной регистрируемого параметра в виде последовательности цифр.

Диаграммы, зарегистрированные ранее, также преобразуются в цифровой код с помощью различных преобразователей.

2. Передачу информации (в форме цифрового кода) от производственного подразделения (партии, экспедиции) в вычислительный центр. Такая передача может быть осуществлена посредством радио- и телеграфных каналов связи, авиа- или почтовой пересылки и т. п.



3. Обработку и интерпретацию данных на ЭВМ по какой-либо программе или системе программ, печать и воспроизведение результатов интерпретации в удобной для обозрения и хранения форме. Для этой цели используют регистраторы (Но 24), алфавитно-цифровое печатающее устройство (АЦПУ), перфокарты, фото- и графопроекторы (ДГУ, ФП-2) и другие средства, представляющие результаты интерпретации в виде таблиц, графиков, текстов, карт и т. п.

Наиболее важный элемент схемы — система программ, по которым обрабатываются и интерпретируются данные в ЭВМ. Системы программ формируют по принципу открытой библиотеки программ, пополняемой новыми программами по мере усовершенствования процесса интерпретации для более полного и эффективного решения геологических задач.

Последовательность обработки материала по программам системы называется графом. В зависимости от интерпретируемого материала граф может быть жестко заданным или гибким.

К настоящему времени разработано несколько основных типов систем оперативной интерпретации: Каротаж-1 (ВНИИГеофизика), Ц-2 (Центральная геофизическая экспедиция) и ГИК-2 (ВНИИнефтепромгеофизика). В качестве примера рассмотрим схему оперативной интерпретации в системе Каротаж-1 (по Н. Н. Сохранову).

В системе Каротаж-1 применяют последовательность программ, дающих возможность корректировать глубины, отбивать границы пластов, определять удельное электрическое сопротивление пластов, выполнять литологическое расчленение разреза, выделять коллекторы и оценивать их нефтегазонасыщенность.

Обработку и интерпретацию данных каротажа выполняют в три этапа: предварительная обработка исходных данных, геофизическая интерпретация, геологическая интерпретация.

*Предварительная обработка исходных данных.*

1. Из имеющихся данных каротажа выбирают комплекс ис-

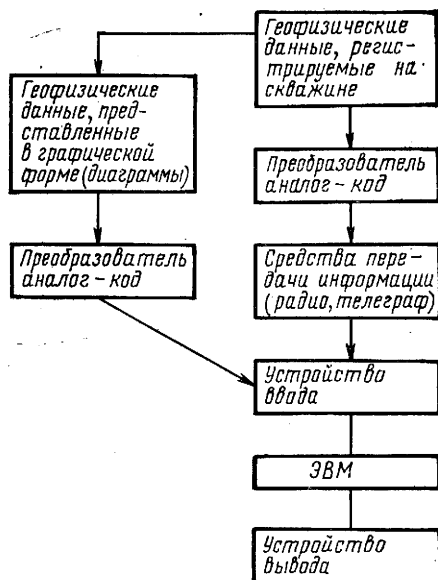


Рис. 134. Структурная схема автоматизированной системы оперативной интерпретации данных геофизических исследований в скважинах (по М. Г. Латышовой)

следований, подлежащих обработке и интерпретации на ЭВМ, и определяют последовательность проработки отобранного материала по программам (граф).

2. В память машины на хранение (в информационно-поисковую систему ИПС) вводят сведения геологического и технического характера: данные об испытании пластов, лабораторные исследования керна, сведения о ВНК, ГВК или ГНК, данные о конструкции скважины и т. п.

3. Данные в цифровой форме вводят в ЭВМ, где по программе редактирования контроля качества каротажных диаграмм проверяют данные эталонировки приборов перед началом записи, погрешность в определении глубин, качество повторных записей, масштабы регистрации измеренных параметров и т. п. Эта же программа производит привязку геофизических показателей к глубине.

Отредактированные данные, подлежащие дальнейшей интерпретации, заносят в таблицы исходных данных (ТИД) и исходных характеристик (ТИХ).

#### *Геофизическая интерпретация*

4. Диаграммы методов, дающих аномалии, близкие к симметричным относительно середины пласта (СП, ГК, НГК, АК, ГГК), трансформируются в прямоугольные диаграммы ступенчатой формы с указаниями поправок за мощность пласта, влияние диаметра скважины и т. п. Определяются границы пластов и среднеэкстремальные значения для каждого из методов между границами.

5. Трансформированные кривые еще раз увязываются по глубине.

6. Далее осуществляется обработка и интерпретация диаграмм КС: отбивка границ и выделение пластов по правилам определения границ для методов КС; оцениваются удельные сопротивления пласта  $\rho_{\text{п}}$  и зоны проникновения  $\rho_{\text{эл}}$ , отношение  $D/d_{\text{с}}$ .

