

МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ  
НОВОСИБИРСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ  
ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ

А. К. Манштейн

МАЛОГЛУБИННАЯ ГЕОФИЗИКА

Пособие по спецкурсу

Новосибирск  
2002

3

## ВВЕДЕНИЕ

В пособии представлены основные и широко распространенные геофизические методы изучения подповерхностной части земной коры, объединенные единой целью – возможностью применения их при решении инженерных и археологических проблем. Дано определение, обоснованы типовые задачи и цели нового научно-прикладного направления разведочной геофизики.

История применения геофизических методов исследований доказала их высокую информативность и экономическую эффективность. Наблюдаемая в последние годы востребованность исследований малых подземных глубин в разнообразных задачах современного общества стимулирует развитие геофизики и создает условия применения комплексного подхода изучения экзотехносферы. Наблюдаемый рост объемов малоглубинных геофизических работ связан как с более рациональным их сочетанием с бурением, съемкой и другими геологическими методами, так и с появлением новых областей применения геофизики. Усиление антропогенного воздействия на геологическую среду вызывает более широкое применение геофизических методов для оценки изменений поведения среды и инженерных сооружений во времени. Обозначенность проблем и понимание объективной необходимости их разрешений способствовало введению с 2001 г. в учебный план Геолого-геофизического факультета Новосибирского государственного университета спецкурса «Малоглубинная геофизика».

Материал предназначен для подготовленного читателя, знакомого с основами сейсморазведки, термометрии, магниторазведки, электроразведки и других геофизических методов исследований. Главные задачи учебного пособия – представить в одном издании фундаментальные сведения о смежных отраслях геофизики, способствовать расширению геофизического кругозора учащихся, создать благоприятные условия для развития творческого подхода в решении специфических задач малоглубинной геофизики.

В книге в компактной форме приведены данные о физических параметрах геологической среды, применяемых в различных геофизических методах исследований. Даны описания модификаций геофизических методов, образующих арсенал малоглубинной геофизики. Приведены примеры комплексного изучения одного объекта многими геофизическими методами. Представлены технологические подробности некоторых геофизических работ.

Материалы, собранные в учебном пособии, взяты из опубликованных ранее работ. Ссылки на публикации и список литературы приведены.

Замечания и предложения по содержанию учебного пособия просьба отправлять по адресу: 630090, г. Новосибирск, проспект Академика Коп-

## **1. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ДИСЦИПЛИНЫ**

Малоглубинная геофизика – это одно из новых научно-практических направлений разведочной геофизики, занимающееся изучением приповерхностной части земной коры.

Имеющиеся в составе наук о Земле геофизические методы исследования долгое время применялись лишь как средство глубинного поиска и разведки залежей полезных ископаемых на основе различия их физических свойств от вмещающей среды. Круг решаемых задач в геофизике со временем расширился – от изучения планеты в целом до исследования геологического материала на молекулярном уровне. Обладая уникальными возможностями детального автоматизированного сбора измеряемых параметров естественных и управляемых искусственных физических полей в разных геосферах Земли, методы разведочной геофизики служат совершенным инструментом обязательной части изысканий для целей строительства и при изучении окружающей среды для ее охраны и контроля.

При наземных малоглубинных исследованиях используют множество геофизических методов: сейсмо-, электро- и магниторазведку, ядерные, термометрию. Особенности малоглубинных исследований по сравнению с другими видами разведочной геофизики связаны со спецификой решаемых задач и условиями проведения работ. Целью малоглубинных исследований является изучение состояния и свойств горных пород, наблюдение за окружающей средой при прогнозе нежелательных геодинамических явлений (оползни, обвалы, карсты и др.). Малоглубинную геофизику широко применяют для контроля различных операций, выполняемых в строительстве и обслуживании сооружений.

## **2. Задачи и цели малоглубинной геофизики. Физико-геологические модели**

Малоглубинные геофизические исследования выполняются в специфических условиях верхней части разреза, характеризующейся резкой вертикальной и горизонтальной изменчивостью свойств пород и их анизотропией, а также невыдержанностью границ, значительными температурными градиентами и переменным фазовым составом заполнителя. В работах предъявляются повышенные требования к точности построения границ и оценке свойств пород. Результаты интерпретации оперативно контролируются горными работами. Указанные требования и условия привели к созданию и применению специальных методических приемов, способов

обработки, а также интерпретации материалов. Малоглубинная геофизика – продукт своеобразного изменения разведочной геофизики, развивающейся, как и любая другая наука, по следующей схеме: новые задачи → новые технологии.

В содержании учебного предмета «Малоглубинная геофизика» выделяются два направления, характеризующиеся своими задачами и целями. *Малоглубинная инженерная геофизика*, имеющая свои методы, а также специальную аппаратуру, решает инженерно-гидрогеологические задачи и отличается от традиционной инженерной геофизики. *Археологическая геофизика* полностью входит как раздел в «Малоглубинную геофизику», имеет свою методику исследований, однако не имеет специальной аппаратуры.

Предметом исследования малоглубинной инженерной геофизики является *геологическая среда*. Под геологической средой понимаются любые горные породы и почвы, слагающие верхнюю часть разреза литосферы, которые рассматриваются как многокомпонентные системы, находящиеся под воздействием инженерно-хозяйственной деятельности человека, что приводит к изменению природных геологических процессов и возникновению новых антропогенных процессов. Верхнюю часть геологической среды с максимальной мощностью около 100 м многие авторы называют *экзотехносферой*, так как в ней преобладают внешние экзогенные природные процессы, взаимосвязь которых с инженерно-технической деятельностью человека способствует изменению состава, строения и физических свойств массива пород, а значит искажению существующих или созданию новых локальных физических полей. Экзотехносфера является предметом исследования таких прикладных разделов инженерной геофизики, как инженерно-геологические исследования под промышленное и гражданское строительства, а также мерзлотные, гляциологические, гидрогеологические и почвенно-мелиоративные изыскания. Для исследования экзотехносферы применяют в основном малоглубинные геофизические методы, в том числе методы «близкого действия», основанные на использовании электромагнитных полей частотой свыше 10 МГц.

Более глубокие горизонты геологической среды (до глубин разработки месторождений полезных ископаемых первые тысячи метров) можно назвать *эндотехносферой*, так как здесь преобладают внутренние эндогенные процессы, иногда накладывающиеся на техногенные. Эндотехносфера является предметом исследования региональной, рудной и скважинной геофизик, а также глубинных инженерно-геологических и гидрогеологических исследований на шахтах, рудниках и при поисках артезианских вод. Для изучения эндотехносферы применяются геофизические методы

«дальнего действия» с частотами электромагнитных полей, не превышающими нескольких килогерц.

Эффективность изучения геологической среды (экзотехносферы и эндотехносферы) геофизическими методами определяется не только правильным выбором комплекса методов, но и созданием адекватных *физико-геологических моделей* (ФГМ) среды. Под ФГМ в инженерной геофизике понимается максимально приближенное к реальным условиям обобщенное и формализованное представление о геологическом, инженерно-геологическом и гидрогеологическом строениях изучаемой среды. Это представление формируется в виде абстрактной геометрической модели с определенными физическими свойствами слагающих ее включений и слоев, для которой путем математического или физического моделирования можно получить аналитические выражения связи наблюдаемых параметров поля и модели [9].

Особенности физико-геологических моделей в инженерной геофизике связаны с: а) многообразием задач, которые ставятся перед геофизическими исследованиями, и возможностью их теоретического решения с помощью математического или физического моделирования; б) непостоянством геометрии слагающих среду объектов и пластов, характерным для малых глубин; в) неблагоприятным соотношением мощности слоя и глубины его залегания, если это соотношение меньше единицы, то выделение слоя иногда становится ненадежным; г) резкой горизонтальной и вертикальной неоднородностью физических свойств горных пород, особенно в приповерхностных слоях; д) нестабильностью во времени физико-механических и водных свойств горных пород, нарушением динамики и химизма подземных вод вследствие экзогенных и техногенных факторов; е) большим влиянием геологических и технических помех; ж) наличием значительного количества инженерно-геологической и гидрогеологической информации, облегчающей установление либо функциональной, либо статистической, либо функционально-статистической связей между геофизическими параметрами среды с одной стороны, и физико-механическими водными свойствами – с другой.

Независимо от областей применения и стоящих перед исследователем задач основными физико-геологическими моделями сред, для которых прямые и обратные задачи решены, являются следующие.

1. Горизонтально-слоистые среды с постоянными физическими свойствами в слоях, в том числе переслаивающиеся двух- и трехкомпонентные (например, песчано-глинистые).

2. Градиентные толщи с изменяющимися по глубине физическими свойствами пород.

3. Локальные объемные объекты и среды с крутослоистыми контактами, а также пластами с отличающимися от вмещающей среды физическими свойствами.

Современные методы математического и физического моделирования позволяют получать аналитические или статистические характеристики и для ФГМ более сложных геометрических форм. Иными словами, прямые задачи для тех или иных физических параметров и ФГМ, близких к реальным, с помощью ЭВМ, в принципе, решаются. Однако в силу некорректности обратной задачи геофизики интерпретация полученных материалов оказывается неоднозначной и выбор используемых ФГМ практически ограничивается простыми, названными выше моделями. Особенно неблагоприятными для изучения являются среды с малыми по сравнению с глубиной залегания геометрическими размерами (большое влияние принципа эквивалентности) и контрастными электромагнитными свойствами (экранные эффекты). Дополнительные трудности в инженерной геофизике связаны с техническими, природными и геологическими помехами. Выделение на их фоне полезных аномалий требует применения специальной аппаратуры с высокой помехозащищенностью и накоплением сигналов, а также статистических способов обработки информации.

### **3. ФИЗИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ СРЕДЫ, ПРИМЕНЯЕМЫЕ ДЛЯ ОПИСАНИЯ МАЛОГАБАРИТНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБЪЕКТОВ**

#### **3.1. Параметры упругой среды. Малоглубинная сейсморазведка**

Особенностью малоглубинной геофизики является необходимость использования модификаций и видов сейсмических исследований, связанных с применением акустического (частоты выше 0,5–1,0 кГц) и ультразвукового (более 20 кГц) диапазонов частот упругих колебаний. Независимо от условий выполнения работ в наземной малоглубинной геофизике стремятся, как правило, к регистрации волн разных типов: продольных, поперечных, обменных, поверхностных, поэтому малоглубинная сейсморазведка является по существу многоволновой. В значительной степени методика геоакустических исследований определяется типом применяемых источников колебаний. Обычно используют импульсные источники: взрыв, механический удар, электрический разряд, газовую или пневматическую пушку. Применяются пьезоэлектрические и магнитострикционные источники. Разработана методика сейсмической разведки, основанная на использовании квазисинусоидальных колебаний – вибросейс, акустическое прозвучивание [1, 9].

В последнее время развивается новое направление инженерно-сейсмических исследований, основанное на регистрации произвольных

шумов, тресков и подобных колебаний, возникающих при различных геологических и техногенных процессах, например при деформации горных массивов или оснований инженерных сооружений. В горном деле широко используются записи естественных шумов (или акустической эмиссии) для прогноза в шахтах и рудниках горных ударов и выбросов. Аналогичные задачи стоят и в инженерной геофизике при изучении развития карста, оползней, обвалов, просадок и других геодинамических явлений. Важной задачей является использование акустической эмиссии и микросейсм для контроля процессов деформации оснований плотин, дамб, ГЭС. Указанный метод можно назвать методом естественных сейсмических полей.

При сейсмических и геоакустических исследованиях изучают особенности распространения различных типов упругих волн в геологических средах [1]. Определяют 1) скорости распространения продольных  $V_P$ , поперечных  $V_S$ , поверхностных  $V_R$  и других волн; 2) изменение с расстоянием амплитуды колебаний указанных волн, что позволяет вычислять коэффициенты и декременты поглощения  $\alpha_p, \alpha_s, \delta_p, \delta_s$ ; 3) отношения сейсмических параметров для разных волн  $\gamma_V = V_S/V_P, \gamma_\alpha = \alpha_S/\alpha_P$  и т. д.; 4) изменения сейсмических параметров в зависимости от направления распространения волн, т. е. коэффициенты анизотропии для скорости, декрементов поглощения; 5) некоторые статистические характеристики среды, например коэффициенты мутности и др. Параметры, характеризующие скорость распространения волн, называют кинематическими, а параметры, определяемые изменением формы записи (амплитуда, частота), – динамическими.

### 3.1.1. Физические модели среды и типы упругих волн

Упругие свойства любого изотропного твердого материала характеризуются двумя независимыми упругими константами: модулем сжатия  $K$  и модулем сдвига  $G$ . Отношение этих модулей различно для разных материалов и может рассматриваться как особое свойство среды. Обычно это отношение выражают через коэффициент Пуассона  $\nu$ :

$$K/G = 2(1 + \nu)/3(1 - 2\nu), \text{ если } \nu = 0,125, \text{ то } K = G.$$

Часто в качестве двух независимых упругих параметров используют модуль Юнга  $E$  и коэффициент Пуассона  $\nu$ . Эти параметры могут быть определены экспериментально при растяжении стержня. Используют также коэффициенты Ламе  $\lambda, \mu$ , где  $\mu = G$ ; а

$$\lambda = K - G.$$

В однородном изотропном твердом материале могут распространяться два типа упругих объемных волн: волны сжатия Р и волны сдвига S. Их скорости

$$V_P = \sqrt{\frac{(K + \frac{4}{3}G)}{\sigma}}, \quad V_S = \sqrt{\frac{G}{\sigma}},$$

где  $\sigma$  – плотность материала.

*Юнг Томас (1773–1829) – англ. механик, оптик, геофизик, филолог и мн. др.*

*Пуассон (Poisson) Симеон Дени (1781–1840) – франц. механик, математик и т. д.*

*Ламе (Lame) Габриель (1795–1870) – франц. математик, механик и др.*

*Модуль Юнга:  $E = \sigma / \varepsilon$  ( $\sigma$  – растягивающее напряжение,  $\varepsilon$  – относительное удлинение).*

*Коэффициент Пуассона:  $\nu = |\varepsilon_y| / \varepsilon_x$  ( $\varepsilon_y$  – отн. попер. сжатие,  $\varepsilon_x$  – отн. прод. удлинение).*

*Модуль сдвига:  $G = \tau / \gamma$  ( $\gamma$  – угол сдвига,  $\tau$  – касательное напряжение).*

*Модуль объемного сжатия:  $K = \sigma / \Delta$  ( $\Delta$  – уменьшение объема).*

Сдвиговую волну называют также поперечной, потому что вызванные ею колебания происходят перпендикулярно к направлению распространения. Волну сжатия называют продольной, так как она вызывает смещения вдоль направления распространения, т. е. вдоль луча. Скорости  $V_P$  и  $V_S$  можно выразить через любую пару упругих констант:

$$V_P = \sqrt{\frac{E(1-\nu)}{\sigma(1+\nu)(1-2\nu)}}; \quad V_S = \sqrt{\frac{E}{2\sigma(1+\nu)}}.$$

Отношение  $\gamma = V_S/V_P$  зависит только от коэффициента Пуассона:

$$\gamma = \sqrt{\frac{(1-2\nu)}{2(1+\nu)}}.$$

В жидких и газообразных средах распространяется только продольная волна ( $\gamma = 0$ ). Ее скорость  $V_P = \sqrt{K/\sigma}$ .

Вдоль свободной поверхности распространяются поверхностные волны Рэлея R. Колебания, вызванные этими волнами, захватывают слой грунта мощностью  $\lambda$ , где  $\lambda$  – длина волны. Скорость распространения поверх-



ностных волн Рэлея определяется скоростью поперечных волн в этом слое и коэффициентом Пуассона:

$$V_R = \frac{0,87 + 1,12\nu}{1 + \nu} V_S.$$

Волны Рэлея вызывают смещение частиц по эллиптической траектории в вертикальной плоскости вдоль луча. Они имеют и вертикальную и горизонтальную (вдоль луча) составляющие. Если у поверхности залегает слоистая неоднородная толща, то наблюдается дисперсия скорости  $V_R$ , т. е. зависимость ее от частоты  $f$  или длины волны  $\lambda$ , поскольку с увеличением  $\lambda$  волна Рэлея будет проникать на большую глубину.

Еще один тип поверхностной волны – волна Лява, которая вызывает поперечное горизонтальное смещение (т. е. перпендикулярно к лучу). Она возникает при залегании слоя с пониженной скоростью  $V_{S1}$  на полупространстве со скоростью  $V_{S2}$ . Фазовая скорость волны Лява  $V_L$  зависит от частоты и лежит в пределах  $V_{S1} < V_L < V_{S2}$ .

### 3.1.2. Поглощение упругих колебаний

Поглощение упругой энергии определяет коэффициент поглощения  $\alpha_n$ , являющийся величиной, обратной расстоянию, на котором амплитуда плоской упругой гармонической волны уменьшается в 2,71 раза. Используют также безразмерные параметры: *декремент поглощения*, характеризующий поглощение на расстоянии, равном длине волны,  $\delta = \alpha \cdot \lambda$ , а также величину, обратную  $\delta$ , – *добротность*  $Q = \pi/\delta$ . Коэффициент поглощения  $\alpha_n$  возрастает с увеличением частоты колебаний. Частотная зависимость  $\alpha_n$  имеет степенной характер:  $\alpha_n \sim \omega^n$ , где  $1 \leq n \leq 2$ .

### 3.1.3. Упругие волны в анизотропной среде

В анизотропной среде скорости упругих волн являются дирекционными (зависящими от направления) параметрами. Каждую точку анизотропной среды можно охарактеризовать индикатрисой скорости – пространственной фигурой, отображающей изменение скорости в полярных координатах. В анизотропной среде сейсмические лучи не ортогональны фронту волны, т. е. сейсмический луч может отклоняться от нормали к фронту волны. Поэтому скорости упругих волн по нормали к фронту (нормальные скорости) и вдоль луча (лучевые скорости) в общем случае различны. Энергия упругих волн распространяется вдоль луча, поэтому лучевые (или групповые) скорости применяют для решения кинематических задач сейсморазведки. Нормальные (фазовые) скорости характеризуют распростра-

нение плоской волны и используют при решении задач, связанных с отражением или преломлением лучей.