#### *Геологическая интерпретация*

7. По специальной программе определяются удельные сопротивления воды  $\rho_{\text{в}}$ , фильтрата глинистого раствора  $\rho_{\text{ф}}$  и глинистой корки  $\rho_{\text{гк}}$ .

8. Используется комплекс программ, позволяющих уточнить критерии выделения коллекторов и оценки их продуктивности.

9. Далее работает программа литологического расчленения разреза и выделения коллекторов с предварительной оценкой характера их насыщения. Программа позволяет вычислить граничные значения пластов для всех методов каротажа, присвоить им комплексные коды, которые затем сравниваются с табличными диагностическими кодами, заложенными в память машины. В результате всем пластам присваивается литологический индекс (чистый коллектор, глина, нефтеносный пласт и т. п.), который выводится на АЦПУ.

10. По комплексу программ определяются пористость (методы НГК, АК, ГГМ) и глинистость (ГК) всех пластов.

11. По программам отдельно для чистых и глинистых коллекторов с использованием формул (VII.14) и (VII.16) оценивают коэффициент нефтегазонасыщенности пластов  $k_{нг}$ . На АЦПУ выводятся и печатаются результаты определения  $k_{нг}$  и заключения о характере насыщения коллекторов: нефтегазонасыщенный, водоносный и т. д.

12. Полученные результаты (пункт 11) уточняются с помощью программы обработки данных газового каротажа и испытания пластов на кабеле.

13. Все данные, полученные в результате оперативной интерпретации, представляются в виде таблиц.

14. Обработываются данные инклинометрии с построением горизонтальной проекции скважины.

Система оперативной интерпретации является элементом системы сводной интерпретации, при которой собираются и обобщаются данные геофизического, геологического и технического характера в пределах одного месторождения.

Создание всеобъемлющей системы сбора, обработки и хранения геолого-геофизической информации по всем площадям региона в едином вычислительном центре станет основой автоматизированной системы управления (АСУ) процессами разведки и разработки месторождений. В настоящее время такие системы создаются в ряде нефтяных районов.

## Глава XXVIII

### ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ДАННЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В СКВАЖИНАХ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ НЕФТЯНЫХ И ГАЗОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

#### § 115. Корреляция разрезов скважин

Корреляция (сопоставление) разрезов скважин заключается в выделении в разрезе характерных горизонтов (пластов), обладающих одинаковой геофизической характеристикой, и определении глубин их залегания в разных скважинах. Основой для корреляции разрезов скважин являются керновый материал и частично шлам. Однако для построения корреляционных схем широко применяются данные каротажа. Использование данных каротажа обусловлено несколькими факторами: особенностью форм кривых различных методов каротажа против различных пластов и логических разностей, степенью их детальности и возможностью построения корреляционных схем по всему вскрываемому разрезу. Для построения

корреляционных схем применяют методы каротажа, наиболее отражающие литологическое изменение пород в условиях разреза скважины. К ним относятся, в первую очередь, каротаж КС, каротаж ПС, ГК, ГГК, кавернометрия. Различают детальные корреляционные схемы, построенные для локальных структур, и региональные для крупных регионов.

Для облегчения корреляции предварительно на диаграммах выделяют участки каротажных кривых — реперы, которые с выдержанностью их конфигурации и приуроченностью к известным геологическим горизонтам позволяют точно привязать геофизический разрез скважины к стратиграфической колонке.

В качестве реперов в терригенных разрезах служат: 1) пласты песчаников, известняков и мергелей, отмечаемые максимумами на диаграммах КС, НГК, АК; 2) мощные толщи однородных глин, отмечаемые низкими значениями КС, высокими показаниями ПС и ГК.

В разрезах, сложенных карбонатными и гидрохимическими осадками, в качестве реперов обычно используют пласты и пачки песчано-глинистых пород, залегающих среди плотных карбонатов, характеризующиеся минимальными значениями КС, увеличенным диаметром скважины и высокими показаниями ГК. Для обозначения реперов применяют систему буквенных или цифровых символов.

При составлении корреляционных схем диаграммы по скважинам располагают в порядке их расположения на местности вдоль направления, по которому предполагается изучить те или иные изменения.

Диаграммы привязывают к кровле репера, относительно которого изучают изменение литологии и стратиграфии разрезов.

Правила корреляции диаграмм заключаются в выделении на диаграммах реперов и соединении их границ (кровля и подошва пластов) корреляционными линиями. В дальнейшем корреляционными линиями соединяют и границы пластов, не столь характерно отмечающиеся на коррелируемых диаграммах.

В результате анализа корреляционных схем по изменению геофизических характеристик пластов, их мощности и расстояния между ними выявляют фациальное изменение и выклинивание пластов, несогласное залегание, тектонические нарушения и т. п.

На рис. 135 приведен пример определения местоположения сброса по характеру изменения нормальной последовательности реперов.

## § 116. Составление геолого-геофизических разрезов

Увязку данных каротажа со стратиграфической и литологической характеристиками изучаемого разреза выполняют посредством геолого-геофизического разреза месторождения.

Для построения разреза используют результаты корреляции разрезов скважин и другие геологические и геофизические материалы. Различают нормальный геолого-геофизический разрез, в котором представлены истинные мощности пластов, и типовой, в котором представлены видимые мощности пластов.

Геофизическая характеристика типового разреза является усредненной, составленной из отдельных характерных интервалов разреза, обладающих типичными свойствами. При составлении разреза геолого-геофизические материалы обрабатываются совместно; керновые данные увязываются с геофизическими диаграммами, проводится литологическое расчленение разрезов скважин с одновременным выделением реперов и т. д.

Наличие типового разреза представляет возможность сравнивать с ним каротажные диаграммы по вновь пробуренной скважине для уточнения литологии и стратиграфии пройденных отложений, что значительно облегчает геологический контроль за бурением скважины.

Данные геофизических исследований в скважинах используют и для других геологических построений, связанных с изучением геологического строения месторождений и подсчетом запасов нефти и газа: профильных разрезов, структурных карт, карт равных мощностей нефтенасыщенной части пласта, карт равных сопротивлений и равного нефтесодержания.

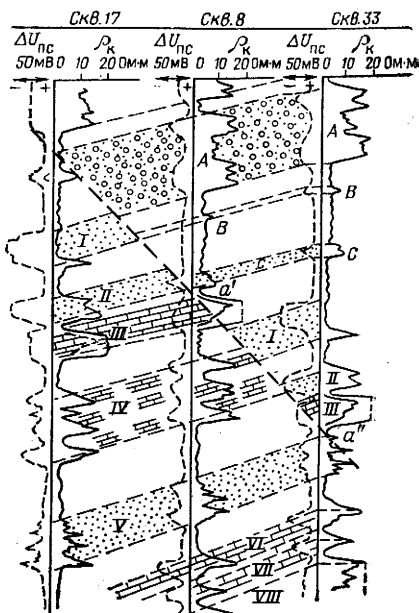


Рис. 135. Пример определения сброса по характеру изменения нормальной последовательности реперов.

А, В, С, I—VIII — песчаные пласты

**ПРОВЕДЕНИЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ  
В СКВАЖИНАХ. ОРГАНИЗАЦИЯ И ПЛАНИРОВАНИЕ  
ПРОМЫСЛОВО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ РАБОТ**

Глава XXIX

**ПРОВЕДЕНИЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ  
В СКВАЖИНАХ**

**§ 117. Аппаратура и оборудование для геофизических  
исследований в скважинах**

Геофизические исследования в скважинах проводят с использованием автоматических каротажных станций (АКС), включающих наземную, глубинную аппаратуру и специальное спуско-подъемное оборудование, и геофизического кабеля.

В зависимости от выполняемых задач и глубины исследуемых скважин автоматические каротажные станции монтируют на одном (или двух) автомобиле высокой проходимости. На одном автомобиле монтируют станции типа АЭКС, предназначенные для исследования скважин глубиной до 1500 м и для проведения ограниченного комплекса работ. В этом случае в передней части кузова (лаборатории) размещают стенд с измерительной и регистрирующей аппаратурой и пульт управления лебедкой, в задней части кузова — лебедку, скважинные приборы и оборудование. На двух автомобилях монтируют станции, рассчитанные на работу в глубоких скважинах для выполнения полного комплекса промыслово-геофизических исследований. На одном автомобиле (лаборатории АКС/Л) устанавливают контрольно-измерительную и регистрирующую аппаратуру, на другом (подъемнике) размещают спуско-подъемное оборудование и скважинные приборы.

В настоящее время применяют автоматические каротажные лаборатории двух типов — АЭКС и АКС/Л (АКС/Л-64, АКС/Л-4, АКС/Л-7), предназначенные для проведения геофизических исследований на одно-, трех- и многожильном кабелях. Каждая лаборатория включает в себя следующие основные узлы, монтаж которых производится, как правило, в отдельных блоках (панелях), составляющих единый стенд: 1) измерительную схему; 2) блок питания скважинных приборов и наземной аппаратуры; 3) силовой блок; 4) автоматический регистратор; 5) контрольный блок регистрации скорости движения кабеля, его натяжения, глубины спуска приборов и т. п.

Станция снабжена портативной электростанцией, используемой в случае отсутствия на месте проведения работ промышленной сети переменного тока.

Спуск кабеля со скважинным прибором в скважину, проведение измерений и подъем кабеля на поверхность осуществляют посредством спуско-подъемного оборудования, установленного на шасси автомобиля. Оно включает каротажную лебедку, привод лебедки и направляющий ролик (блок-баланс), располагаемый на подставке на устье скважины или подвешиваемый над устьем.