В анизотропной среде существуют три упругие волны – продольная и две поперечных. Направления смещений, вызываемых этими волнами, образуют три взаимно перпендикулярных вектора. Однако в отличие от изотропной среды в анизотропных средах смещение в самой быстрой из них продольной волне не направлено строго вдоль луча. Поэтому более правильно называть указанные волны квазипродольной и квазипоперечными соответственно.

*Гук (Hooke) Роберт (1635–1703) – англ. естествоиспытатель.*

*Закон Гука устанавливает линейную зависимость между упругой деформацией твердого тела и приложенным механическим напряжением. Если для стержня длиной  $L$ , сечением  $S$  и приложенной продольной силой  $F$  имеется удлинение  $\Delta L$ , то  $\Delta L = (FL/ES)$ , где  $E$  – модуль упругости (модуль Юнга). Механическое напряжение  $\sigma = dF/dS$ .*

Закон Гука для анизотропной среды выражает линейную связь между компонентами тензора напряжений  $\sigma_{ij}$  и тензора деформации  $\epsilon_{kl}$ :

$$\sigma_{ij} = C_{ijkl} \epsilon_{kl},$$

где  $C_{ijkl}$  – компонента тензора модулей упругости.

В зависимости от симметрии среды, для ее описания применяют различное количество независимых упругих констант – модулей  $C_{ijkl}$ . Для совершенной среды необходим 21 модуль, для орторомбической симметрии – 9, для гексагональной среды с осью симметрии  $OZ$  в плоскости, перпендикулярной к  $XOY$ , среда является изотропной (такую среду называют трансверсально-изотропной – ТИС) достаточно пять постоянных. Подробную информацию по этой теме см. [1, 9].

#### 3.1.4. Сейсмические свойства горных пород

В инженерной геофизике по существу изучают все известные типы горных пород от твердых монолитных базальтов до весьма слабых по прочности илов, песков и торфяных грунтов. По характеру структурных связей эти породы делятся на три типа: **скальные** (жесткие связи); **зернистые песчано-обломочные** (силы трения на контактах); **глинистые**, в которых преобладают водно-коллоидные связи. Кроме того, есть переходные типы. Сейсмические свойства горных пород определяются их составом, особенностями структуры (пористость, трещиноватость, слоистость), характером заполнения пор (воздух, вода, лед) и термодинамическими

условиями (давление, температура). Для указанных типов пород зависимость сейсмоакустических свойств от указанных факторов различна. Рассмотрим сейсмические свойства отдельно для каждого типа пород.

*Упругие свойства консолидированных жестких пород.*

*Гранитоиды.* Значение  $V_p$  для гранитов изменяется в сравнительно широких пределах – от 3700 до 6500 м/с. Причем, как правило, в более древних гранитах значение  $V_p$  максимально. Это связано с влиянием на  $V_p$  тех давлений, которые испытала порода во время образования и в последующей истории. Такая особенность объясняется сравнительно высокой сжимаемостью гранита, вызванной присутствием в породе кварца, доля которого составляет обычно 20–40 %. Для кварца характерны также большая жесткость и как следствие этого низкие значения коэффициента Пуассона ( $\nu = 0,07 \div 0,08$ ). Для гранита также характерны сравнительно низкие значения коэффициента Пуассона – в пределах от 0,13 до 0,27 ( $\gamma = 0,65 \div 0,56$ ). Для пород, близких по составу к гранитам (гранодиоритов, кварцевых диоритов, гнейсов), характерны примерно такие же значения  $V_p$  и  $\nu$ . Для эффузивных аналогов указанных пород (различные порфиры) можно отметить небольшой сдвиг диапазона скоростей в меньшую сторону ( $V_p = 3500 \div 6000$  м/с).

*Основные породы.* Отсутствие кварца и наличие магнево-железистых силикатов (пироксен, оливин) обуславливают следующие особенности скоростных свойств основных пород по сравнению с гранитоидами: 1) большие значения  $V_p$  (5500–7500 м/с); 2) большие значения коэффициента Пуассона ( $\nu = 0,23 \div 0,36$ ). Так же, как и для кислых пород, основные эффузивы характеризуются меньшими значениями  $V_p$  по сравнению с интрузивными аналогами. Причем палеотипным эффузивам соответствуют большие скорости, чем кайнотипным.

*Метаморфические породы.* Рассмотрим три основные группы: известняки (включая доломиты и мраморы), сланцы и песчаники (включая кварциты и конгломераты), для которых характерен очень широкий скоростной диапазон, соответствующий различной степени метаморфизма каждой породы. Если максимальные скорости в метаморфических породах достигают 6000–7000 м/с, то при уменьшении степени метаморфизма скорости падают до 3000–4000 м/с. По значению коэффициента Пуассона из группы метаморфических пород выделяются песчаники и особенно кварциты, так как благодаря присутствию кварца этим породам свойственны сравнительно малые значения  $\nu = 0,1 \div 0,24$  ( $\gamma = 0,66 \div 0,58$ ). Для известняков и сланцев  $\nu = 0,18 \div 0,36$  ( $\gamma = 0,62 \div 0,46$ ). Гнейсы по скоростным свойствам не отличаются от гранита. Такие породы, как сланцы и гнейсы, обычно характеризуются упругой анизотропией, связанной с упорядоченным расположением минералов.

*Консолидированные осадочные породы.* Граница между метаморфическими и осадочными породами неопределенна, так как они образуют, по существу, непрерывный ряд. Для карбонатных пород этот ряд составляют мраморы – крепкие известняки – известняки средней крепости – мелы – слабые известняки. Скорость  $V_p$  непрерывно уменьшается от 6–7 км/с до 1,5–2 км/с для слабых, пористых известняков. Для пород кварцевого состава также имеется непрерывный ряд: кварциты – крепкие песчаники – песчаники средней крепости – слабые песчаники. Диапазон изменения скоростей  $V_p$  в этом ряду составляет 6–1,5 км/с. Аналогичные закономерности наблюдаются и для пород глинистого состава (аргиллиты, глинистые сланцы):  $V_p = 5 \div 2$  км/с. Важно отметить, что для трех основных типов осадочных пород характерны различные значения коэффициента Пуассона: минимальные  $\nu = 0,1 \div 0,23$  – для песчаников; средние  $\nu = 0,26 \div 0,33$  – для карбонатных пород; максимальные  $\nu = 0,35 \div 0,45$  – для глинистых пород.

В зоне выветривания скорости  $V_p$  и  $V_s$  всех групп жестких пород имеют пониженные значения. Обычно это уменьшение происходит постепенно снизу вверх от неизменной материнской породы до зоны полной дезинтеграции жесткой породы, которая превращается в делювий, относящийся уже к рыхлым, мягким породам. Диапазон скоростей в выветрелых жестких породах зависит от скорости в материнской неизменной породе и обычно составляет 1500–4000 м/с для  $V_p$  и 600–2000 м/с для  $V_s$ . Из приведенных данных следует, что скоростные диапазоны основных групп консолидированных жестких пород в значительной мере перекрываются.

*Упругие свойства связных глинистых пород.*

Упругие свойства глинистых пород зависят от их состава, плотности, влажности и изучены еще недостаточно. По экспериментальным данным, для глинистых пород в изучаемом диапазоне глубин и давления ( $h < 300$  м,  $p \leq 5$  МПа)  $V_p = 250 \div 2500$  м/с,  $V_s = 100 \div 700$  м/с.

*Влияние возраста и давления.* Коренные глины характеризуются большими значениями  $V_p$ , нежели молодые четвертичные. Для первых обычно  $V_p > 1000$  м/с, для вторых –  $V_p < 1000$  м/с. Это объясняется уплотнением коренных глин при диагенезе, в результате чего возникает структурное сцепление, которое вместе со связностью увеличивает прочность глин. Поэтому плотные коренные глины ведут себя при малых давлениях (до 0,1–0,2 МПа) как жесткие породы: не деформируются,  $V_p$  заметно не изменяется. При дальнейшем повышении давления структурные связи в образце нарушаются, образец деформируется и наблюдается уменьшение значения  $V_p$ . Для коренных глин отмечаются большие значения  $V_s$  в более древних отложениях.

Для образцов с искусственно нарушенной структурой (пасты) и для четвертичных глин, в которых структурные связи не установились, наблю-

дается плавное возрастание  $V_p$  и  $V_s$  с увеличением давления. Скорость  $V_s$  в коренных глинах составляет 250–700 м/с, а в четвертичных глинах 100–250 м/с. Отношение  $V_s/V_p$  для коренных глин составляет 0,15–0,25; для четвертичных глин 0,25–0,35; для суглинков 0,30–0,50; для лёссов 0,55–0,65.

*Влияние влажности на скорость.* Имеются немногочисленные данные о влиянии влажности на скорости  $V_p$  и  $V_s$ . Зависимость скоростей  $V_p$  и  $V_s$  от объемной влажности  $\omega_v$  для паст, изготовленных из глин и лёссов, изучена Н. Н. Горяиновым [9]. На рис. 3.1 наблюдается вначале рост  $V_p$  с увеличением влажности  $\omega_v$ . При достижении полной молекулярной влагоемкости рост  $V_p$  прекращается. Дальнейшее увеличение  $\omega_v$  вызывает образование свободной (гравитационной) воды, не влияющей на  $V_p$  вплоть до полного водонасыщения, когда  $V_p$  резко увеличивается.

Данные полевых наблюдений показывают, что при расположении уровня воды в четвертичных глинах и суглинках, как и в песках, наблюдается возрастание значений  $V_p$  ниже уровня воды до значений 1400–1600 м/с. Однако эта граница менее резкая, чем в песках, так как из-за наличия над уровнем воды капиллярной каймы образуется небольшая (1–3 м) переходная зона. В результате четвертичные и коренные глины при их расположении ниже уровня воды могут мало различаться по значению  $V_p$ . Однако, как указано выше, наблюдается заметное различие в значениях  $V_s$ . Отсюда вытекает заметное различие отношений  $\gamma = V_s/V_p$  для коренных и четвертичных глин, расположенных ниже уровня воды. Для последних  $\gamma$  составляет 0,16–0,08, а для коренных глин  $\gamma$  около 0,2.

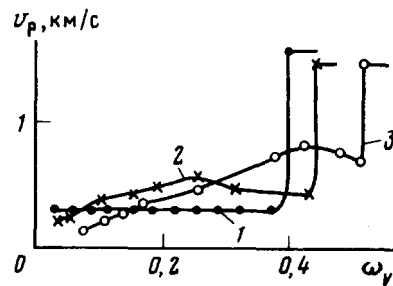


Рис. 3.1. Зависимость скорости продольных волн от объемной влажности для песчано-глинистых пород: 1 – песок,  $k_n = 40\%$ ; 2 – каолиновая паста,  $k_n = 44\%$ ; 3 – гидрослюдисто-каолиновая паста,  $k_n = 52\%$

*Зернистые среды.*

Упругие характеристики зернистых сред зависят в основном от их пористости, глубины залегания (давления) и типа заполнителя. В меньшей степени влияет состав зерен (твердой фазы). Для количественного изучения указанных зависимостей часто используют модель зернистой среды в виде упаковок упругих твердых шаров. Несмотря на значительную идеализацию свойств реальных зернистых сред, шаровые упаковки отражают их основные особенности: передачу напряжений через контакты, уменьшение числа приходящихся на одну частицу контактов с увеличением пористости, повышение жесткости контактов с ростом напряжений (глубины).

Если рассматривать шаровые упаковки, находящиеся под действием собственной массы, то представляется возможным рассчитать скорость упругих волн для скелета в зависимости от параметров шаров и глубины залегания  $z$  (или величины вертикальных напряжений). Для двух типов упорядоченных упаковок одинаковых шаров – наименее плотной кубической ( $k_n = 0,476$ ) и наиболее плотной гранцентрированной кубической ( $k_n = 0,259$ ) – получены выражения:

$$v_{P_{сккуб}} = \sqrt{5,78 U / \sigma_{ск}}, \quad v_{P_{скгр}} = \sqrt{6,48 (4 - 3v_T) U / (2 - v_T) \sigma_{ск}},$$

$$U = \sqrt[3]{E_T (\sigma_T - \sigma_\Phi) z / (1 - v_T^2)^2},$$

$$v_{S_{сккуб}} = \sqrt{5,78 (1 - v_T) U / (2 - v_T) \sigma_{ск}},$$

$$v_{S_{скгр}} = \sqrt{3,24 (4 - 3v_T) U / (2 - v_T) \sigma_{ск}},$$

где  $E_T$ ,  $v_T$  – модуль Юнга и коэффициент Пуассона твердой фазы (материала шара) соответственно.

Рассмотренные выше упорядоченные упаковки характеризуются анизотропией скоростей. Поскольку в реальных зернистых средах она выражена слабо, целесообразно использовать модель в виде неупорядоченных упаковок одинаковых шаров ( $0,259 < k_n < 0,476$ ). Для расчета скоростей  $V_p$  в указанном диапазоне пористости можно применять приближенную формулу

$$v_{P_{ск}}(k_n) = \sqrt{74,97 U / (33,14 k_n - 2,80) \sigma_c} \quad (3.1)$$

В качестве примера рассмотрим модель толщи кварцевых песков при заполнении пор воздухом, водой, а также когда верхняя часть среды заполнена воздухом, а нижняя, начиная с некоторой глубины, – водой (имитация уровня грунтовых вод). Расчеты выполнены для различных значений пористости среды, которая с ростом глубины остается постоянной. Из анализа приведенных зависимостей следует, что: 1) если упругие свойства среды определяются только упругостью скелета, то скорости волн пропорциональны глубине в степени  $1/6$  ( $Z^{1/6}$ ) (для  $V_p$  в сухих зернистых средах;

для  $V_s$  в любых зернистых средах); 2) при значительной упругости заполнителя (водонасыщенные зернистые среды)  $V_p$  возрастает с глубиной (или ростом вертикальных напряжений) менее интенсивно; 3) уровень воды отмечается значительным скачком скорости  $V_p$ .

Для моделирования зернистых грунтов типа галечников с пористостью  $k_n < 0,26$  используют упаковки шаров разного размера. Галька или валуны моделируют упаковкой крупных шаров с пористостью  $k_n^1$ . В порах этой упаковки находятся маленькие шарики (заполнитель), образующие упаковку с пористостью  $k_n^{11}$ . Интегральную скорость  $V_p$  в указанной трехкомпонентной упаковке можно рассчитать по формуле (3.1), в которой  $U$  определяется по формуле

$$U = \{E_{\tau}^2 z [\sigma_{\tau} + 1,91 \sigma_3 k_n^1 (1 - k_n^{11})] / (1 - v_{\tau}^2)^2\}^{1/3},$$

где индексы  $\tau$  и  $z$  обозначают гальку и заполнитель соответственно.

### 3.1.5. Влияние пористости на упругие свойства горных пород

Пористость является важнейшим фактором, влияющим на упругие свойства. Поскольку поры обычно заполнены флюидом (жидкостью или газом), свойства пористой среды в целом (интегрально) определяются свойствами компонент: твердой минеральной фазы и флюида ( $V_{\tau}$ ,  $V_{\phi}$ ,  $\sigma_{\tau}$ ,  $\sigma_{\phi}$  – скорости упругих волн и плотности для твердой фазы и флюида соответственно). Имеет значение и структура твердой фазы, образующей скелет пород. Например, пористый песчаник и песок могут иметь одинаковую пористость и идентичный минеральный состав, но скорости упругих волн в песчанике будут больше за счет большей жесткости скелета. Упругие параметры скелета  $k_{ск}$  и  $G_{ск}$  (изотропная среда) зависят от давления (глубины). Если порода находится под горным давлением  $P_{\tau}$ , а пластовый флюид (газ или жидкость) под пластовым давлением  $P_{пл}$ , упругие параметры скелета будут определяться эффективным давлением  $P_{эф} = P_{\tau} - n_p P_{пл}$ , где  $n_p$  – коэффициент разгрузки, близкий к 1. Для низкочастотных волн, когда относительным смещением фаз можно пренебречь, упругие параметры насыщенной среды определяют уравнениями:

$$\bar{k} = k_{\tau} \frac{k_{ск} + [k_{\phi}(k_{\tau} - k_{ск})] / [k_n(k_{\tau} - k_{\phi})]}{k_{\tau} + [k_{\phi}(k_{\tau} - k_{ск})] / [k_n(k_{\tau} - k_{\phi})]}, \quad \bar{G} = G_{ск}, \quad (3.2)$$

$$\bar{v}_p = \sqrt{\left(\bar{k} + \frac{4}{3} \bar{G}\right) / \sigma} = \sqrt{\bar{M} / \sigma}, \quad \bar{v}_s = \sqrt{\bar{G} / \sigma}.$$

Из этих формул вытекает следующее: 1) когда поры заполнены газом,  $k_{\phi}$  мал и коэффициент упругости стремится к упругости скелета; 2) при очень

жестком твердом материале,  $k_T = \infty$ , коэффициент упругости равен  $(k_{ск} + k_{ф}/k_n)$ ; 3) если  $k_n \rightarrow 0$ , то коэффициент упругости  $\rightarrow k_T$ . Поскольку модуль сдвига насыщеннй среды определяется только упругостью скелета, скорость  $V_S$  мало изменяется при водонасыщении. Это подтверждается экспериментальными данными (рис. 3.2). Возрастание скоростей  $V_p$  и  $V_S$  при увеличении горного давления вначале происходит более интенсивно (обжатие контактов, трещин), а потом замедляется. Высокие пластовые давления уменьшают эффективное давление и, следовательно, уменьшается  $V_p$  и  $V_S$ .

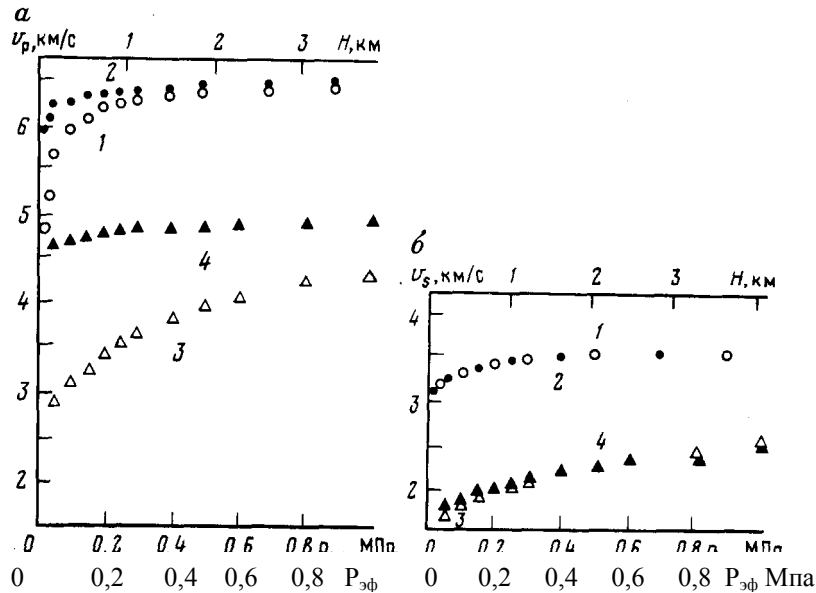


Рис. 3.2. Зависимость скоростей  $V_p$  (а) и  $V_s$  (б) от эффективного давления  $P_{эф}$  в сухом и водонасыщенном граните ( $K_n = 0,6 \%$ ) и известняке ( $K_n = 8,3 \%$ ) (по А. Нуру и Ж. Симмонсу): 1, 2 – гранит сухой и водонасыщенный; 3, 4 – известняк сухой и водонасыщенный

Поскольку параметры скелета не всегда известны, практическое применение нашли более простые соотношения, чем уравнение (3.2). Однако эти соотношения можно использовать только для определенного диапазона пористости. Для малопористых пород ( $k_n < 0,15$ ) связь скорости  $V_p$  с пористостью выражают с помощью уравнения среднего времени:

$$1/V = k_n/V_\phi + (1 - k_n)/V_T.$$



Для очень пористых пород – илов, торфа и т. п. ( $k_n > 0,5$ ), пренебрегая жесткостью скелета ( $G_{ск} = 0$ ), на основе формулы Вуда для сжимаемости двухкомпонентной среды

$$\bar{\beta} = k_n \beta_\phi + (1 - k_n) \beta_r \quad \text{имеем}$$

$$\bar{v}_p^2 = 1/\bar{\beta} \bar{\sigma} = \bar{k}/\bar{\sigma} = (k_n/k_\phi + (1 - k_n)/k_r)^{-1} \bar{\sigma}^{-1}.$$

Характерной особенностью данной среды является существование при определенных соотношениях параметров области сверхмалых скоростей, т. е.  $V_p < V_{p\phi} < V_{pr}$ . Обозначая  $q_r = 4G_r/3k_r$ , имеем

$$\bar{v}_p^2 = 1/\left[ \frac{k_n}{v_{p\phi}^2 \sigma_\phi} + \frac{(1 - k_n)(1 + q_r)}{v_{pr}^2 \sigma_r} \right] \bar{\sigma}. \quad (3.3)$$

Формулу Вуда можно использовать и для двухфазного заполнителя (газ – жидкость), определяя сжимаемость флюида по формуле

$$\beta_\phi = \beta_r s_r + (1 - s_r) \beta_{ж},$$

где  $0 \leq s_r \leq 1$  – газонасыщенность. Далее расчет проводят по одной из формул (3.2), (3.3). По экспериментальным данным, при замещении в песке газа водой резкое нарастание скорости  $V_p$  происходит только при  $s_r < 0,1$ . Следовательно, сравнительно небольшое количество газа может значительно уменьшить скорость  $V_p$  в водонасыщенной породе. При этом наблюдается также резкое возрастание коэффициента поглощения  $\alpha_p$ . Например, при сейсмических исследованиях на акваториях, там, где под дном встречаются погребенные торфяники и происходит выделение газа, отмечаются зоны аномально низких скоростей. Водонасыщение пористых сред вызывает возрастание коэффициента Пуассона.

### 3.1.6. Влияние температуры на упругие свойства горных пород

При отрицательных температурах замерзание воды, находящейся в порах, приводит к значительному увеличению скоростей  $V_p$  и  $V_s$ . Для обломочно-песчаных пород этот скачок выражен значительно резче, чем для глинистых, поскольку связанная вода замерзает постепенно по мере снижения температуры до  $-25$ – $-30^\circ\text{C}$  (см. рис. 3.3 а). В скальных породах также отмечается возрастание скоростей  $V_p$ ,  $V_s$  при замерзании воды в порах и трещинах (рис. 3.3 б).

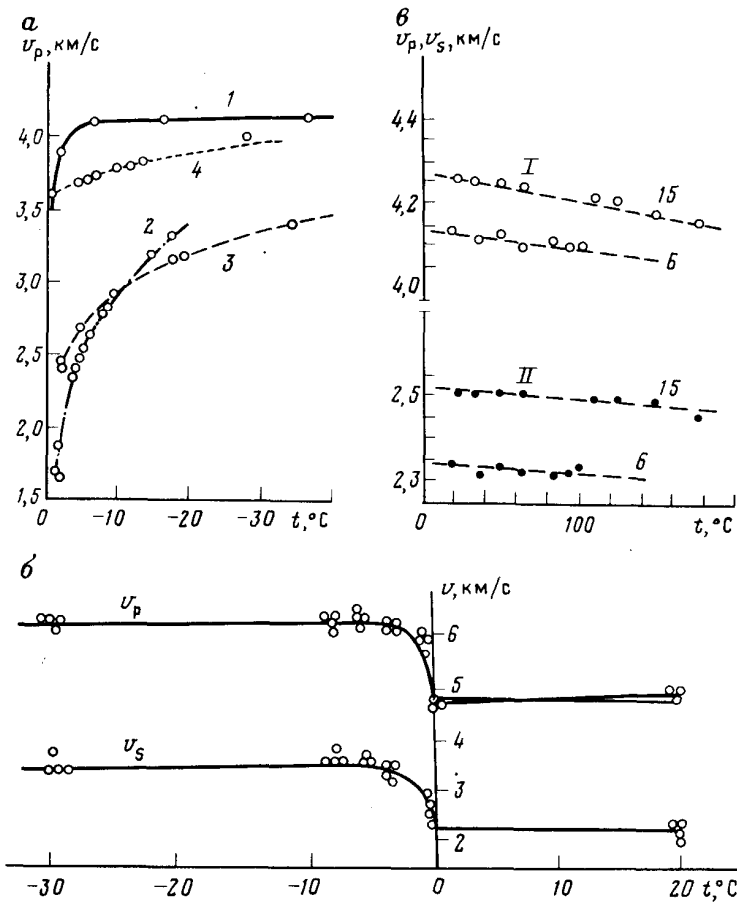


Рис. 12. Влияние изменений температуры на скорости упругих волн.

Рис. 3.3. Влияние изменений температуры на скорости упругих волн: *a* – при замораживании песка (1), глины (2), суглинка (3), льда (4) (пористость всех пород изменяется в пределах 39–44 %) (по Ю. Д. Зыкову); *б* – при замораживании гранита (по О. К. Воронкову); *в* – при нагревании песчаника; I –  $v_p$ ; II –  $v_s$ ; шифр кривых – всестороннее давление, МПа

Для оценки этого эффекта можно использовать формулу О. К. Воронкова:

$$(V_{p_{\text{мерз}}} - V_{p_{\text{вод}}}) / V_{p_{\text{мерз}}} = 0,73 - 0,11 V_{p_{\text{вод}}}$$

где  $V_{p_{\text{мерз}}}$ ,  $V_{p_{\text{вод}}}$  – скорости  $V_p$  (в км/с) в мерзлой и водонасыщенной породах соответственно.

При нагревании образца скальных горных пород до 80–100°C наблюдается небольшое уменьшение скоростей  $V_p$  и  $V_s$ , что объясняется неравномерным объемным тепловым расширением породообразующих минералов, приводящим к образованию микротрещин (рис. 3.3 в).

В заключение приведем данные о скоростях упругих волн в различных породах (табл. 3.1).

Таблица 3.1

Значения скоростей и их отношений в горных породах при различном состоянии

Состояние	Порода	$V_p$ , м/с	$V_s$ , м/с	$V_s/V_p$ , м/с
Неводонасыщенное	Почвенный слой	100–300	50–200	0,50–0,70
	Песок	200–700	100–400	0,50–0,70
	Супесь	250–600	100–300	0,45–0,60
	Суглинок	300–700	150–350	0,30–0,55
	Лесс	400–700	200–400	0,45–0,60
	Глина (включая коренную)	400–1800	100–700	0,10–0,35
	Галечник	400–800	250–500	0,65–0,70
	Песчаник	800–4000	500–2500	0,50–0,70
	Известняк	1000–4500	500–2800	0,50–0,65
Водонасыщенное	Гранит	1500–5000	800–3000	0,50–0,65
	Песок	1500–2000	150–300	0,07–0,20
	Супесь	1450–1800	120–280	0,07–0,15
	Суглинок	1500–1900	100–250	0,05–0,15
	Глина (включая коренную)	1800–2500	100–400	0,05–0,12
	Галечник	2000–2700	250–500	0,10–0,20
	Песчаник	1800–4500	500–2500	0,40–0,60
	Известняк	2000–5000	500–2800	0,35–0,55
	Гранит	2500–5500	800–3000	0,40–0,60

Состояние	Порода	$V_p$ , м/с	$V_s$ , м/с	$V_s/V_p$ , м/с
Влагонасыщенное при $t = -3$ °С	Галечник	3800–4800	2000–2600	0,50–0,60
	Песок	3400–4000	1800–2200	0,50–0,60
	Супесь	2800–3500	1500–1900	0,45–0,60
	Суглинок	2200–2800	1200–1500	0,40–0,55
	Глина	1900–2300	800–1200	0,40–0,50
	Песчаник	3600–5000	1900–2800	0,50–0,60
	Известняк	3800–5500	2000–3000	0,50–0,60
Гранит	4000–6000	2200–3200	0,50–0,60	

В таблице приведены основные сейсмические параметры грунтов, слагающих поверхность земной коры территории Российской Федерации.

### 3.2. Инженерно-геологические, водные и электромагнитные свойства горных пород

В электроразведке, широко применяющейся для решения различных инженерно-геологических и гидрогеологических задач, возможность изучения геологической среды основана на существовании количественных связей между литологией, физико-механическими и водными свойствами горных пород – с одной стороны, и их электромагнитными параметрами – с другой.

Выбор количественных геологических характеристик горных пород достаточно широк и неоднозначен. Например, количественную оценку литологии рыхлых песчано-глинистых и валунно-галечниковых пород  $L$  можно выразить через *номера градаций* от тяжелых глин ( $L = 1$ ) до валунов ( $L = 14$ ) (см. рис. 3.4 и табл. 3.2). Это объясняется тем, что в ряду пород глины – суглинки – супеси – пески – галечники – валуны с увеличением этих номеров градаций закономерно возрастает средний диаметр твердых частиц  $d_{cp}$ . Количественной характеристикой песчано-глинистых пород является *глинистость*  $G$ , т. е. процентный состав твердых частиц диаметром меньше 0,01 мм, или *число пластичности*  $П$ , которым определяется способность глинистых пород деформироваться при обводнении. С точки зрения электроразведки, важным физико-механическим свойством является *коэффициент общей пористости*  $k_n$ , равный отношению объема пор  $V_n$  к объему породы  $V$ , т. е.  $k_n = V_n/V$ . Основными водными свойствами являются: а) *активная пористость*, или *водоотдача*  $k_\mu$ , равная отношению объема свободной воды  $V_{своб}$  к общему объему породы ( $k_\mu = V_{своб}/V$ ); б) *коэффициенты водонасыщенности*  $k_B$  или влагонасыщенности  $k_{B,L}$  (для пород ниже и выше уровня подземных вод), характеризующиеся отношением объемов связанной  $V_{связ}$  и свободной воды к общему объему

пор ( $k_B = (V_{связ} + V_{своб}) / V_n$ ); в) коэффициент фильтрации  $k_f$ , которым определяется скорость фильтрации подземных вод в пористой породе; г) общая минерализация  $M$  (см. табл. 3.2).

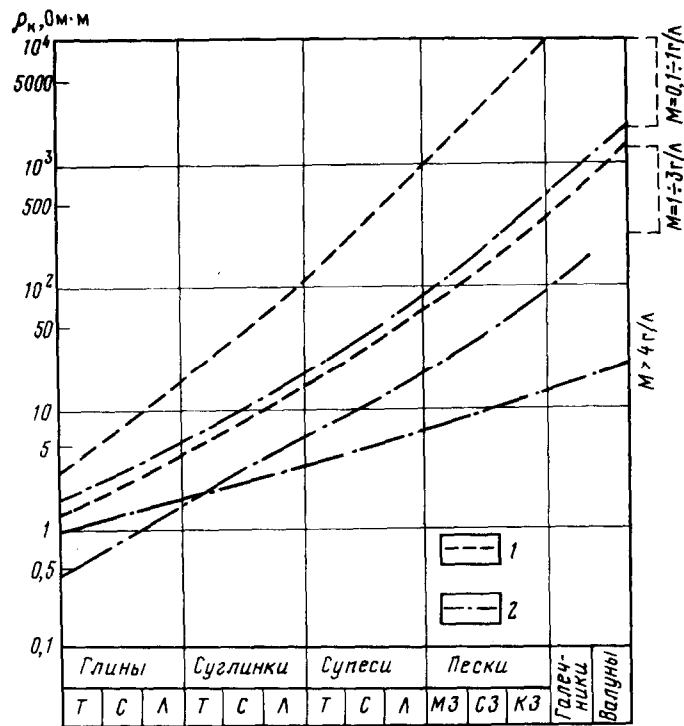


Рис. 3.4. Удельные электрические сопротивления рыхлых осадочных пород при разной минерализации подземных вод –  $M$ . Породы: 1 – с естественной влажностью; 2 – водоносные или водонасыщенные

Среди электромагнитных свойств основным является удельное электрическое сопротивление горных пород  $\rho$ . В поляризационных методах возникновение аномалий обусловлено также изменениями естественной  $\alpha$  и вызванной  $\eta$  поляризуемости. В методах электроразведки переменным током кроме  $\rho$  на структуру и интенсивность поля оказывают влияние диэлектрическая  $\epsilon$  и магнитная  $\mu$  проницаемости.



Таблица 3.2

Приближенные количественные связи некоторых инженерно-геологических  
и гидрогеологических параметров пород

Инженерно-геологические и гидрогеологические параметры	Глина			Суглинок			Супесь			Песок			Галечник	Валунны
	Т	С	Л	Т	С	Л	Т	С	Л	МЗ	СЗ	КЗ		
Л	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
$d_{ср}, мм$	$n \cdot 10^{-5}$	$n \cdot 10^{-4}$	$10^{-3}$	0,002–0,005	0,005–0,01	0,01–0,02	0,02–0,05	0,05–0,1	0,1–0,2	0,2–0,5	0,5–1	1–2	3–10	20–80
Г, %	≥ 65	≥ 50	≥ 40	≥ 30	≥ 20	≥ 15	15–20	12–15	10–12	10	5	0	0	0
П	25	20	17	17–13	13–10	10–7	7	4	1	0	0	0	0	0
$k_n, \%$	60	40	20	55	45	25	50	40	30	50	40	30	30	
$k_{\mu}, \%$	5			10			20			30			40	
$k_{\phi}, м/сут$	0,001			0,01			0,1			10			100	

Примечание. Т, С, Л – тяжелые, средние, легкие породы соответственно; МЗ, СЗ, КЗ – мелко-, средне-, крупнозернистые пески соответственно.





### 3.2.1. Параметры горизонтально-слоистых сред, изучаемые при гидрогеологических исследованиях

При гидрогеологических исследованиях слоистых сред используют следующие послойные и обобщенные *геофильтрационные параметры* [9, 8]: *поперечные гидравлические сопротивления* слабопроницаемых (водо-

упорных) пород ( $R_{Bi} = h_i / k_{\Phi i}$  и  $R_B = \sum_{i=1}^N R_{Bi}$ ); *продольные коэффициенты*

*водопродимости* водоносных пород ( $T_{vi} = h_i k_{\Phi i}$  и  $T_B = \sum_{i=1}^N T_{Bi}$ ); *средние*

*поперечные* ( $k_{\Phi n} = H/R_B$ ), *продольные* ( $k_{\Phi l} = T_B / H$ ) и *геометрические*

( $k_{\Phi cp} = \sqrt{k_{\Phi l} \cdot k_{\Phi n}} = \sqrt{T_B / R_B}$ ) *коэффициенты фильтрации толщи*.

*Коэффициенты геофильтрационной макроанизотропии*  
 $\lambda_B = \sqrt{k_{\Phi l} / k_{\Phi n}} = \sqrt{T_B R_B / H^2} = B_n / H$ , где  $B_n = \sqrt{T_B R_B}$  называют ко-

эффициентом перетекания. В приведенных формулах  $h_i$ ,  $H$  – мощности отдельного

пласта и пачки пластов ( $H = \sum_{i=1}^N h_i$ ; где  $N$  – число пластов в пачке).

Горизонтально-слоистые среды изучают электромагнитными зондированиями и прежде всего методом вертикальных электрических зондирований (ВЭЗ). Теоретически кажущееся сопротивление  $\rho_k$ , измеряемое методом ВЭЗ, как и большинством других методов зондирований, определяется сопротивлениями  $\rho_i$  и мощностями  $h_i$  слоев, которые слагают изучаемую слоистую среду. Однако теория и практика интерпретации ВЭЗ показывают, что  $\rho_k$  можно считать зависящим от следующих послойных и обобщенных параметров [9]: *продольных проводимостей* ( $S_i = h_i / \rho_i$  и

$S = \sum_{i=1}^N S_i$ ); *поперечных сопротивлений* ( $T_i = h_i \rho_i$  и  $T = \sum_{i=1}^{N-1} T_i$ ); *средних*

*продольных* ( $\rho_l = H/S$ ) *поперечных* ( $\rho_n = T/H$ ) и *геометрических*

( $\rho_{cp} = \sqrt{\rho_n \cdot \rho_l} = \sqrt{T/S}$ ) *удельных электрических сопротивлений толщи*;

*коэффициентов электрической макроанизотропии* ( $\lambda = \sqrt{\rho_n / \rho_l} = \frac{\sqrt{TS}}{H}$ ).