Основная часть лебедки — барабан, на который наматывается кабель. Барабан приводится в движение двигателем автомобиля, подключаемым к приводу лебедки через коробку отбора мощности через карданный вал, редуктор и цепную передачу. Конструкция и размеры лебедок определяются типом и длиной кабеля, что, в свою очередь, позволяет проводить геофизические работы в скважинах глубиной до 7 км.

Блок-баланс служит для направления кабеля в скважину, определения длины кабеля, спущенного в скважину, и привода в действие лентопротяжного механизма регистрирующего прибора и счетчика глубин, показывающего глубину спуска скважинного прибора.

Один из основных элементов промыслово-геофизического оборудования — геофизический кабель. Он предназначен для спуска и подъема приборов. Жилы и броню кабеля используют в качестве линии связи между скважинными приборами и наземной аппаратурой; его применяют также для точного определения глубины, к которой следует относить результаты измерений и глубины проведения прострелочно-взрывных работ.

В соответствии с условиями выполнения работ геофизический кабель должен удовлетворять определенным механическим и электрическим требованиям. Он должен обладать большим разрывным усилием, равным нескольким тоннам, и достаточной гибкостью; небольшим электрическим сопротивлением и высокой электрической изоляцией.

На практике используют одножильные, трехжильные и семижильные кабели, которые, в свою очередь, делятся на оплеточные, шланговые и бронированные.

Бронированные кабели имеют преимущества перед шланговыми и оплеточными. Они характеризуются высокой прочностью, малым диаметром, длительным сроком эксплуатации и позволяют проводить все виды геофизических исследований в условиях высоких давлений и температур.

Ориентировочно глубину по длине спущенного в скважину кабеля определяют на основании показаний механического счетчика; точную привязку по глубинам выполняют по магнитным меткам, которыми размечают кабель через 40—50 м. Кабель размечают на скважине с помощью мерной ленты в условиях, аналогичных проведению работ, или на базе с использованием специальной стационарной установки. Погрешность определения глубин при выполнении геофизических работ не

должна превышать: 1 м при глубине до 1 км, 2 м — при глубине до 3 км и 3 м — при глубине более 4 км.

Для присоединения тех или иных приборов конец кабеля оканчивают каротажным кабельным наконечником и разъемной муфтой, что обеспечивает быстрые взаимозаменяемость и пересоединение приборов в процессе исследований.

Кроме основных элементов, промыслово-геофизическое оборудование включает в себя грузы, подвесы, вспомогательные устройства и различные инструменты.

## § 118. Проведение геофизических работ

Перед выездом на скважину для проведения геофизических исследований на базе проводят цикл подготовительных работ: проверяют работоспособность геофизической аппаратуры, изоляцию кабеля, техническое состояние автомобилей и другие операции.

К приезду геофизической партии (отряда) на скважину она должна быть соответствующим образом подготовлена. Подготовка заключается в проработке и промывке ствола скважины глинистым раствором, чтобы обеспечивалась проходимость глубинной аппаратуры до забоя скважины, и в оборудовании ее устья.

По приезде на скважину начинаются подготовительные работы на скважине: установка мостков подъемника, рядом с подъемником — лаборатории, сборка схем соединений лаборатории и подъемника, установка на устье направляющего ролика, выгрузка и подсоединение приборов и т. п. После подсоединения скважинного прибора к кабелю его переносят ближе к устью и с помощью буровой лебедки опускают в скважину. Исследования начинают сразу же после подъема бурильных труб. Кабель следует спускать равномерно, без рывков. В процессе спуска контролируют скорость спуска и движение скважинного прибора.

После достижения забоя прибор плавно отрывают от него и, поднимая, проводят измерения того или иного параметра. Скорость подъема (записи) не должна превышать определенной величины для данного вида исследований.

С целью уменьшения времени выполнения геофизических исследований в скважинах проводят комплексные измерения с одновременной регистрацией нескольких параметров за один спуск-подъем. Для этих целей применяют комплексные скважинные приборы и многоканальную наземную аппаратуру.

Правила техники безопасности при выполнении промыслово-геофизических работ включают в себя общие правила по работе с механизмами и электрооборудованием, положения по перемещению тяжелого оборудования и приборов, правила по использованию транспорта и перевозке людей, противопожарные



мероприятия, а также правила техники безопасности при проведении исследований в скважинах и специальные мероприятия и правила при радиоактивном каротаже и прострелочно-взрывных работах.

## Глава XXX

### ОРГАНИЗАЦИЯ И ПЛАНИРОВАНИЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ РАБОТ В СКВАЖИНАХ

#### § 119. Организация и порядок проведения геофизических работ в скважинах

Основной производственной единицей, выполняющей промыслово-геофизические работы в скважинах (включая прострелочно-взрывные работы), является каротажная партия.

Партия может состоять из нескольких отрядов. Партия (отряд) располагает каротажной станцией, глубинной аппаратурой и другим промыслово-геофизическим оборудованием, обеспечивающим проведение работ.