### 3.3. Электромагнитные свойства горных пород и их связи с физико-механическими и водными свойствами

Основными электромагнитными свойствами горных пород являются  $\rho$ ,  $\alpha$ ,  $\eta$ ,  $\varepsilon$  и  $\mu$ . Если их измеряют в малых объемах породы или в однородных средах, то называют истинными. Эти же свойства могут быть пластовыми, интервальными и средними, когда они характеризуют соответствующие элементы геологических сред (пласты, интервалы, толщи). Практически по всем названным параметрам геологические среды микро- или макроанизотропны, хотя часто этой анизотропией пренебрегают. Электрические и тепловые свойства и их связи с геологическими, инженерно-геологическими и гидрогеологическими свойствами сред рассмотрены в многочисленных публикациях [8, 9].

#### 3.3.1. Удельное электрическое сопротивление горных пород

Удельное электрическое сопротивление  $\rho$ , являясь наиболее универсальным электромагнитным свойством, изменяется в горных породах в широком интервале – от единиц до многих тысяч ом-метров. Для наиболее распространенных осадочных, изверженных и метаморфических горных пород в реальных условиях залегания (в массиве) оно зависит от минерального состава, физико-механических и водных свойств горных пород, а также от некоторых других факторов (температуры, глубины залегания, степени метаморфизма, техногенных воздействий и др.).

Удельное электрическое сопротивление минералов зависит от их внутрискристаллических связей. Для минералов-диэлектриков (кварц, слюды, полевые шпаты и т. д.) с преимущественно ковалентными связями характерны очень высокие сопротивления ( $10^{12}$ – $10^{16}$  Ом·м). Минералы-полупроводники (карбонаты, сульфаты, галоиды и т. п.) имеют ионные связи и характеризуются высокими сопротивлениями ( $10^4$ – $10^8$  Ом·м). Глинистые минералы (гидроslюды, монтмориллонит, каолинит и т. п.) обладают ионно-ковалентными связями и выделяются достаточно низкими сопротивлениями ( $< 10^4$  Ом·м). Для рудных минералов (самородные, некоторые оксиды) характерна электронная проводимость, и они очень хорошо проводят электрический ток ( $\rho < 1$  Ом·м). Первые две группы минералов составляют «жесткий» скелет большинства горных пород, глинистые минералы – «пластичный» скелет. Рудные минералы встречаются редко, и в инженерной геофизике их влиянием можно пренебречь. Характерно, что «пластичные» минералы способны адсорбировать связанную воду, а породы с «жесткими» минералами могут насыщаться лишь свободной водой.

Удельное электрическое сопротивление свободных подземных вод (гравитационных и капиллярных) изменяется от долей ом-метра при очень

высокой общей минерализации ( $M > 10$  г/л) до 1000 Ом·м при очень низкой минерализации ( $M \leq 0,01$  г/л) и может быть оценено по формуле

$$\rho_B \approx 8,4/M.$$

Химический состав растворенных в воде солей не играет существенной роли, поэтому, по данным электроразведки, можно судить лишь об общей минерализации подземных вод. Удельное электрическое сопротивление связанных подземных вод низкое и мало изменяется (от 1 до 10 Ом·м). Это объясняется достаточно постоянной их минерализацией (1–3 г/л) (см. рис. 3.4).

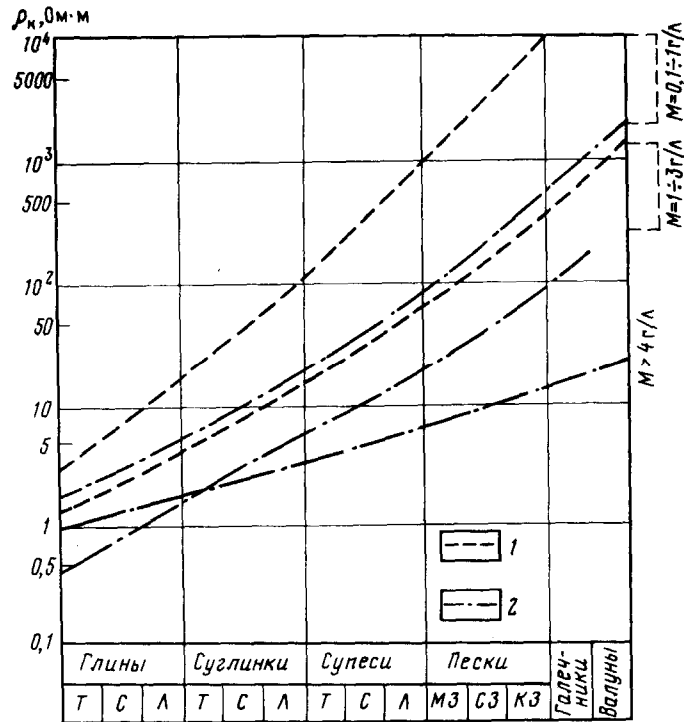


Рис. 3.4. Удельные электрические сопротивления рыхлых осадочных пород при разной минерализации подземных вод –  $M$ . Породы: 1 – с естественной влажностью; 2 – водоносные или водонасыщенные

Так как поровая влага (свободная и связанная) отличается значительно более низким удельным электрическим сопротивлением, чем жесткий минеральный скелет, сопротивление горной породы не зависит от его минерального состава. Наличие «пластичных» минералов, точнее, глинистость

породы, влияет на ее сопротивление значительно больше. В целом сопротивление породы зависит от тех факторов, которые увеличивают количество внутрипоровой влаги. Кроме глинистости, это такие физико-механические свойства, как средний диаметр твердых частиц породы, дисперсность, т. е. показатель неоднородности размеров частиц, пористость, трещиноватость, извилистость поровых каналов. На сопротивление оказывают влияние следующие водные свойства: коэффициенты влажности, водонасыщенности, водоотдачи, проницаемости, фильтрации и др.

Рассмотрим влияние перечисленных факторов на сопротивление основных групп горных пород. С увеличением температуры сопротивление горных пород плавно уменьшается (примерно в 2 раза при возрастании температуры на 40 °С). Это объясняется увеличением подвижности ионов. При замерзании сопротивление горных пород возрастает скачкообразно, так как свободная вода становится практически изолятором, а электропроводность определяется лишь связанной водой, которая замерзает при очень низких температурах (ниже -50 °С). Увеличение сопротивления в разных породах различно: в несколько раз оно увеличивается в глинах, до 10 раз в скальных породах, до 100 раз в суглинках и супесях, и до 1000 раз и более в песках и грубообломочных породах.

Глубина залегания, степень метаморфизма, структура и текстура породы влияют на сопротивление породы, изменяя коэффициент микроанизотропии  $\lambda = \sqrt{\rho_n / \rho_l}$  (где  $\rho_n$ ,  $\rho_l$  – сопротивление породы вкrest и вдоль

слоистости соответственно). Чаще всего  $\lambda$  изменяется от 1 до 1,5, достигая 2–3 у сильно рассланцованных пород. Общие закономерности изменения удельного электрического сопротивления рыхлых осадочных пород определяются влиянием литологии (глинистость), влажности (водонасыщенность) и минерализации подземных вод. Самым низким сопротивлением (1–10 Ом·м) обладают глины, что объясняется достаточно высокой пористостью ( $k_n > 0,2$ ), неравномерной водонасыщенностью ( $0,03 < k_B < 0,3$ ), а главное, высокой глинистостью ( $\Gamma > 0,4$ ), наличием большого количества связанной воды, электропроводность которой высока и слабо зависит от минерализации.

С уменьшением глинистости сопротивление суглинков, супесей и песков возрастает. Однако пористость всех этих пород мало различается, и поэтому их сопротивление зависит от водонасыщенности и минерализации подземных вод  $M$ . Приближенно сопротивление глин, суглинков, супесей и песков, насыщенных пресными водами ( $M < 1-2$  г/л), можно оценить по формуле

$$\rho_{пг} \approx 8,4 / \Gamma k_n k_B M.$$

При высокой минерализации подземных вод ( $M > 3-5$  г/л) этот параметр является определяющим для рыхлых пород.

Скальные (магматические и метаморфические) горные породы в ненарушенном состоянии характеризуются очень высоким сопротивлением (свыше  $10^3-10^5$  Ом·м). Сопротивление выветрелых и трещиноватых пород резко уменьшается за счет хорошей проводимости вторичных продуктов и водонасыщенности. Оно может составлять несколько сотен ом-метров, а при насыщении минерализованными водами и десятков ом-метров. У скальных осадочных горных пород сопротивление уменьшается от нескольких тысяч до первых десятков ом-метров с увеличением трещиноватости, закарстованности, глинистости, обводненности и минерализации подземных вод.

### 3.3.2. Другие электрические и тепловые свойства

С электрохимической, или естественной, поляризуемостью геологических сред  $\alpha$  в инженерной геофизике приходится сталкиваться при изучении естественных постоянных электрических полей диффузионно-адсорбционной и фильтрационной природы. Она характеризует способность твердых частиц адсорбировать на своей поверхности или в капиллярах ионы одного знака и выносить по движению потока воды ионы другого знака. Электрохимическая активность изменяется от 10–15 мВ в чистых песках, близка к нулю в скальных породах и возрастает до 20–45 мВ в глинах. В целом она зависит от минерального состава пород, глинистости, дисперсности, извилистости и диаметра поровых каналов, пористости, проницаемости, влажности, химического (качественного и количественного) состава подземных вод.

Поляризуемость  $\eta$ , т. е. способность пород накапливать заряды при пропускании постоянного или низкочастотного (до 10 Гц) тока, чаще всего определяют по формуле  $\eta = (\Delta U_{ВП} / \Delta U_{ПР}) 100 \%$ , где  $\Delta U_{ВП}$ ,  $\Delta U_{ПР}$  – разности потенциалов в питающей цепи во время пропускания постоянного тока и через 0,5 с после его отключения. Поляризуемость скальных осадочных пород не превышает 1–2 %, магматических и метаморфических двух – пяти процентов. В рыхлых осадочных породах она изменяется от 1 до 15 % в зависимости от пористости, глинистости, извилистости поровых каналов, водонасыщенности, минерализации подземных вод, а также засоленности почвогрунтов.

Диэлектрическая проницаемость  $\epsilon$  горных пород зависит от диэлектрической проницаемости твердой фазы и заполнителя пор. Для большинства породообразующих минералов относительная диэлектрическая проницаемость  $\epsilon_{отн}$  изменяется от 2 до 11, достигая у некоторых оксидов и сульфидов 20 и более. Воздушно-газовый заполнитель имеет минималь-

ную ( $\epsilon_{\text{отн}} = 1$ ), а водный – максимальную ( $\epsilon_{\text{отн}} = 80$  при 18 °С) диэлектрическую проницаемость. Поэтому в рыхлых осадочных породах  $\epsilon_{\text{отн}}$  изменяется от 2,5 до 40 в зависимости от пористости и водонасыщенности. В магматических породах  $\epsilon_{\text{отн}}$  варьирует в пределах 6–12, а в метаморфических – от 4 до 17.

*Магнитная проницаемость  $\mu$*  большинства горных пород и руд близка к проницаемости свободного пространства. Лишь у ферромагнетиков она может превышать ее в 2–10 раз.

Кратко рассмотрим тепловые свойства горных пород. *Теплопроводность  $\lambda_T$  горных пород* зависит от теплопроводности минерального скелета и заполнителя пор. Высокой теплопроводностью обладают рудные минералы (до 40 Вт/(м·°С)), для остальных породообразующих минералов она изменяется от 2 до 15 Вт/(м·°С). Для воды и льда  $\lambda_T$  составляет соответственно 0,6 и 2,2, а для воздуха около 0,02 Вт/(м·°С). В целом теплопроводность магматических, метаморфических, скальных и рыхлых осадочных пород изменяется в пределах 1,5–2,5; 2–5; 2–3,5; 1–2 Вт/(м·°С) соответственно.

*Удельная теплоемкость  $C$*  горных пород сравнительно постоянна, возрастает с увеличением водонасыщенности от 500 до 1500 Дж/кг·град.

*Температуропроводность ( $a = \lambda_T / C \cdot \sigma$ , где  $\sigma$  – плотность)* горных пород изменяется в пределах  $(5-15) \cdot 10^{-7}$  м<sup>2</sup>/с.

*Тепловой инерцией  $Q = \sqrt{\lambda_T G \sigma}$* , используемой при аэрокосмических тепловых съемках, определяется способность геологических сред реагировать на периодический нагрев (например, вследствие суточного изменения солнечной активности). Значение  $Q$  минимально для сухих почв, торфа (до 500 Дж/м<sup>2</sup> · с<sup>1/2</sup>·К, где К – градусы Кельвина). Для рыхлых осадочных пород  $Q$  возрастает от 500 до 2000, а для скальных осадочных и изверженных пород изменяется в пределах от 1000 до 2500 Дж/ м<sup>2</sup> · с<sup>1/2</sup>·К. Для воды (океаны, моря, озера) тепловая инерция максимальна (10000 Дж/ м<sup>2</sup> · с<sup>1/2</sup>·К). Водонасыщенность является основным фактором, увеличивающим тепловую инерцию горных пород.

### 3.4. Тепловые свойства горных пород

Термометрические методы основаны на изучении распространения в горных породах естественных и искусственных тепловых полей. Интенсивность и распространение тепловых полей зависят от термических свойств, геометрических форм и размеров исследуемых сред.

*Термические свойства горных пород* характеризуются теплопроводностью, или удельным тепловым сопротивлением, тепловой анизотропией, удельной теплоемкостью и температуропроводностью.

*Теплопроводность  $\lambda$*  характеризует свойство среды передавать тепловую энергию ее молекул и в СИ измеряется в ваттах на метр-кельвин – Вт/(м·К). *Удельное тепловое сопротивление  $\xi$*  – величина, обратная теплопроводности ( $\xi = 1/\lambda$ ), и имеет размерность метр-кельвин, деленный на ватт – (м·К)/Вт. Для различных горных пород и полезных ископаемых  $\xi$  варьирует в широких пределах (от тысячных долей до десятков (м·К)/Вт).

*Удельная теплоемкость  $C_p$*  характеризует свойство среды изменять свою температуру и измеряется в джоулях на килограмм-кельвин – Дж/(кг·К). Величина  $C_p$  для большинства горных пород варьирует в пределах 580–2090 Дж/(кг·К) и возрастает с увеличением влажности.

*Температуропроводность  $a$*  характеризует теплоинерционные свойства горных пород, имеет размерность квадратный метр на секунду (м<sup>2</sup>/с) и выражает изменение температуры в единице объема среды за единицу времени. По температуропроводности горные породы различаются более чем в 100 раз.

Распределение естественного теплового поля в горных породах обусловлено, в основном, удельным тепловым сопротивлением. Изучение геологических разрезов термометрическим методом основано на дифференциации горных пород по термическим свойствам, а тепловая анизотропия горных пород позволяет решать и тектонические задачи. Тепловые потоки, наблюдаемые у земной поверхности, в основном создаются энергией естественных радиоактивных превращений, солнечной радиацией и энергией, освобождающейся при различных физико-химических процессах. В поверхностных слоях земной коры наблюдается суточная и годовая периодичность колебаний температуры. Эти колебания подчиняются соответствующим законам, и их амплитуда затухает с глубиной. Слои, в которых амплитуды суточных и годовых колебаний практически равны нулю, называют слоями постоянных суточных и годовых температур. Глубина залегания слоя постоянной суточной температуры не превышает 2 м.

Слой постоянной годовой температуры  $t_T$  называют нейтральным слоем. На большей части территории России он залегает на глубине от 10 до 40 м, а для европейской части – 25 м. Ниже нейтрального слоя повсеместно наблюдается закономерное увеличение температуры с глубиной. Интенсивность возрастания температур характеризуется величиной *геотермического градиента  $\Gamma = q\xi$* , где  $q$  – плотность теплового потока. Величину, обратную геотермическому градиенту, называют геотермической ступенью:

$$G = 1/q\xi, q = \Gamma/\xi = 1/\xi G.$$

В условиях достаточно однородного разреза температура с глубиной изменяется по линейному закону  $t_n = t_r + GH = t_r + H/G$ , где  $t_r$  – температура на глубине нейтрального слоя,  $H$  – глубина, отсчитываемая от нейтрального слоя.

### 3.5. Магнитные свойства горных пород

Как известно, любое вещество, помещенное в магнитное поле, намагничивается. При этом в веществе появляется внутреннее магнитное поле, которое накладывается на внешнее. Единица *намагниченности* не имеет собственного наименования, в СИ она выражается в амперах, деленных на метр (А/м). Сумму напряженного намагничивающего и внутреннего полей называют *магнитной индукцией*  $B = H + J$ , где  $H$  – напряженность намагничивающего (внешнего) поля,  $J$  – намагниченность вещества. Намагниченность выражают уравнением  $J = \kappa H = \sigma \kappa_L H$ , где  $\sigma$  – плотность вещества;  $\kappa_L$  – удельная магнитная восприимчивость;  $\kappa$  (*каппа*) – магнитная восприимчивость вещества. *Магнитной восприимчивостью*  $\kappa$  называют коэффициент пропорциональности между  $J$  и  $H$ , или способность к намагничиванию под влиянием внешнего поля.

С современной точки зрения, правильнее назвать суммарное магнитное поле внутри намагниченного тела не магнитной индукцией, а эффективной напряженностью магнитного поля в данной среде. Однако неверное наименование, возникшее тогда, когда магнитным зарядам приписывали реальное существование, является общепринятым и в настоящее время. Магнитная проницаемость среды и магнитная восприимчивость связаны соотношением  $\mu = 1 + \kappa$ .

Намагниченность тел, исчезающую с прекращением действия поля  $H$ , называют *индукционной намагниченностью*  $J_i$ , а остающуюся – *остаточной намагниченностью*  $J_r$ . Остаточная намагниченность может быть обусловлена древним или современным магнитным полем, изменением температуры при постоянном магнитном поле, минеральными изменениями и другими причинами.

По магнитным свойствам минералы делятся на диамагнитные, парамагнитные и ферромагнитные. Ферромагнитные вещества выделяются по высоким значениям  $\kappa$  (магнетит, гематит, пирротин и др.). Наибольшее влияние на магнитную восприимчивость большинства горных пород оказывает присутствие в них ферромагнитных минералов, а также особенности их химического состава, размер зерен, структура, текстура и др.

Горные породы принято разделять по значению магнитной восприимчивости следующим образом: практически немагнитные до  $30 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ, очень слабомагнитные  $(30-100) \cdot 10^{-5}$  ед. СИ; слабомагнитные  $(100-1000) \cdot 10^{-5}$  ед. СИ; магнитные  $(1000-5000) \cdot 10^{-5}$  ед. СИ; сильномагнитные –



свыше  $50000 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ. Наиболее низкой магнитной восприимчивостью характеризуются доломиты, известняки, гипс, ангидрит и каменная соль. Несколько выше, но также очень низкая магнитная восприимчивость –  $(10-30) \cdot 10^{-5}$  ед. СИ – у аргиллитов, глин, алевролитов, глинистых сланцев, песчаников. Следует отметить, что на участках тектонических нарушений и в областях дезинтеграции пород магнитная восприимчивость увеличивается или (реже) уменьшается.

### 3.6. Плотность горных пород. Гравиметрия

*Плотностью*  $\sigma$  любого вещества называют отношение массы вещества  $m$  к ее объему  $V$  ( $\sigma = m / V$ ). Горные породы, как правило, неоднородны и состоят из твердой, жидкой и газообразной фаз вещества. Поэтому плотностью горной породы называют отношение массы вещества всех фаз, присущих данной породе в условиях естественного залегания, к объему, занимаемому веществом этих фаз, т. е.

$$\sigma = (m_1 + m_2 + m_3) / (V_1 + V_2 + V_3) = m / V,$$

где  $m_1, m_2, m_3, V_1, V_2, V_3$  – массы и объемы твердой, жидкой и газообразной фаз соответственно,  $m, V$  – суммарные масса и объем всех фаз горной породы. Отношение массы твердой фазы вещества к ее объему ( $\sigma_{min} = m_1 / V_1$ ) называют минеральной плотностью. Плотность горных пород тесно связана с различными физико-геологическими факторами, определяющими состав и структуру минерального скелета породы, а также пористость.

*Пористостью* горной породы называют отношение объема пор ко всему объему породы. Обычно пористость  $k_{п}$  выражают в процентах или долях единицы. Если известны минеральная плотность и пористость, то можно определить объемную плотность породы:  $\sigma = \sigma_{min}(1 - k_{п})$ . Кроме пористости, на плотность существенное влияние оказывает влажность пород. Изменение весовой влажности на каждые 10 % приводит к увеличению плотности в среднем на  $0,10-0,25$  г/см<sup>3</sup>. При средних значениях минеральной плотности обломочных пород  $2,65$  г/см<sup>3</sup> и пористости 40 % плотность в зависимости от влажности может изменяться от  $1,6$  до  $2,2$  г/см<sup>3</sup>. Плотность горных пород изменяется в диапазоне  $1,6-3,5$  г/см<sup>3</sup> и является основным физическим свойством, определяющим особенности гравитационного поля Земли (поля силы тяжести), на изучении которого основан метод гравиразведки [9].

Гравитационные аномалии могут наблюдаться лишь в случае, когда горные породы, слагающие район исследований, различаются по плотности и границы пород с различной плотностью не являются горизонтальными. В табл. 3.3, 3.4 приведены значения пористости и плотности горных пород, наиболее часто встречающихся при инженерных изысканиях.

Таблица 3.3

## Пористость и плотность осадочных пород

Порода	Кп, %	Плотность, г/см <sup>3</sup>
Почва	23–70	1,4–2,4
Глина, аргилит	1–63	1,6–2,8
Песок, алевролит	2–42	2,0–2,4
Песчаники	2–55	2,1–2,8
Мергель	2–31	2,0–2,6
Известняк, доломит	2–40	2,1–2,9
Мел	17–43	1,8–2,6
Гидрохимическая (гипс, ангидрит, галит)	0–5	2,1–3,0

Таблица 3.4

## Плотность магматических и метаморфических пород

Порода	Плотность · 10 <sup>3</sup> кг/м <sup>3</sup>	
	средняя	пределы изменения
Гранит, гранитогнейс	2,65	2,4–2,8
Диабаз, габбро	2,9	2,7–3,3
Базальт	3,0	2,6–3,3
Ультраосновная	3,2	2,8–3,6
Кварцит	2,7	2,5–2,8
Мрамор	2,7	2,3–3,0
Сланец слюдястый	2,6	2,5–2,8

Как видно из таблицы 3.3, пористость одной и той же осадочной породы (за исключением гидрохимических осадков) изменяется в широких пределах, и поэтому нельзя говорить о какой-то средней пористости для конкретной осадочной породы. В связи с этим и средняя плотность осадочной породы – величина весьма условная. Обнаруживается корреляционная связь между плотностными и скоростными характеристиками пород. Скорости распространения упругих волн обычно возрастают с увеличением плотности, при этом скорость в обводненных породах выше по сравнению со скоростью в «сухих» породах при одной и той же пористости последних. Корреляционной связи между плотностными и магнитными характеристиками не обнаружено.

#### 4. МОДИФИКАЦИИ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ, ПРИМЕНЯЕМЫЕ В МАЛОГЛУБИННОЙ ГЕОФИЗИКЕ

##### 4.1. Сейсмические наземные работы методом преломленных волн

Основным видом наземных сейсмических исследований является продольное профилирование. В зависимости от решаемых задач наблюдения проводят по отдельным профилям или по системе пересекающихся профилей (площадная съемка). Профили стремятся располагать вдоль элементов рельефа. Как правило, для прослеживания преломляющей границы необходимо получить встречные и нагоняющие годографы вдоль всего профиля. Если прослеживается несколько границ, то часто система наблюдений является полной для самой глубокой (опорной) границы, а другие границы изучают по неполным системам. Это позволяет использовать интерполяционные приемы для повышения точности интерпретации [1, 9].

Для изучения азимутальной изменчивости граничных скоростей используют системы из нескольких пересекающихся профилей («звездочки»), а также сочетание продольного и непродольного профилирования. Последнее применяют также при изучении узких погребенных и современных долин, когда из-за рельефных условий нельзя выйти за пределы мертвой зоны для регистрации головной волны. При использовании легких переносных одно-трехканальных станций можно применять упрощенные системы наблюдений, позволяющие быстро выявлять интересующие аномалии. Такой системой является профилирование на одной или двух постоянных базах (аналог профилирования в электроразведке). Установку приемник – источник или перемещают вдоль профиля, или вращают на одной точке с равным угловым шагом по азимуту (круговое зондирование) для изучения азимутальной анизотропии. Другая тенденция заключается в использовании многократных систем, аналогичных системам МОГТ. Для преломленных волн в этом случае говорят об *общей глубинной площадке* (ОГП), а не о точке. Отметим, что годограф ОГП (координату  $x$  отсчитывают от центра установки) не зависит от наклона границы и позволяет находить граничную скорость.

Проблемным является выбор шага сейсмоприемника по профилю  $\Delta x$ , поскольку надо учитывать как требование детальности (уменьшение  $\Delta x$ ), так и производительности работ (увеличение  $\Delta x$ ). Для удобства значение  $\Delta x$  выбирают кратным 10. Значения  $\Delta x$  обычно составляют 1–2,5 м при изучении глубин до 30–40 м, а также при детализации изучаемых объектов. При глубинах изучения 50–100 м и более шаг  $\Delta x$  составляет 5–10 м. Наблюдения с одноканальной станцией и ручным ударным возбуждением часто выполняют по методу «обращенного годографа»: перемещают источник при неподвижном приемнике.

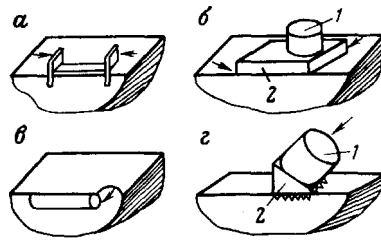


Рис. 4.1. Устройства для возбуждения SH-волн: *а* – скоба; *б* – брус (*1* – груз, *2* – деревянный брус); *в* – бревно; *г* – подставка с бороной: (*1* – взрывная камера пневматической или газовой пушки, *2* – подставка с бороной для передачи импульса); стрелками показано направление воздействия

*Системы возбуждения и регистрации* определяются типом используемых волн. Для получения Р-волны применяют систему Z-Z: вертикальный удар, взрыв и вертикальный сейсмоприемник. Для записи обменных PS-волн указанную систему дополняют горизонтальными сейсмоприемниками, направленными вдоль профиля (Z-X). Для регистрации поперечных SH-волн используют систему Y-Y: горизонтальные сейсмоприемники ориентированы перпендикулярно к профилю. Также ориентировано ударное воздействие. Удары, имеющие горизонтальную составляющую, возбуждают с помощью простейших устройств, приведенных на рис. 4.1.

#### 4.2. Методика наземных наблюдений методом отраженных волн

Метод отраженных волн (МОВ) еще не нашел широкого применения в инженерной сейсморазведке, несмотря на его определенные преимущества перед МПВ в отношении разрешающей способности, точности определения глубин, возможности проследивать пласты с пониженной скоростью упругих волн. Основные трудности использования МОВ связаны с: 1) необходимостью перехода на более высокие частоты, чему препятствует их высокое поглощение в зоне малых скоростей (ЗМС); 2) необходимостью подавления волн-помех вблизи пункта взрыва (ПВ).

Использование современных цифровых сейсмостанций с накоплением позволяет перейти к регистрации отраженных волн, приходящих с малых глубин. Для этого применяют многократное перекрытие (до 12), уменьшенный шаг  $\Delta x = 2-5$  м, выносные ПВ, невзрывные источники [1, 2]. В ряде случаев удается проследивать отражения в закритической области ( $x > x_H$ ). Если отражение уверенно идентифицируется визуально, то применяют профилирование на постоянной базе, что значительно упрощает методику работ.

Есть примеры проведения работ МОВ на поперечных SH-волнах по системе  $Y-Y$ , когда покрывающая толща представлена рыхлыми водонасыщенными отложениями. Эти работы эффективнее по сравнению с работами на продольных волнах, так как наблюдается большая дифференциация разреза по скоростям  $V_S$  и значительное (в 1,3–1,5 раз) уменьшение длины применяемых волн. При использовании отраженных поперечных SH-волн основной помехой являются поверхностные волны Лява. Для их подавления целесообразно располагать сейсмические профили на участках поверхностного залегания слоя с большей скоростью (относительно нижележащих пород). С этой целью можно также использовать зимнее промерзание поверхностного слоя.

#### 4.3. Сейсмические наблюдения в горных выработках

Сейсмические наблюдения в горных выработках включают в себя следующие виды работ: профилирование в пологих выработках (штольнях); просвечивание между штольнями и из штольни на поверхность; вертикальное сейсмическое профилирование (ВСП) в разных модификациях (продольное, непродольное); межскважинное просвечивание; просвечивание скважина – штольня и др.

При наблюдениях в штольнях чаще всего используют продольное профилирование с применением встречных и нагоняющих систем. Шаг  $\Delta x$  составляет 1–2 м, так как регистрируют колебания частотой 100–500 Гц. Наиболее употребительными являются схемы  $Z-Z$  и  $Y-Y$ , нередко используют также схему  $Z-X$ . При этом колебания возбуждают с помощью взрывов небольших зарядов ВВ или ударами. Если стенки выработки сложены скальными породами, то сейсмоприемники рекомендуется размещать в шпурах глубиной 10–15 см с последующим их креплением. Иногда для крепления сейсмоприемников используют глину или алебастр.

Методика сейсмического просвечивания основана на предположении о прямолинейности луча источник – приемник. В соответствии с этим сейсмоприемник располагают вдоль или перпендикулярно к сейсмическому лучу для приема Р- или S-волн соответственно. Место расположения источника и приемника выбирают так, чтобы обеспечить максимальную концентрацию сейсмических лучей в интересующей зоне массива. Материалы сейсмического просвечивания не дают достаточной информации о краевых частях изучаемого массива. Поэтому часто сейсмическое просвечивание сочетают с профилированием в штольнях и ВСП, что позволяет получить наиболее полные данные о строении массива.

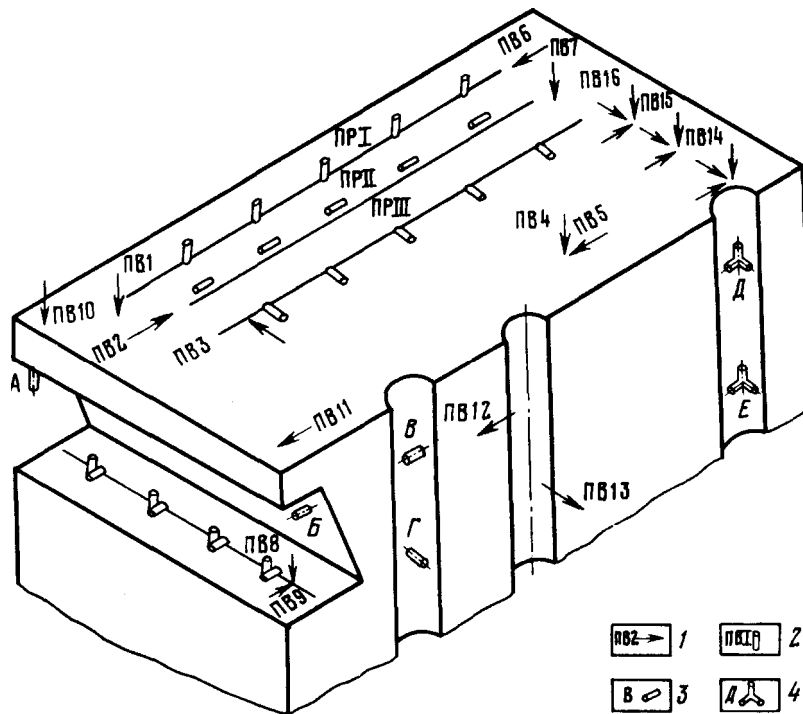


Рис. 4.2. Схемы проведения различных видов сейсмических работ [9]: наземное продольное профилирование по схемам Z-Z (ПР I, ПВ 1), Y-X (ПР II, ПВ 2), Y-Y (ПР III, ПВ 3), X-Z (ПР I, ПВ 6) и Z-X (ПР II, ПВ 7); наземное поперечное профилирование по схемам Z-Z (ПР I, ПВ 4) и Y-Y (ПР II, ПВ 5); продольное профилирование в горной выработке по схемам Z-Z и Y-Y (ПР IV, ПВ 8 и ПВ 9); просвечивание между горной выработкой и поверхностью на продольных (сейсмоприемник А, ПВ 10) и поперечных волнах (сейсмоприемник Г, ПВ 11); просвечивание между скважинами на продольных (сейсмоприемник В, ПВ 12) и поперечных волнах (сейсмоприемник Г, ПВ 13); вертикальное сейсмическое профилирование с использованием трехкомпонентных установок Д и Е (ПВ 14–ПВ 16); 1 – пункты возбуждения колебаний с соответствующим направлением воздействия; 2 – профили сейсмических наблюдений с ориентированными сейсмоприемниками; 3 – одиночные сейсмоприемники; 4 – трехкомпонентные установки

Соответственно ориентируют и приемники в скважине (см. рис. 4.2). Пункты возбуждения колебаний располагают на профиле, проходящем через ее устье. При детальными работами пункты возбуждения размещают по двум профилям и более, ориентированным по различным направлениям. При изучении сухих скважин ВСП часто проводят по обращенной схеме: сейсмоприемники находятся на поверхности, а источник колебаний перемещают вдоль ствола скважины.

#### 4.4. Акустические и ультразвуковые исследования

Акустические и ультразвуковые исследования применяют для профилирования в горных выработках, просвечивания и каротажа. Кроме этого, ультразвуковые измерения проводят на образцах пород. При изучении скальных массивов чаще всего используют акустический и ультразвуковой каротаж, профилирование по стенкам горных выработок, а также ультразвуковые наблюдения в шпурах – неглубоких скважинах (до 4–6 м), специально пробуренных в стенках горных выработок. Диаметр шпуров 50–60 мм. Для профилирования вдоль шпуров и просвечивания между ними используют многоканальные шпуровые зонды с шагом 10 см. В качестве источника и приемника колебаний применяют пьезопреобразователи.

При изучении песчано-глинистых пород ультразвуковые методы используют для измерений в шурфах, котлованах, канавах и т. д., а также для каротажа. Во всех случаях, когда это возможно, измерения ведут при совместном использовании просвечивания и профилирования. С помощью просвечивания удается получить наиболее надежные данные о скорости продольных волн. Профилирование используют для определения скорости волн Рэлея и последующего расчета скорости поперечных волн. Наибольшие трудности тут связаны с обеспечением надежного контакта датчик – порода, так как сильный его прижим может изменить свойства породы [9].

Для проведения просвечивания в стенке шурфа или котлована вырезают специальные гнезда или канавки, куда помещают датчик и приемник. База измерений составляет обычно 10–15 см. Профилирование проводят на хорошо зачищенных площадках с шагом 1–2 см. Применение профилирования для определения скорости продольных или поперечных волн часто затрудняется наличием воздушной звуковой волны, скорость которой может быть близка к скоростям  $V_p$  или  $V_s$  в песчано-глинистых породах.

Каротажные наблюдения проводят с применением трех- или пятиэлементного зонда с расстоянием между соседними датчиками от 5 до 10 см. По возможности используют встречные системы наблюдений с попере-

менным выполнением крайними элементами функций датчика и приемника. Ультразвуковые измерения на образцах проводят, главным образом, с помощью просвечивания. При исследовании скальных или песчано-глинистых пород в мерзлом состоянии широко используют также методику продольного и кругового профилирования. При изучении образцов правильной формы (стержни) можно использовать резонансный метод, позволяющий изучать как упругие параметры, так и декремент поглощения упругих волн.