В соответствии с характером работ каротажные партии (отряды) могут быть специализированными и комбинированными. Специализированные партии выполняют какие-либо отдельные виды исследований или работ (электрический каротаж, радиоактивный каротаж, прострелочно-взрывные работы и т. д.), комбинированные — несколько видов исследований (электрический и радиоактивный каротаж и т. д.).

Состав партии (отряда) определяется техническим проектом, составленным в соответствии с едиными нормами времени на геофизические исследования в скважинах.

Начальник партии или начальник отдельно действующего отряда является ответственным техническим руководителем работ, обеспечивающим их организацию и проведение в соответствии с проектом и инструкциями. Партия комплектуется соответствующим инженерно-техническим составом, включающим инженера-оператора, техника-оператора, интерпретатора (для отдельно действующей партии), и штатом шоферов-механиков и рабочих. В соответствии со специализацией партии ее состав, а также обязанности каждого работника могут изменяться и конкретизироваться.

Число партий определяется объемом договорных работ с заказчиком, а также расстоянием от места базирования партий до места проведения работ. Заказчиком обычно является Управление буровых работ (УБР) или Нефтегазодобывающее управление (НГДУ).

При значительном объеме работ партии в количестве от пяти до четырнадцати объединяются в специализированную промыслово-геофизическую экспедицию; при большем

количестве партий создаются промыслово-геофизические конторы; несколько контор объединяются в геофизический трест. Руководство работой трестов, контор и экспедиций осуществляется управлениями геофизических работ соответствующих министерств.

Структура промыслово-геофизической экспедиции (конторы) зависит от объема работ и при соответствующем числе партий может включать: 1) диспетчерскую группу, принимающую заявки на проведение работ и контролирующую своевременность их выполнения; 2) интерпретационное бюро, осуществляющее контроль качества поступающего материала, его обработку и интерпретацию и передачу результатов заказчику; 3) опытно-методическую партию, осуществляющую отработку новых методов исследований скважин и внедрение новых образцов аппаратуры и оборудования; 4) аппаратный цех (мастерские), который осуществляет профилактику, ремонт, настройку и эталонирование аппаратуры; 5) ремонтный цех (мастерские), выполняющий ремонт механизмов, оборудования, кабеля, автотранспорта и т. п.; 6) административно-хозяйственный аппарат.

Производственная деятельность геофизических предприятий построена на подрядном методе выполнения работ, основой которого является договор между заказчиком (НГДУ, УБР) и геофизическим предприятием. Договорный объем работ в течение планируемого периода выполняется на основе поступления заявок от заказчика, сроки и способ подачи которых, а также сроки выполнения и представления результатов определяются договором.

Порядок проведения геофизических работ следующий.

Партия (отряд) выезжает на скважину после получения заявки (наряда) установленной формы на производство работ, которая выдается диспетчерской службой экспедиции (конторы), и проведения подготовительных работ на базе. По приезде на скважину начальник партии уточняет данные о скважине и на основании акта о готовности скважины к работе, подписанного мастером и геологом, дает распоряжение о начале работ. При проведении прострелочно-взрывных работ во время спуска кабеля на заданную глубину в присутствии геолога промысла проводится промер кабеля для точного определения глубины прострела (взрыва).

По прибытии на базу полученный первичный материал после предварительной обработки передается в интерпретационное бюро. Копии диаграмм и результаты интерпретации выдаются заказчику, а подлинные материалы хранятся в геофизических организациях до полного окончания геологоразведочных работ в данном районе.

Учет и оплата выполненных работ производятся на основании акта о выполнении геофизических работ.

## § 120. Планирование геофизических работ

Ежегодно, не позднее третьего квартала текущего года, заказчик представляет промыслово-геофизическому предприятию заявку на планируемые в следующем году геофизические работы в скважинах. На основании этой заявки промыслово-геофизическое предприятие (партия, экспедиция, контора) составляет проект работ, к которым прилагает план промыслово-геофизических работ с обоснованием годового объема, сметы денежных затрат и договор на производство работ.

Проект и план промыслово-геофизических работ составляют на основании планов геологоразведочных работ, бурения и ввода скважин в эксплуатацию со сведениями о числе скважин и месте их расположения, их глубинах и предполагаемом комплексе геофизических исследований.

Объем работ рассчитывают на основании программы геофизических работ, устанавливаемой геофизической и геологической (буровой) организациями. Одна из важнейших задач проектирования при определении объема геофизических работ — выбор рационального комплекса геофизических методов исследования для эффективного решения геологических и технических задач. На основе рассчитанного объема работ определяют число каротажных партий (отрядов), необходимое для их выполнения.