#### 4.5. Высокоточная магнитная съемка в модификации градиентометрии

Вначале остановимся на понятии градиента аномалии геомагнитного поля. В математике градиентом дифференцируемой скалярной функции

$\varphi(x, y, z)$ , называется вектор  $\text{grad } \varphi = \frac{\partial \varphi}{\partial x} i + \frac{\partial \varphi}{\partial y} j + \frac{\partial \varphi}{\partial z} k$ , где  $i, j, k$  –

единичные векторы по осям прямоугольных координат [7]. Этот вектор в каждой точке имеет направление быстрой увеличения  $\varphi$ . Иногда градиент обозначают как  $\nabla \varphi$ , где  $\nabla$  – дифференциальный оператор Гамильтона, а именно:

$\nabla = i \frac{\partial}{\partial x} + j \frac{\partial}{\partial y} + k \frac{\partial}{\partial z}$ , т. е. градиент является символическим вектором. Поле векторов  $\text{grad } \varphi$  называется потенциальным, а скалярная функция  $\varphi$  потенциальной или просто потенциалом. Известно, что в той части пространства, где отсутствуют источники электродвижущих сил и токи, ими порождаемые, соответствующую часть главного магнитного поля Земли можно считать потенциальной. Магниторазведка изучает именно эту, потенциальную, часть поля, т. е. вектор напряженности (или индукции) здесь можно считать градиентом (с обратным знаком, так как градиент и напряженность направлены противоположно) так называемого скалярного магнитного потенциала. Очевидно, что математическое определение градиента неприменимо напрямую к вычислению градиентов геомагнитного поля, так как оно является не скалярным, а векторным. Однако, если геомагнитное поле (в т. ч. аномальное) представить в виде числовых значений векторов (т. е. в скалярном виде), то появится возможность определения его градиентов, а также их составляющих по различным направлениям. Для этого геомагнитное поле, выраженное скалярно, должно, в свою очередь, обладать свойством потенциала (потенциальной функции), что имеет место в действительности. Но, как оказалось, не все так просто. Г. П. Тафеев [7], исследовав математически наиболее часто измеряемую (или вычисляемую) в аномальном поле величину  $\Delta T = \Delta |T|$ , где  $T$  – вектор



полного значения поля, обнаружил, что в общем случае  $\Delta T$  не является потенциальной функцией. Однако, если аномальное поле значительно слабее нормального, то функцию  $\Delta T$  можно считать потенциальной и производить с ней необходимые вычисления (в т. ч. градиентов). Указанное обстоятельство связано с тем, что  $\Delta T = \Delta |T| \neq |\Delta T|$  (приращение модуля полного вектора поля не равно обладающему свойством потенциальной функции модулю приращения полного вектора).

Изображать градиенты в виде векторов в магниторазведке не принято (как, впрочем, и магнитное поле, за исключением измерений в скважинах, а также в отдельных наземных и воздушных измерениях). «Векторная» магниторазведка, к сожалению, ушла в прошлое, а попытки ее возродить на новой аппаратной основе широкого распространения не получили. В магниторазведке большинство авторов оперируют термином градиент не в его строгом математическом смысле, а в приближенном значении. В литературе отмечается выгодность использования во многих случаях градиента напряженности поля и дается приближенное определение градиента  $Z_a$  по горизонтали в интервале  $\Delta x$  в виде разности значений  $Z_a$  в двух точках, находящихся на расстоянии  $\Delta x$ . Сказано также, что таким приемом можно найти градиент  $Z_a$  (или  $\Delta T$ ) по вертикали. В этом определении отсутствуют требования к величине расстояния между упомянутыми двумя точками, а также необходимости отнести разность значений поля к единице расстояния. В работе [7] излагается способ высших производных А. А. Логачева, согласно которому количественные расчеты при интерпретации сложных аномалий целесообразно выполнять по кривым градиентов (горизонталь-

ного  $\frac{dZ_a}{dx} \Delta x$  и вертикального  $\frac{dZ_a}{dh} \Delta h$ , где  $h$  – высота) и вторых производных (например,  $\frac{d^2 Z_a}{dx dh} \Delta x \Delta h$  и др.). Согласно такому определению,

под градиентом понимается разность значений поля в тех же двух точках без указания, как близко друг к другу они должны быть расположены. Имеется более точное определение градиента в виде

$$\frac{\Delta T}{\Delta r} = \lim_{\Delta r \rightarrow 0} \frac{T_r - T_{r+\Delta r}}{\Delta r} = \frac{dT}{dr},$$

где  $\Delta T$  – разность значений поля на расстоянии  $\Delta r$  между датчиками измерительного прибора (так называемая

база),  $r$  – расстояние до источника аномалии.  $\frac{dT}{dr}$  – это производная или

градиент в направлении  $r$ , а требование  $\Delta r \rightarrow 0$  определяет математические условия, при которых  $\Delta r$  является малым по отношению к  $r$ . Практи-

чески установлено, что если  $\Delta r$  составляет  $0,1 r$  или  $0,2 r$ , то этого вполне достаточно для получения удовлетворительных результатов. К подобному выводу пришли и некоторые специалисты США [7].

Обобщая названные выше, а также ряд других практических представлений по определению градиентов магнитного поля в магниторазведке, можно отметить, что под градиентом магнитного поля понимается разность скалярных значений напряженности (или индукции) магнитного поля в двух близко расположенных точках пространства, деленная на расстояние между этими точками (т. е. изменение поля на единицу расстояния). Официально утвержденной единицы измерения градиента геомагнитного поля нет, однако, если пользоваться СИ, то градиент магнитного поля должен выражаться в  $A/m^2$  для напряженности магнитного поля и в  $Tл/м$  для магнитной индукции. На практике используют долевую единицу нТл/м. Измерительная аппаратура в магниторазведке прокалибрована в единицах магнитной индукции, а численная интерпретация аномалий построена на напряженности магнитного поля.

Как известно, в СИ напряженность магнитного поля  $H = B / \mu_0 - J$ , где  $B$  – магнитная индукция,  $J$  – намагниченность,  $\mu_0$  – магнитная постоянная. Измерения поля в магниторазведке производятся вне намагниченных тел, т. е. там, где  $J = 0$  (это относится также к скважинной магниторазведке, так как измерения осуществляются в полости скважины), для этих условий  $B = \mu_0 H$ . Отсюда следует, что приемы вычисления и измерения градиентов практически одинаково применимы для обоих полей, выраженных скалярно.

Как было сказано выше, векторы градиентов формируются на основе скалярного поля. Во избежание недоразумений, отметим, что в математике существуют редко упоминаемые понятия градиента векторного поля и градиента одного вектора по другому вектору. В магниторазведке пока не возникла надобность в использовании этих понятий, хотя не исключено, что они могут оказаться востребованными. В специальной технической литературе, наряду с градиентом модуля вектора магнитной индукции, встречается понятие градиента вектора магнитной индукции в виде тензора. Существуют соответствующие меры этих градиентов.

После того как мы проанализировали понятие градиента поля применительно к магниторазведке, проследим некоторые тенденции развития градиентометрии.

Идея использования измерений градиентов аномалий геомагнитного поля существует давно, поскольку результаты таких измерений не зависят от величины нормального (базисного) поля, суточных и короткопериодных вариаций и позволяют более четко оценивать размеры намагниченных тел, их положение в пространстве, а также глубину залегания. Развитие исследований по измерению градиентов магнитного поля в геологических целях шло несколькими технологическими путями:

1) посредством установки магнитометров на разных высотах (в случае аэромагнитных измерений – полеты на разных высотах) и отнесения полученной разности замеров к единице расстояния между уровнями измерений (получались средние значения градиентов);

2) посредством разработки и применения магнитных градиентометров, конструкция которых позволяет получать сразу значения градиентов;

3) вычисление градиентов по данным обычной съемки.

Оценивая результаты работ по каждому из названных технологических путей изучения градиентов, можно утверждать, что первый путь (перемещение в пространстве измерительного прибора в целом) дал заметный экспериментальный материал, но устарел; второй, (градиентометры) – наиболее перспективен; третий (самостоятельные вычисления градиентов) – мало оправдал себя, так как для его реализации требуются очень точная топографическая привязка линий наблюдений (что трудно обеспечить при аэромагнитной и морской съемках) и достаточно густая сеть наблюдений. Было также установлено, что вычисленные градиенты не совпадают с экспериментальными определениями скорее всего из-за недостаточной точности исходных материалов.

#### **4.6. Классификация электромагнитных методов**

К электромагнитным можно отнести физические методы поисков полезных ископаемых и исследования оболочек Земли, основанные на использовании электромагнитных полей частотой от  $\sim 10^{-3}$  Гц до  $\sim 10^{18}$  Гц. Их принято подразделять на магнито-, электро-, терморазведку и ядерную геофизику. В инженерной геофизике наибольшее применение находят методы электроразведки и ядерной геофизики, меньшее – термо- и магнито-разведки.

В таблице 4.1 приведена одна из возможных классификаций электромагнитных методов, применяемых в инженерной геофизике. Важной особенностью электромагнитных методов является громадный интервал используемых частот (свыше 20 порядков). При росте частоты в этом интервале наблюдается ряд качественных скачков информативности, обусловленных изменением вида и характера излучений, физических свойств среды и природы создаваемых аномалий. Следствием этого и является появление как различных электромагнитных методов исследований геосфер Земли, так и многочисленных модификаций.

Наибольшим числом методов и модификаций характеризуется электроразведка, которую по частотному спектру, природе полей и аномалий подразделяют на группы методов, представленных в нижеприведенной таблице.

Инфразвуковые электромагнитные поля (до частот примерно 20 Гц) используют в методах:

а) *естественных электромагнитных полей Земли*, включающих магнитотеллурические зондирования (МТЗ) и профилирования (МТП), основанные на изучении полей космического происхождения, естественного переменного электрического (ПЕЭП) и магнитного (ПЕМП) поля атмосферного происхождения, естественного поля (ЕП) на постоянных поляризованных полях электрохимической и электрокинетической природы;

б) *сопротивлений и поляризационных*, объединяющих электрические зондирования (вертикальные (ВЭЗ) и дипольные (ДЗ)), основанные на изучении изменения с глубиной кажущихся сопротивлений (КС) или вызванной поляризации (ВЭЗ–ВП), и электрические профилирования, предназначенные для выделения на примерно одинаковых глубинах неоднородностей КС (метод ЭП) или ВП (метод ВП).

Таблица 4.1

Классификация электромагнитных методов, применяемых в инженерной геофизике [9]

Частота		Геофизический метод исследования		Свойства горных пород	Макс. глубина исследования, м
f	lg f				
1 мГц	-3	Магниторазведка		Магнитные	1000
1 Гц	0	Электроразведка	Естественный Сопротивлений и поляризационный		
1 кГц	3		Низкочастотный		
1 МГц	6		Высокочастотный		
1 ГГц	9		Сверхвысокочастотный		
1 ТГц	12	Терморазведка		Тепловые	1
1 ПГц	15	Визуальная (фото-, теле-) съемка		Оптические	
1 ЭГц	18	Ядерная геофизика		Гамма- и нейтронные	

*Искусственными низкочастотными методами* электроразведки (частоты от 10 Гц до 10 кГц) являются: электромагнитные зондирования (частотные (ЧЗ) с использованием гармонических полей и становлением поля (ЗС), в которых применяются ступенчатообразные неустановившиеся поля) и электромагнитные (индукционные) профилирования, объединяющие методы низкочастотного гармонического профилирования (НЧМ) и профилирования способом переходных процессов (МПП), в которых применяют ступенчатообразные поля.

*Высокочастотными методами* (от 10 кГц до 10 МГц) электроразведки являются: радиоволновые зондирования (РВЗ), основанные на изучении интерференции прямых и отраженных радиоволн, и радиоволновые профилирования (РВП), в которых с помощью радиокомпараторов изучают либо поля широкополосных длинноволновых (ДВ-РК) и специальных сверх длинноволновых (СДВ-РК) радиостанций, либо поля портативных передатчиков, используемых в дипольном электромагнитном профилировании (ДЭМП).

*Сверхвысокочастотными* (волны метровой и микрометровой длины) являются радиолокационные зондирования (РЛЗ), а также радарные (РЛС) и радиотепловые (РТС) съемки.

Более высокие частоты используют в *терморазведке* (радиотепловые (РТС), инфракрасные (ИКС) и спектрометрические (СПС) съемки), при *визуальной* (фото-, теле-) съемке, *ядерных методах* исследований, объединяющих естественные и искусственные гамма- и нейтронные методы. Хотя инфракрасные, ультрафиолетовые и особенно визуальные съемки не считают геофизическими (их называют *дистанционными аэрокосмическими геологическими исследованиями*), их сходство и единство с другими электромагнитными методами бесспорно.

По месту проведения работ, общности методики и подходов к интерпретации названные методы объединяют в следующие технологические комплексы: аэрокосмические, наземные (полевые), акваториальные, подземные и скважинные.

Практически все рассмотренные выше электромагнитные методы можно использовать в инженерной геофизике при наличии соответствующей аппаратуры и благоприятных геолого-геофизических условиях. Однако возможности разных методов, объемы их применения резко различаются, а все они подразделяются на ряд целевых (прикладных) комплексов, предназначенных для инженерно-геологических, мерзлотных, гляциологических, почвенно-мелиоративных и техногенных исследований.

#### 4.6.1. Статистические свойства данных электроразведки

В электроразведке широкое применение находят методы обработки, визуализации и интерпретации данных, которые в той или иной степени используют статистические свойства выборок кажущегося сопротивления. При использовании статистических методов нередко возникают недоразумения, связанные с недоучетом закона распределения, которому эти данные подчиняются. Большинство формул статистической обработки ориентировано на определенный и, чаще всего, нормальный закон распределения. В подобном случае, если предполагается использование статистических формул, то нужно либо быть уверенным в соответствии данных нормальному закону, либо так преобразовать данные, чтобы они стали ему соответствовать, либо определить, какому закону подчиняются данные и так изменить формулы обработки, чтобы они тоже соответствовали этому закону. Подобные вопросы не раз обсуждались в литературе по электроразведке, для которой, по мнению многих специалистов, характерен логнормальный закон распределения (или нормальный закон для логарифмов параметров) [4, 8, 9].

Рассмотрим ряд фактов, свидетельствующих, что для электроразведочных данных характерен логнормальный закон распределения.

1. Основными параметрами в электроразведке являются: свойства пород (удельное электрическое сопротивление – УЭС) и кажущееся сопротивление – результат измерения  $\rho_k$  определенной установкой. Минералы и руды обладают очень широким диапазоном УЭС (от  $10^{-5}$  до  $10^{+15}$  Ом·м). Большинство горных пород являются ионопроводящими, и их УЭС определяются количеством и проводимостью влаги, заполняющей поры горных пород. Значения  $\rho$  горных пород меняются в более узких пределах: от первых долей до  $10^6$  Ом·м. На небольших участках в конкретных условиях диапазон  $\rho$  еще значительно уже и не превышает 2–3 порядков. Во всех этих случаях слева есть точное ограничение – ноль, а граница справа конкретным числом не определена. При переходе к логарифмическому масштабу пределы слева и справа оказываются в равном положении. Положительные значения УЭС и широкие пределы их возможных значений – признаки логнормального закона.

2. На величину аномалии в электроразведке влияют не абсолютные значения УЭС аномального объекта и вмещающей среды, а лишь их отношения. Этот факт для кусочно-однородных сред можно объяснить исходя из граничных условий  $j_n = 0$ , откуда

$$(E_n / \rho) = 0, \text{ или } E_{n1} / E_{n2} = \rho_1 / \rho_2,$$

а в общем случае – вывести из уравнений для электрического поля и потенциала:

$$\operatorname{div}(E) = E \cdot \operatorname{grad}(\ln \rho) + q_{cm} / c,$$

$$\Delta U = \operatorname{grad}(U \cdot \operatorname{grad}(\ln \rho)) + \rho \cdot dq_{cm} / dt.$$

Источники электрического поля в этих уравнениях делятся на две части. К одной относятся сторонние силы  $q_{cm}$ ,  $dq_{cm}/dt$  – внешние или **первичные** источники. Другая часть – **вторичные** источники – зависит от неоднородностей среды (относительных изменений свойств ( $\operatorname{grad} \ln \rho$ )) и от электрического поля  $E$ . Зависимость аномалий от **относительных** величин контраста свойств – также характерный признак логнормального закона.

3. Мерой точности измерений в электроразведке является относительная, а не абсолютная погрешность. При использовании логарифмического масштаба относительная ошибка постоянна и независима от абсолютных значений. Логарифмическая шкала позволяет охватить в едином масштабе любой диапазон изменения  $\rho_k$ . При этом ошибка считывания одинакова в любой части графика. При изображении графиков  $\rho_k$  в линейном масштабе ошибка считывания гиперболически зависит от величины отсчета. Это обесценивает информацию в области минимальных значений. Поэтому при графическом изображении результатов электроразведки для сохранения независимости величины аномалий от абсолютных значений УЭС и равноточности изображения необходим логарифмический масштаб. Такой масштаб – основа палеток ВЭС и ЭП, а также еще один признак соответствия логнормальному закону.

4. Экспериментальные проверки закона распределения  $\rho_k$  путем построения гистограмм и графиков накопленных частностей на вероятностном бланке показали, что выборки  $\rho_k$  подчиняются логнормальному закону тем лучше, чем больше объем выборки  $N$ . Для  $N = 50$  обычно хорошо подходят нормальный и логнормальный законы, но при  $N = 500$  логнормальный закон однозначно подходит лучше.

Можно ли найти объяснение совпадению электроразведки с логнормальным законом? Основной причиной, как считают статистики, является **закон пропорциональности**: величины УЭС и  $\rho_k$  зависят от многих факторов, причем каждый из них независим и влияет на результат пропорционально уже достигнутому значению. Это можно показать на примере УЭС. В. Н. Дахнов для зависимости УЭС от различных факторов предложил формулу, показывающую связь УЭС с параметрами пористости, влажности, содержанием электропроводящих минералов, поверхностной проводимостью (глинистостью), зернистостью, температурой, УЭС поровой влаги. Все факторы в этой формуле оказываются множителями (мультипликативный закон). Сильнее всех на значения УЭС влияют  $\rho$  воды и параметр пористости, что отражает формула Арчи:  $\rho_n = \rho_n \cdot \rho_B$ . В свою очередь,  $\rho_B = A/C$ , где  $C$  – содержание солей в воде,  $A$  – масштабный коэффициент. Содержание солей в воде, как большинство других геохимических

закономерностей, подчиняется логнормальному закону. Исследованиями М. В. Раца (1970) установлено, что все параметры трещиноватости хорошо соответствуют этому же закону. Пористость может быть вызвана не только трещиноватостью, но и зернистостью. Многие параметры зернистости, например размеры зерен (Дж. Гриффитс, 1971), тоже логнормальны. Коэффициент проницаемости осадочных горных пород (по У. Крамбейну и Ф. Грейбиллу, 1969) подчиняется логнормальному закону. На этих примерах можно объяснить вторую возможную причину совпадения УЭС и  $\rho_k$  с логнормальным законом: зависимость  $\rho$  от логнормально распределенных параметров.