На основании общего объема работ по установленным расценкам составляют сметы. Смета затрат, например, состоит из расходов на материалы, на топливо, начислений на заработную плату, амортизации средств производства, расходов на транспорт и прочих денежных расходов. Проект работ утверждается руководством геофизического предприятия или вышестоящей организацией.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

---

1. *Грушинский Н. И., Сажина Н. Б.* Гравитационная разведка. Изд. 2-е. М., Недра, 1972.
2. *Гринкевич Г. И.* Магниторазведка. М., Недра, 1971.
3. *Гурвич И. И.* Сейсмическая разведка. Изд. 3-е, перераб. М., Недра, 1975.
4. *Дьяконов Д. И., Леонтьев Е. И., Кузнецов Г. С.* Общий курс геофизических исследований скважин. М., Недра, 1977.
5. *Знаменский В. В.* Полевая геофизика. М., Недра, 1980.
6. *Комаров С. Г.* Геофизические методы исследования скважин. Изд. 2-е, перераб. и доп. М., Недра, 1973.
7. *Куницыков Б. К., Куницыкова М. К.* Общий курс геофизических методов разведки. М., Недра, 1976.
8. *Латышова М. Г., Вендельштейн Б. Ю., Тузов В. П.* Обработка и интерпретация материалов геофизических исследований скважин. М., Недра, 1975.
9. *Якубовский Ю. В., Ляхов Л. Л.* Электроразведка. Изд. 3-е, перераб. М., Недра, 1974.

Введение . . . . .	3
--------------------	---

**Часть первая**

**Полевая геофизика**

<b>Раздел первый. Гравиразведка . . . . .</b>	<b>7</b>
<b>Глава I. Физические и геологические основы гравиразведки . . . . .</b>	<b>7</b>
§ 1. Сила тяжести. Потенциал силы тяжести . . . . .	7
§ 2. Нормальное значение силы тяжести . . . . .	12
§ 3. Редукции и аномалии силы тяжести . . . . .	13
§ 4. Вторые производные потенциала силы тяжести . . . . .	16
§ 5. Плотность горных пород . . . . .	17
<b>Глава II. Методика и техника полевых работ . . . . .</b>	<b>18</b>
§ 6. Измерение силы тяжести . . . . .	18
§ 7. Измерение вторых производных потенциала силы тяжести . . . . .	23
§ 8. Разведочные гравиметрические съемки. Обработка и изображение их результатов . . . . .	25
<b>Глава III. Основы интерпретации данных гравиразведки . . . . .</b>	<b>28</b>
§ 9. Вычисление гравитационных эффектов (прямая задача гравиразведки) . . . . .	28
§ 10. Разделение (трансформации) аномалий силы тяжести . . . . .	31
§ 11. Качественная интерпретация гравитационных аномалий . . . . .	34
§ 12. Нахождение глубины залегания и формы аномалиеобразующих тел (обратная задача гравиразведки) . . . . .	36
<b>Раздел второй. Магниторазведка . . . . .</b>	<b>39</b>
<b>Глава IV. Физические и геологические основы магниторазведки . . . . .</b>	<b>40</b>
§ 13. Силы магнитного взаимодействия. Магнитный потенциал . . . . .	40
§ 14. Элементы земного магнетизма. Изменение магнитного поля Земли во времени . . . . .	44
§ 15. Структура магнитного поля Земли. Магнитные аномалии . . . . .	45
§ 16. Магнитные свойства горных пород . . . . .	46
<b>Глава V. Методика и техника полевых работ . . . . .</b>	<b>48</b>
§ 17. Измерение элементов геомагнитного поля . . . . .	48
§ 18. Разведочные наземные, аэромагнитные и морские магнитные съемки . . . . .	51
<b>Глава VI. Основы интерпретации данных магниторазведки . . . . .</b>	<b>53</b>
§ 19. Решение прямой задачи магниторазведки . . . . .	53
§ 20. Качественная интерпретация данных магниторазведки . . . . .	55
§ 21. Решение обратной задачи магниторазведки . . . . .	56
<b>Раздел третий. Электроразведка . . . . .</b>	<b>58</b>
<b>Глава VII. Физические основы электроразведки . . . . .</b>	<b>58</b>
§ 22. Электрические свойства горных пород . . . . .	58
§ 23. Поле постоянного электрического тока и его свойства . . . . .	59
§ 24. Распространение постоянного электрического тока в земле . . . . .	62
§ 25. Горизонтально-слоистая модель земли; продольная проводимость слоистого разреза . . . . .	65
§ 26. Распространение переменного электромагнитного поля в проводящей земле . . . . .	67
§ 27. Естественные переменные электромагнитные поля Земли . . . . .	69
§ 28. Основные методы электроразведки . . . . .	70
<b>Глава VIII. Методика и техника электроразведки . . . . .</b>	<b>71</b>
§ 29. Методы постоянного электрического поля . . . . .	71

§ 30. Методы искусственного переменного электромагнитного поля . . . . .	76
§ 31. Магнитотеллурические методы разведки . . . . .	80
§ 32. Электроразведочная аппаратура . . . . .	83
§ 33. Геологические задачи, решаемые электроразведочными методами . . . . .	86
<b>Глава IX. Основы интерпретации данных электроразведки . . . . .</b>	<b>88</b>
§ 34. Качественная и количественная интерпретация данных электроразведки . . . . .	88
§ 35. Интерпретация результатов электрических и электромагнитных зондирований . . . . .	88
§ 36. Интерпретация результатов магнитотеллурического профилирования и метода теллурических токов . . . . .	91
<b>Раздел четвертый. Сейсморазведка . . . . .</b>	<b>92</b>
<b>Глава X. Физические и геологические основы сейсморазведки . . . . .</b>	<b>92</b>
§ 37. Образование продольных и поперечных сейсмических волн . . . . .	92
§ 38. Скорости распространения сейсмических волн в горных породах . . . . .	97
§ 39. Форма колебаний и частотный состав сейсмических волн . . . . .	97
§ 40. Основы геометрической сейсмологии . . . . .	102
§ 41. Отражение, преломление и дифракция сейсмических волн . . . . .	105
§ 42. Волны в слоистых средах . . . . .	108
§ 43. Годографы сейсмических волн . . . . .	111
§ 44. Кинематические поправки. Временные сейсмические разрезы МОВ и ОГТ . . . . .	120
§ 45. Методы сейсморазведки . . . . .	124
<b>Глава XI. Методика и техника сейсморазведки . . . . .</b>	<b>125</b>
§ 46. Возбуждение сейсмических колебаний . . . . .	125
§ 47. Системы сейсмических наблюдений . . . . .	127
§ 48. Регистрация сейсмических колебаний . . . . .	129
§ 49. Интерференционные методы сейсморазведки . . . . .	138
§ 50. Сейсмические исследования в глубоких скважинах . . . . .	143
§ 51. Выполнение полевых сейсморазведочных работ. Особенности сейсморазведочных работ на море . . . . .	145
<b>Глава XII. Основы интерпретации данных сейсморазведки . . . . .</b>	<b>149</b>
§ 52. Выделение и прослеживание волн. Интерференция волн . . . . .	149
§ 53. Автоматическая (цифровая) обработка данных сейсморазведки. Получение временных разрезов МОВ и ОГТ и преобразование их в глубинные . . . . .	154
§ 54. Особенности интерпретации данных метода регулируемого направленного приема сейсмических волн . . . . .	162
§ 55. Определение скоростной модели среды . . . . .	163
§ 56. Интерпретация данных метода преломленных волн . . . . .	166
§ 57. Построение структурных карт и схем по сейсмическим горизонталм . . . . .	167
§ 58. Прямые поиски залежей нефти и газа сейсмическими методами . . . . .	170
<b>Раздел пятый. Радиометрическая разведка . . . . .</b>	<b>172</b>
<b>Глава XIII. Физические основы радиометрической разведки . . . . .</b>	<b>172</b>
§ 59. Радиоактивность . . . . .	172
§ 60. Естественные радиоактивные элементы и их распределение в земной коре . . . . .	174
<b>Глава XIV. Аппаратура и методика радиометрической разведки . . . . .</b>	<b>175</b>
§ 61. Полевая радиометрическая аппаратура . . . . .	175
§ 62. Методика радиометрических исследований при поисках и разведке месторождений радиоактивного сырья . . . . .	180
§ 63. Применение радиометрических методов для изучения геологического строения районов, поисков и разведки нерадиоактивных полезных ископаемых . . . . .	187

<b>Раздел шестой. Комплексная интерпретация результатов полевой геофизики</b>	189
<b>Глава XV. Изучение глубинного геологического строения геофизическими методами</b>	189
§ 64. Геофизические методы изучения внутреннего строения Земли и состояния земных недр	189
§ 65. Геофизические исследования глубинного строения земной коры и верхней мантии	192
<b>Глава XVI. Применение геофизических методов при поисках и разведке месторождений полезных ископаемых</b>	195
§ 66. Способы комплексного геологического истолкования результатов разведочной геофизики	195
§ 67. Геофизические исследования в платформенных и геосинклинальных областях	199