Учитывая приведенные факты, можно сделать вывод, что подчинение выборок значений истинного и кажущегося сопротивлений логнормальному закону является не случайным явлением, а отражает внутреннее свойство данных электроразведки. Соглашаясь с подобным утверждением, следует учитывать логнормальность основных параметров электроразведки на всех этапах работы с этими параметрами.

1. При обработке массовых измерений электрических свойств горных пород для получения оценок средних значений следует использовать среднее геометрическое, а не среднее арифметическое. При графическом изображении этих данных в виде гистограмм по оси  $\rho$  следует брать логарифмический масштаб.

2. При оценке погрешностей следует использовать относительные, а не абсолютные величины. В настоящее время это общепризнанно и отражено в инструкции по электроразведке. Мерой дисперсии надо считать не стандартное отклонение, а **стандартный множитель**.

3. При графическом изображении результатов электроразведки в виде графиков и карт изолиний следует придерживаться **логарифмического масштаба** по оси сопротивлений и сечения изолиний через логарифмически равные интервалы (в геометрической прогрессии). При этом: а) достигается постоянство относительной ошибки изображения и считывания независимо от абсолютных значений  $\rho_k$ , что соответствует постоянству относительной погрешности съемки; б) в едином масштабе удается охватить любой диапазон изменений  $\rho_k$ ; в) достигается равенство амплитуд аномалий для разрезов с одинаковой относительной разницей свойств, но разным уровнем  $\rho$ ; г) упрощается сравнение графиков ЭП с теоретическими; д) упрощается учет систематических погрешностей измерений, которые проявляются в этом масштабе в вертикальном сдвиге кривых без изменения их формы; е) благодаря логарифмической шкале появляется возможность графически оценивать случайные и флюктуационные погрешности во всем динамическом диапазоне измерений.

4. При определении фоновых и аномальных значений рекомендуется пользоваться гистограммами и графиками накопленных частностей с логарифмическим масштабом.



рифмическим масштабом по оси  $\rho_k$ ; при формульных оценках этих параметров – средним геометрическим и стандартным множителями. Для снятия фона необходимо вычислять **отношение** наблюдаемых и фоновых значений, а не их разность.

5. При различных преобразованиях данных: осреднении, фильтрации, выделении слабых аномалий и т. д. – для учета логнормального закона удобнее перейти к логарифмам  $\rho_k$ .

6. При установлении корреляционных связей между двумя параметрами рекомендуется предварительно оценивать закон распределения. Графическое построение зависимости между параметрами при известной аналитической связи лучше проводить в координатах, линеаризующих эту связь. Для малоизученных параметров следует сначала оценивать закон распределения. Для логнормально распределенных параметров линейную корреляцию следует вычислять между логарифмами параметров.

7. Для совокупностей параметров, подчиняющихся логнормальному закону распределения, справедлив мультипликативный закон, переходящий в аддитивный после логарифмирования.

8. Осреднение результатов ЭП следует проводить по формулам среднего геометрического или делать медианные оценки, независимые от типа распределения и близкие к среднему геометрическому для логнормального закона.

9. При интерпретации данных электроразведки путем сопоставления экспериментальных и теоретических полей  $\rho_k$  следует сопоставлять в алгоритме обработки не абсолютные ( $\rho_k^1 - \rho_k^2$ ), а **относительные**  $((\rho_k^1 - \rho_k^2) / \rho_k^{cp})$  разности полей.

Приведенные выше соображения справедливы для метода сопротивлений на постоянном токе и для представлений данных электроразведки на переменном токе в виде аналогов  $\rho_k$ .

#### 4.7. Электроразведочный метод сопротивлений

Методом сопротивлений называется способ измерения удельного электрического сопротивления горных пород или изучение распределений УЭС на площади и в разрезах с применением питающих (А, В) и приемных электродов (М, N). Данный метод в настоящее время переживает период быстрого развития и перехода на новый качественный уровень. Модификации электроразведочного зондирования применяются для исследования неоднородных сред в задачах малоглубинной геофизики. Рост объемов работ в области экологии приводит геофизиков в города, на промышленные предприятия, в условия искусственных техногенных или сильно нарушенных грунтов с высоким уровнем неоднородности физических свойств, а также в условия резкого уменьшения свободного для производ-

ства работ открытой поверхности земли. В таких условиях развиваются и находят все более широкое применение технологии с подавлением геологических помех и векторные измерения.

Прогресс в электронике и в изготовлении аппаратуры делает измерения более производительными, помехоустойчивыми и точными, с запоминанием результатов в цифровой форме в памяти прибора, многоканальными. Многоканальная аппаратура не подходит для разрозненных и произвольно размещенных зондирований. Современная технология требует выполнения регулярных по профилю или площади детальных наблюдений и применения автоматизированной аппаратуры. Много публикаций посвящено этой новой модификации электроразведки, часто называемой *Electrical Imaging* или *Electrical Tomography*. Опыт применения вертикальных электрических зондирований (ВЭЗ) можно выразить в двух фразах [4]: 1) одно зондирование ничего не дает, полезная информация может быть получена лишь от профиля ВЭЗ в результате совместной интерпретации всех зондирований; 2) практически все зондирования искажены приповерхностными неоднородностями, поэтому необходимо перед интерпретацией ВЭЗ убрать искажения из наблюдаемых данных или уменьшить влияние искажений.

В электрических зондированиях методами сопротивлений используют дистанционный геометрический способ увеличения глубинности. Путем увеличения расстояний между питающими и приемными линиями получают информацию о все больших глубинах. Работы методами ВЭЗ и профилирований (ЭП) проводят с помощью переносной аппаратуры низкочастотного переменного (до 20 Гц) тока. Измеряемым параметром на каждом разnose  $r$  между питающими и приемными линиями является кажущееся сопротивление (КС) –  $\rho_k = k \cdot \Delta U / I$ , где  $k$  – коэффициент установки,  $\Delta U$  – разность потенциалов в приемной линии,  $I$  – ток в приемной линии.

Работы методами ВЭЗ и ЭП выполняют чаще всего симметричной четырехэлектродной градиент-установкой (AMNB,  $MN < 1/3 AB$ ), для которой коэффициент установки рассчитывают по формуле  $k = \pi \cdot AM \cdot AN / MN$ . Для ВЭЗ разnose обычно увеличиваются в геометрической прогрессии с коэффициентом прогрессии 1,2–1,5. Существует множество разновидностей установок [4, 9, 10].

В последние годы во многих странах (Япония, Англия, Италия и др.) очень популярной стала двухэлектродная установка AM. Она широко используется при изучении археологических объектов, при инженерных изысканиях и для решения экологических задач. Подобная установка часто используется с многоэлектродными измерительными комплексами, где переключение питающих и приемных электродов управляется компьютером (*Electrical Imaging* или *Tomography*). Раньше подобные установки мало использовались на практике из-за сильного влияния электромагнитных помех. Современная помехоустойчивая аппаратура сняла эту проблему и

сразу на первый план выдвинулась проблема геологических помех, т. е. влияния мелких приповерхностных неоднородностей. Минимально возможное число перемещаемых электродов в установке АМ позволяет легче разобраться с геологическими помехами и после их устранения перейти к изучению глубинных неоднородностей. Термины *приповерхностные* и *глубинные неоднородности* используются нами в том смысле, что первые рассматриваются как помеха на пути рассмотрения более глубоких объектов, а вторые – это именно те, которые нас интересуют. Если в археологии глубинные объекты расположены нередко на глубине 0,5–1 м, то приповерхностные – на еще меньшей. При изучении глубин в 20–40 м объекты на глубине в 1–2 м являются приповерхностными (и следовательно, помехами). Дополнительными достоинствами двухэлектродной установки АМ является максимальная глубинность, равноправность обоих перемещаемых электродов (в смысле принципа взаимности). Очевидный недостаток – наличие уже двух линий «бесконечности», что относительно легко преодолевается при детальных малоглубинных исследованиях. При изучении больших глубин установка АМ неудобна из-за нарастающего влияния помех и наличия двух линий бесконечности. Появление многоканальных автоматизированных аппаратных комплексов в электроразведке создает дополнительные благоприятные условия для широкого использования установки АМ.

Электрическими зондированиями обычно изучаются геологические объекты, в модельных описаниях которых преобладают изменения свойств с глубиной. Модели с преобладающим изменением свойств по горизонтали исследуются методами электрического профилирования. Модели с анизотропией свойств в горизонтальной плоскости – круговыми наблюдениями, профилированием или зондированием.

#### **4.8. Зондирования переменными гармоническими и неустановившимися полями**

В последнее время все чаще в инженерной геофизике применяются зондирования переменными гармоническими и неустановившимися полями. Они перспективны хотя бы потому, что благодаря частотно-временному принципу изменения глубинности исключается необходимость изменять разносы.

Частотные электромагнитные зондирования объединяют низкочастотные (1–10 кГц) методы, которыми измеряют электрические  $E$  или магнитные  $H$  составляющие напряженности поля искусственных гармонических источников с гальваническим ( $AB$ ) или индуктивным (рамки, незаземленные петли –  $HP$ ) возбуждением. При этом в методе собственно частотного зондирования (ЧЗ) изменение глубинности достигается за счет скин-

эффекта (для плоской волны  $\delta = \sqrt{\frac{2}{\omega\mu\sigma}}$ ), т. е. путем изменения частоты

$f = 1/T$  используемого поля при постоянном разnose  $r$ , в 3–5 раз превышающем проектируемые глубины разведки ( $H$ ). По кривым ЧЗ (графикам зависимостей кажущегося сопротивления  $\rho_\omega$  на переменном токе с круговой частотой  $\omega = 2\pi f$  от  $\sqrt{T}$ ) получают информацию об изменении геоэлектрических свойств с глубиной.

Зондирования становлением поля (ЗС) по своей сути, информативности и глубинности близки к ЧЗ, однако изучают здесь не гармонические, а нестационарные поля, создаваемые включением или выключением постоянного тока в электрические или магнитные диполи. Между такими и гармоническими полями существует теоретическая связь, которая выражается посредством преобразований Фурье. Кроме того, работы проводят как в дальней зоне источника при  $r > (3-5)H$  (метод ЗСД), так и в ближней зоне при  $r < H$  (метод ЗСБ) при постоянном разnose  $r$ . В результате рассчитывают кажущиеся сопротивления:  $\rho_{\tau_d} = k_d \cdot U(t)/I$  в ЗСД или  $\rho_{\tau_0} = k_B [I/\Delta U(t)]^{2/3} t^{-5/3}$  в ЗСБ, где  $k_d$  и  $k_B$  – коэффициенты установок,  $U(t)$  – разность потенциалов в приемном диполе на разных временах  $t$  после отключения тока  $I$  в питающем диполе. Далее в логарифмическом масштабе строят кривые ЗС: по вертикали откладывают  $\rho_{\tau_d}$  или  $\rho_{\tau_0}$ , а по горизонтали – параметр глубинности  $\sqrt{2\pi t}$ . В ЧЗ и ЗС расчленение разреза по вертикали возможно, если в нем с глубиной изменяются удельные электрические сопротивления пород.

#### 4.9. Интерпретация данных электромагнитных зондирований

Достаточно точная интерпретация данных электромагнитных зондирования возможна при наличии дополнительной геолого-геофизической информации. При малоглубинных исследованиях, когда стоимость бурения невелика, количество такой информации часто бывает вполне достаточным. Однако качество ее может быть низким. Это связано с невозможностью интерполяции и экстраполяции параметрических геолого-геофизических данных на соседние точки зондирования из-за сильной горизонтальной и вертикальной изменчивости разреза, что типично для верхних частей геологической среды. Поэтому обычные детерминистские подходы к интерпретации, основанные на известных аналитических выражениях для кажущихся сопротивлений горизонтально-слоистых сред, оказываются неточными, особенно при определении геометрических характеристик разрезов с малыми мощностями слоев по сравнению с глубиной их залегания. Это приводит к необходимости расширения роли статистических

подходов для определения физико-механических и водных свойств пород, а процесс интерпретации становится нетривиальным, конкретно обусловленным, требующим разработок для каждого региона своих приемов интерпретации с использованием ЭВМ. Среди электромагнитных зондирований при инженерно-гидрогеологических исследованиях наибольшее применение находят методы ВЭЗ и ВЭЗ-ВП. Поэтому особое внимание уделяется описанию не только традиционных, но и малоизвестных подходов к интерпретации данных этих методов.

#### **4.9.1. Общая характеристика, особенности и последовательность интерпретации данных электромагнитных зондирований в инженерной геофизике**

Традиционная интерпретация данных электромагнитных зондирований сводится к определению по кривым кажущихся сопротивлений мощностей  $h$ , сопротивлений  $\rho$  слоев геоэлектрического разреза в предположении, что физико-геологическая модель среды, над которой они получены, горизонтально-слоистая. Погрешности подобной интерпретации возрастают в условиях малоглубинных (до 100 м) исследований из-за следующих особенностей строения верхней части геологической среды:

1) неблагоприятное геометрическое строение разрезов, связанное с наличием ряда (до десяти) пластов, небольших по сравнению с глубинами залегания мощностей, исключает возможность определения  $h_i$  и  $\rho_i$  в отдельности из-за широких пределов действия принципа эквивалентности, или некорректности решения обратной задачи;

2) наличие выклиниваний пластов, крутых (свыше  $20^\circ$ ) углов наклона слоев делает теоретически невозможной интерпретацию данных зондирования в рамках горизонтально-слоистых моделей, а приемы использования других моделей разработаны слабо и сложны;

3) смена литологии, трещиноватости, обводненности, а значит и электрических сопротивлений по простиранию затрудняет применение известного приема закрепления сопротивлений промежуточных горизонтов, полученных у параметрических скважин, для геометрической интерпретации данных соседних зондирований;

4) высокий уровень технических помех и методических погрешностей техногенного происхождения (дороги, металлические конструкции, здания и т. п.) затрудняет получение точной исходной информации при крупномасштабных работах.

Однако небольшие глубины исследований и наличие доступной и недорогой геолого-гидрогеологической информации (съемки разного назначения, проходка скважин и иных горных выработок, опытные наблюдения в скважинах, шурфах и т. п.) облегчают интерпретацию данных зондиро-

вании, особенно на этапе геологического истолкования. Преодолеть отмеченные трудности и повысить эффективность малоуглубинных зондирования позволяет: а) увеличение количества физико-математической информации, извлекаемой из кривых зондирования, и в частности, использование не только формы кривых, но и их дифференциальных и интегральных характеристик; б) повышение качества исходных данных путем применения помехоустойчивой аппаратуры, группирования и накопления сигналов; в) применение для физического истолкования новых более сложных физико-геологических (двух- и трехмерных) моделей; г) более тесное комплексирование с инженерно-геологическими, гидрогеологическими и аэрокосмическими методами для уточнения и расширения статистических и логико-эмпирических связей между электрическими и геолого-гидрогеологическими параметрами.

Интерпретация данных электромагнитных зондирований при инженерно-геологических и гидрогеологических исследованиях должна проводиться следующим образом.

1. На основе качественного анализа кривых зондирований и сопоставления электрических горизонтов с геологическими оценивают общую геоэлектрическую характеристику района для выбора предварительных физико-геологических моделей изучаемого района, с точки зрения возможности решения поставленных задач.

2. Рекомендуется выполнить количественную интерпретацию, с помощью номограмм-палеток кривых зондирований с получением всех возможных послойных и обобщенных параметров разреза. Она может иметь как самостоятельное значение, т. е. быть окончательной физической интерпретацией, так и давать априорную информацию для трансформаций с помощью ЭВМ. Применение ЭВМ не только ускоряет, упрощает и уточняет результаты трансформаций, но и облегчает последующую обработку данных. При обработке больших объемов данных электромагнитных зондирований машинная обработка крайне необходима.

3. Геологическое истолкование результатов с использованием корреляционных и логических связей между физическими параметрами и конкретными геометрическими физико-механическими и водно-физическими свойствами разреза. В результате получают окончательную физико-геологическую модель, включающую как геометрическое строение (положение поверхностей раздела с разными свойствами, литологией и составом), так и количественную характеристику физико-механических и водно-физических свойств среды в целом и на отдельных участках с оценкой возможной их динамики.

#### 4.9.2. Качественная интерпретация зондирований

При малоглубинных электромагнитных зондированиях получаемые кривые часто осложнены неровностями рельефа и неоднородностью покровных образований по простиранию. Распознавание вносимых ими искажений является важным элементом качественной интерпретации. Поскольку для зондирований методом сопротивлений природа образования аномалий кондуктивная, то простейшим приемом оценки горизонтальных неоднородностей является использование известного в теории электроразведки правила: напряженность электрического поля и кажущееся сопротивление пропорциональны плотности тока вблизи приемных электродов. Поэтому положительные формы рельефа, или проводящие включения, на некоторой глубине «отжимают» токовые линии от поверхности и уменьшают  $\rho_k$ . Наоборот, отрицательные формы рельефа или плохо проводящие включения на глубине «прижимают» токовые линии к поверхности и увеличивают  $\rho_k$ . Локальные поверхностные неоднородности создают «экранные» эффекты на одной-двух точках кривых зондирований, и их можно исключить. Искажения за счет рельефа будут меньше, если разности направлять вдоль простирания вытянутых форм рельефа. Наибольшей чувствительностью к неровностям рельефа и к горизонтальным неоднородностям характеризуются дипольные (ДЗ), перпендикулярные (ВЭЗ-МДС) и дифференциальные установки, а также зондирования на переменном токе.

#### 4.10. Принципы интерпретации данных электромагнитного профилирования

Данные различных методов электромагнитного профилирования, представленные в виде карт графиков (корреляционных планов), графиков и карт тех или иных наблюдаемых или расчетных параметров, несут в себе информацию о геоэлектрических неоднородностях вдоль профилей или по площади в определенном интервале глубин. Интерпретация данных профилирования в основном качественная, реже количественная.