## Часть вторая

### Геофизические исследования в скважинах

<b>Раздел седьмой. Электрический каротаж</b>	202
<b>Глава XVII. Каротаж потенциалов собственной поляризации (каротаж ПС)</b>	202
§ 68. Физические основы каротажа потенциалов собственной поляризации	203
§ 69. Измерение потенциалов ПС в скважинах	208
§ 70. Каротаж вызванных потенциалов	210
<b>Глава XVIII. Каротаж сопротивления</b>	211
§ 71. Физические основы каротажа сопротивления	211
§ 72. Каротаж сопротивления обычными зондами	213
§ 73. Кривые кажущегося сопротивления обычных зондов	218
§ 74. Боковое каротажное зондирование	222
§ 75. Принципиальные схемы измерения кажущегося сопротивления и потенциалов собственной поляризации в скважине с обычными зондами	224
§ 76. Резистивиметрия	228
§ 77. Микрокаротаж	229
§ 78. Боковой каротаж	231
§ 79. Боковой микрокаротаж	233
§ 80. Индукционный каротаж	234
§ 81. Методика проведения исследований при электрическом каротаже скважин	239
<b>Раздел восьмой. Радиоактивный каротаж</b>	240
<b>Глава XIX. Методы гамма-каротажа</b>	241
§ 82. Гамма-каротаж	241
§ 83. Гамма-гамма-каротаж	242
§ 84. Аппаратура для гамма-каротажа и гамма-гамма-каротажа	245
<b>Глава XX. Методы нейтронного каротажа</b>	248
§ 85. Взаимодействие нейтронов с веществом	248
§ 86. Нейтрон-нейтронный каротаж по надтепловым и тепловым нейтронам	250
§ 87. Нейтронный гамма-каротаж	250
§ 88. Импульсный нейтронный каротаж	251
§ 89. Нейтронный активационный каротаж. Метод меченых атомов	252
§ 90. Аппаратура для нейтронного каротажа	254
§ 91. Методика измерения	258
<b>Раздел девятый. Акустический каротаж. Термометрия скважин.</b>	259
<b>Глава XXI. Акустический каротаж</b>	259
§ 92. Физические основы акустического каротажа	259
§ 93. Принцип измерения при акустическом каротаже	260

Глава XXII. Термометрия скважин . . . . .	262
§ 94. Метод естественного теплового поля . . . . .	263
§ 95. Метод искусственного теплового поля . . . . .	265
§ 96. Аппаратура термометрии скважин . . . . .	265
Глава XXIII. Геохимические методы исследования скважин. . . . .	267
§ 97. Газовый каротаж . . . . .	267
§ 98. Исследование шлама. Механический каротаж . . . . .	270
Глава XXIV. Магнитный каротаж . . . . .	271
§ 99. Методы магнитного каротажа . . . . .	271
<b>Раздел десятый. Методы контроля за техническим состоянием скважин. Отбор образцов пород и пластовых флюидов. Прострелочно-взрывные работы в скважинах</b> . . . . .	273
Глава XXV. Методы контроля за техническим состоянием скважин . . . . .	273
§ 100. Инклинометрия . . . . .	273
§ 101. Кавернометрия и профилометрия . . . . .	275
§ 102. Наклонометрия . . . . .	277
§ 103. Контроль цементирования скважин . . . . .	278
§ 104. Определение мест притоков и затрубной циркуляции вод . . . . .	281
§ 105. Контроль за техническим состоянием обсадных колонн . . . . .	282
Глава XXVI. Отбор образцов пород и пластовых флюидов. Прострелочно-взрывные работы в скважинах . . . . .	283
§ 106. Отбор проб пластовых флюидов и испытание пластов . . . . .	283
§ 107. Отбор образцов пород . . . . .	284
§ 108. Перфорация и торпедирование скважин . . . . .	285
<b>Раздел одиннадцатый. Комплексная интерпретация данных геофизических исследований в скважинах</b> . . . . .	287
Глава XXVII. Комплексная геологическая интерпретация данных геофизических исследований в скважинах . . . . .	288
§ 109. Литологическое расчленение разрезов скважин . . . . .	288
§ 110. Выделение коллекторов и оценка характера их насыщения . . . . .	292
§ 111. Определение эффективной мощности продуктивных коллекторов. Отбивка водонефтяного, газовойдяного и газонефтяного контактов . . . . .	297
§ 112. Определение пористости, проницаемости и нефтегазонасыщенности коллекторов . . . . .	298
§ 113. Типовые и обязательные комплексы геофизических исследований разведочных и эксплуатационных скважин, бурящихся на нефть и газ . . . . .	302
§ 114. Применение ЭВМ для интерпретации данных геофизических исследований в скважинах . . . . .	302
Глава XXVIII. Использование данных геофизических исследований в скважинах для изучения геологического строения нефтяных и газовых месторождений . . . . .	307
§ 115. Корреляция разрезов скважин . . . . .	307
§ 116. Составление геолого-геофизических разрезов . . . . .	308
<b>Раздел двенадцатый. Проведение геофизических исследований в скважинах. Организация и планирование промыслово-геофизических работ</b> . . . . .	310
Глава XXIX. Проведение геофизических исследований в скважинах . . . . .	310
§ 117. Аппаратура и оборудование для геофизических исследований в скважинах . . . . .	310
§ 118. Проведение геофизических работ . . . . .	312
Глава XXX. Организация и планирование геофизических работ в скважинах . . . . .	313
§ 119. Организация и порядок проведения геофизических работ в скважинах . . . . .	313
§ 120. Планирование геофизических работ . . . . .	315
Список литературы . . . . .	316