Сущность качественной интерпретации данных электромагнитного профилирования сводится к визуальному (или с помощью вероятностно-статистических методов) выявлению аномалий, т. е. отклонений полученных параметров поля от первичного (нормального) или среднего (фонового) поля, и оценке природы аномалиесоздающих объектов. Интенсивность аномалий зависит от точности съемок, которую принято выражать через среднюю квадратическую  $\sigma$  или среднюю арифметическую  $\Delta A$  погрешности:

$$\sigma = \pm \sqrt{\sum_{i=1}^n \frac{(A_i - A_{ki})^2}{(2n-1)}}, \text{ или } \Delta A = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (A_i - A_{ri}),$$

где  $\sigma \approx 1.25 \Delta A$ ;  $A_i$ ;  $A_{ki}$  – амплитуды основного и контрольного параметров на  $i$ -й точке при общем числе контрольных точек  $n$ . При выделении аномалий используют следующее «правило трех  $\sigma$  и трех точек»: аномалию считают достоверной, если ее интенсивность превосходит  $\sigma$  в 3 раза, а прослеживается она не менее чем на трех точках профиля.

После выявления положения аномалиесоздающих объектов на картах оценивают их геометрическую характеристику. Обычно форма и простирание аномалий соответствуют плановому положению объекта. Ширина  $l$  аномалий над тонкими ( $l < h$ ) объектами зависит от глубины залегания их верхних кромок  $h$ , а над мощными ( $l > h$ ) от их ширины.

Форма и интенсивность аномалии над одинаковыми объектами при разных методах профилирования различны. Они зависят не только от используемого метода, но и от структуры и поляризации первичного поля. При  $E$ -поляризации (вектор напряженности первичного электрического поля направлен вдоль простирания разведываемых объектов) более четкие аномалии получаются на магнитных составляющих поля, при  $H$ -поляризации (вектор напряженности магнитного поля направлен вдоль простирания разведываемых объектов) – на электрических составляющих.

Физико-геологическая интерпретация данных профилирования сводится к оценке природы выявленных объектов. Например, при кондуктивных методах исследований (ЭП) аномалии образуются за счет концентрации электрического поля в проводящих включениях, создания зарядов на контактах с плохо проводящими объектами, индукции вторичных токов в плохо проводящих слоях и телах. Интенсивность аномалий, называемых «аномалиями электрического типа», определяется параметром эквивалентности  $P_3 = I \cdot \rho_0 / \rho_i$ , где  $l$ ,  $\rho_i$  – поперечный размер и сопротивление включения соответственно;  $\rho_0$  – сопротивление окружающей среды.  $P_3$  зависит от отношения сопротивлений.

При индуктивных методах исследований (ЧЗ, МПП) аномалии создаются за счет вихревых токов в проводящих включениях. Интенсивность таких аномалий, называемых «аномалиями магнитного типа», определяется параметром эквивалентности  $P_3 = I^2 / \rho_i$ , т. е. зависит от абсолютной величины сопротивления включения [9].

Количественная интерпретация данных электромагнитного профилирования сводится к определению (чаще оценке) формы, глубины, иногда размеров, физической и геологической природы аномалий. Она начинается с выбора физико-геологических моделей, которыми можно аппроксимировать разведываемые объекты. Простейшими из них являются контакты



сред, мощные ( $l > h$ ) и тонкие ( $l < h$ ) пласты, изометрические (шарообразные) и вытянутые (линзообразные, цилиндрические) объекты и др. Для таких моделей с помощью математического или физического моделирования решены прямые задачи и разработаны аналитические и графические способы решения обратных задач.

При физической интерпретации оценивают электромагнитные свойства аномалиесоздающих объектов. С учетом геологической ситуации ведут инженерно-геологическое и гидрогеологическое истолкования полученных результатов. В целом, если в результате электромагнитного профилирования выявлены интенсивные аномалии, то используют детерминированные подходы к их интерпретации, а если слабые – применяют вероятностно-статистические приемы, служащие лишь для оценки наличия и местоположения объектов, создающих аномалии.

## 5. ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДА СОПРОТИВЛЕНИЯ ЗАЗЕМЛЕНИЯ В ИНЖЕНЕРНОЙ ГЕОФИЗИКЕ

Измерение глубины погруженной части фундаментов зданий и сооружений с необходимой достоверностью выполняется по следующей технологии [11].

1. Форма фундамента принимается за полуэллипсоид  $h > b > c$ , где  $h$  – глубина (м),  $b$  и  $c$  – горизонтальные радиусы (м). Обозначают отношение радиусов как  $m = c/b$  (0, 0,25, 1). Периметр фундамента на уровне земли  $P$  (м).

2. Измеряется кажущееся УЭС грунта возле фундамента  $\rho_k$  (Ом·м).  $\rho_k = 2\pi a \cdot R$ , где  $R$  – показания прибора М416,  $a$  – разнос симметричной установки.

3. Измеряется переходное сопротивление фундамента  $R$  (Ом).  $R = U/I$ .

4. Определяется электрометрический параметр  $L = \rho_k / P \cdot R$ .

5. Для определения отношения глубины к периметру фундамента ( $X$ ), при  $L$ , величиной до 5, применяется формула:  $X = -0,06896\sqrt{m} - 0,28316 + (0,4966 - 0,02481\sqrt{m})L + (0,03657 - 0,00267\sqrt{m})L^2$ . Для  $L$  со значениями от 5 до 85 формула:  $X = -0,12561\sqrt{m} - 1,11652 + (0,83254 - 0,07921\sqrt{m})L + (0,00527 - 0,00238\sqrt{m})L^2$ .

6. Глубина фундамента  $h = X \cdot P$ .

## 6. ЭЛЕКТРОМАГНИТНОЕ ИНДУКЦИОННОЕ ЧАСТОТНОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ В МАЛОГЛУБИННОЙ ГЕОФИЗИКЕ

### 6.1. Аппаратура электромагнитного сканирования ЭМС

Данная аппаратура разработана в лаборатории электромагнитных полей Института геофизики СО РАН и предназначена для малоглубинных (до 10 м) исследований земной коры. Области ее применения:

- мониторинг состояния подземных коммуникаций, поиск и локализация источников утечки воды в подземных трубопроводах;
- картирование грунтовых вод;
- определение местоположения подземных трубопроводов, кабелей, тоннелей;
- исследование состояния грунта, определение зон развития трещиноватости, обводнения;
- детальные исследования археологических объектов;
- мониторинг и детальная диагностика загрязнения почвы горюче-смазочными материалами.

Эти и другие задачи аппаратура ЭМС позволяет решать с поверхности, не нарушая дорожное покрытие.

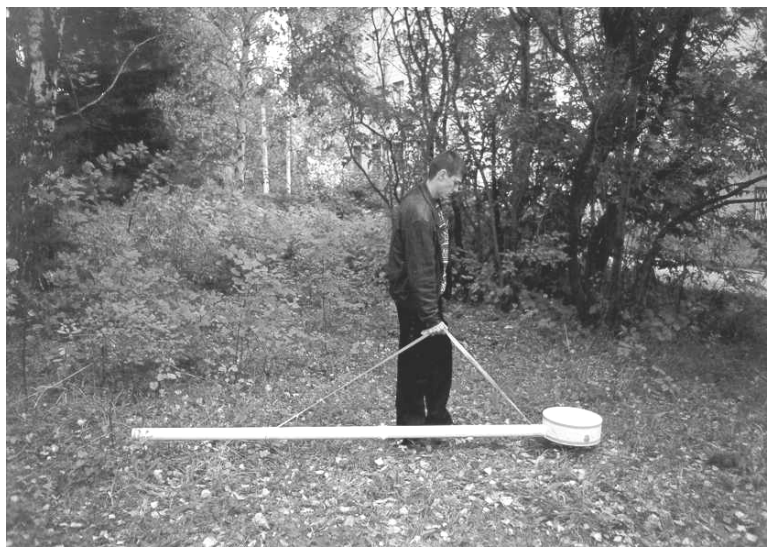


Рис. 6.1. Общий вид аппаратуры ЭМС

Комплект аппаратуры представляет собой собственно зонд (см. рис. 6.1), находящийся в прочном стеклопластиковом корпусе, и переносной компьютер со специальным программным обеспечением. Общая длина зонда в рабочем состоянии 2,75 м, в транспортном положении – 1,4 м. Масса около 12 кг.

Управление зондом осуществляется с помощью клавиатуры и жидкокристаллического монитора, расположенных на верхней панели зонда. Памяти зонда достаточно для хранения информации о 4000 измерений, т. е. более чем на 6 часов работы. Далее информация передается через подключаемый кабель на стандартный порт переносного персонального компьютера. Дальнейшая работа с данными включает их обработку при помощи специализированного программного продукта и визуализацию в виде карт и/или разрезов, дающих представление о подземных неоднородностях.

Аппаратурный комплекс уникален. Некоторые конструктивно-технологические решения, примененные для его построения, являются запатентованными изобретениями. В отличие от западных аналогов, комплекс ЭМС имеет несравнимо более высокую помехоустойчивость, что позволяет применять его в промышленных и городских условиях.

## 6.2. Нормальное поле вертикального магнитного диполя и его нормировка

Простейшим геоэлектрическим разрезом, электромагнитное поле над которым доступно аналитическому исследованию, является однородное проводящее полупространство с удельным электрическим сопротивлением  $\rho$ . Поле дипольного источника в присутствии такой среды называется его нормальным полем. В [12] приведено выражение нормального поля для установки  $M_z - H_z$ , при дополнительном ограничении  $z = 0$  имеющее вид:

$$H_z = \frac{M_z}{4\pi r^3} \left\{ \frac{2}{k^2 r^2} \left[ 9 - (9 - 9ikr - 4k^2 r^2 + ik^3 r^3) \cdot e^{ikr} \right] \right\}, \quad (6.1)$$

где  $M_z$  – момент генераторной катушки.

Обозначим через  $h$  магнитное число, которое в выражении (6.1) находится в фигурных скобках. Электромагнитное число представляет собой безразмерную величину, выражающую отношение поля источника над данным разрезом к его первичному полю, т. е. полю того же источника в изоляторе.

Введение электромагнитных чисел является простейшим способом нормировки поля, которая осуществляется с целью исключения из расче-

тов, а также из их графического и табличного представления множителей, влияние которых на изучаемое поле может быть легко учтено. В результате такой нормировки объем расчетного материала, необходимого для исследования поля, сокращается. С этой же целью в качестве аргументов изучаемых функций берутся безразмерные величины, такие, как приведенное расстояние  $p = |kr| = r \sqrt{\frac{\omega\mu}{\rho}}$  и отношение длины волны поля в среде  $\lambda$  к разнесу установки  $r$ :

$$\frac{\lambda}{r} = \frac{2\pi\sqrt{2}}{p} = \frac{2\pi}{r} \sqrt{\frac{2\rho}{\omega\mu}},$$

где  $\mu = 4\pi \cdot 10^{-7} \frac{\text{Гн}}{\text{М}}$ .

Магнитное число, как правило, может быть непосредственно определено из результатов наблюдений путем умножения измеренной напряженности поля на известные коэффициенты, зависящие от величины момента генераторного диполя, разнеса установки и используемой частоты. Для нашего случая общее выражение магнитного числа принимает следующий вид:

$$h = \frac{4\pi r^3}{M_z} H_z. \quad (6.2)$$

В [12] приведен анализ асимптотических приближений для магнитного числа в случае низких и высоких частот:

$$h \underset{\omega \rightarrow 0}{=} -1 + \frac{ip^2}{4} = -1 + i\omega\mu\sigma/4;$$

$$h \underset{\omega \rightarrow \infty}{=} -\frac{18i}{p^2} = -i18\rho/\omega\mu r^2.$$

Анализ асимптотических приближений показывает, что на высоких частотах нормальное поле пропорционально сопротивлению полупространства. В этом случае кажущееся сопротивление  $\rho_\omega$  может быть найдено из результатов наблюдений путем умножения измеренной напряженности поля на некоторый априорно задаваемый коэффициент. Такое произведение для однородного или горизонтально-слоистого полупространства стремится к его истинному удельному сопротивлению или сопротивлению верхнего слоя. Коэффициент называется, как и в методе постоянного

тока, коэффициентом установки, его значение для двух петлевой установки  $M_z - H_z$  приводится в [12].

При снижении частоты в случае горизонтально слоистой среды значения  $\rho_\omega$ , как и значения электромагнитных чисел, закономерно изменяются, отражая изменение удельного сопротивления разреза с глубиной, и по его частотной характеристике возможно определить удельные сопротивления и мощности отдельных слоев разреза. В горизонтально неоднородных разрезах задача интерпретации частотной характеристики  $\rho_\omega$  резко усложняется и, по-видимому, не может быть однозначно решена без привлечения дополнительных сведений о распределении значений  $\rho$  на площади наблюдений.

Следует отметить, что любые нормировки, использующие одни и те же исходные данные, не различаются между собой по количеству полезной информации, содержащейся в полученных кривых. Они представляют простейшие виды функциональной трансформации частотных характеристик напряженности поля, не изменяющие количества первоначальной информации, в них содержащейся. Однако они могут представлять интерес как простейшие методы выделения информации путем визуального анализа бесплоточной интерпретации. При интерпретации полученных данных на компьютере способ нормировки, по существу, не имеет значения.

### 6.3. Трекатушечный зонд ЧЗ над проводящим полупространством

Изготовление аппаратуры индукционных зондирований традиционно связано с решением проблемы уменьшения или компенсации сигнала прямого поля генератора. Для этого в устройстве зонда часто применяют две приемные катушки, расположенные по одну сторону от генератора, включаемые последовательно встречно, т. е. с вычитанием наводимых в них ЭДС. Рамки размещают на одной прямой с генераторной петлей, моменты всех трех рамок вертикальны. Ближняя к генератору приемная рамка имеет момент  $M_1$ , дальняя –  $M_2$ . Момент генераторной катушки обозначим  $M_z$ . Расстояние между катушками  $M_z \div M_1$  обозначим  $r_1$ , расстояние  $M_z \div M_2 - r_2$  (см. рис. 6.2).

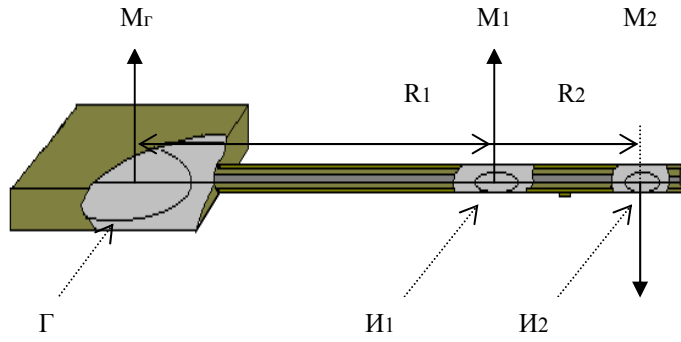


Рис. 6.2. Схема зонда аппаратуры ЭМС

Условие компенсации сигнала от прямого поля генератора для условия при размещении трехкатушечного зонда в непроводящем пространстве выражается  $\varepsilon_1 = \varepsilon_2$ , где  $\varepsilon_1$  – ЭДС в ближней рамке,  $\varepsilon_2$  – ЭДС в дальней рамке. Исходя из (6.1), вертикальная компонента магнитного поля, генерируемая диполем  $M_z$  и объемными токами в проводящем полупространстве, записывается в точках размещения измерительных диполей в виде:

$$H_{z1} = \frac{M_z}{4\pi r_1^3} \left\{ \frac{2}{k^2 r_1^2} \left[ 9 - e^{ikr_1} (9 - 9ikr_1 - 4k^2 r_1^2 + ik^3 r_1^3) \right] \right\} = \frac{M_z}{4\pi r_1^3} \cdot h_{z1}, \quad (6.3)$$

$$H_{z2} = \frac{M_z}{4\pi r_2^3} \left\{ \frac{2}{k^2 r_2^2} \left[ 9 - e^{ikr_2} (9 - 9ikr_2 - 4k^2 r_2^2 + ik^3 r_2^3) \right] \right\} = \frac{M_z}{4\pi r_2^3} \cdot h_{z2}. \quad (6.4)$$

Здесь для выражений в фигурных скобках введено обозначение  $h_{z1}$  в уравнении (6.3) и  $h_{z2}$  – в уравнении (6.4).

Необходимо отметить, что  $h_{z1} = h_{z2} = 1$  для непроводящей среды ( $\rho \rightarrow \infty$ ). Так как при больших  $\rho$  значение  $kr \rightarrow 0$  и справедливо следующее разложение в ряд:

$$e^{ikr} = 1 + ikr + k^2 r^2 \frac{1}{2}.$$

Выражение в квадратных скобках уравнений (6.3) и (6.4) для любого  $r$  запишем в виде:

$$\begin{aligned}
& 9 + \left(1 + ikr - k^2 r^2 \frac{1}{2}\right) \cdot (-9 + 9ikr + 4k^2 r^2) = \\
& = 9 - 9 - 9ikr + \frac{9k^2 r^2}{2} + 9ikr - 9k^2 r^2 + 4k^2 r^2 = -\frac{k^2 r^2}{2}.
\end{aligned}$$

Таким образом, доказано, что  $h_z = 1$  при больших значениях  $\rho$ .

Запишем выражения для ЭДС в каждой из приемных рамок:

$$\varepsilon = -\frac{d\Phi}{dt}, \quad \Phi = M \cdot B_z, \quad \text{где } M - \text{ магнитный момент приемной рамки.}$$

Пусть  $\Phi = M\mu_0 H_z$ . Если относительную магнитную проницаемость сердечника принять равной единице, то, учитывая, что магнитное поле переменное ( $H_z = H_z^0 e^{i\omega t}$ ), можно записать:

$$\begin{aligned}
\varepsilon_1 &= -i\omega\mu_0 M_1 \cdot H_{z1} = -i\omega\mu \frac{M_1 M_z}{4\pi r_1^3} h_{z1}, \\
\varepsilon_2 &= -i\omega\mu_0 M_2 \cdot H_{z2} = -i\omega\mu \frac{M_2 M_z}{4\pi r_2^3} h_{z2}.
\end{aligned}$$

Разностный сигнал в трехкатушечном зонде можно записать в виде:

$$\varepsilon = \varepsilon_1 - \varepsilon_2 = i\omega\mu_0 (H_{z2} M_2 - H_{z1} M_1). \quad (6.5)$$

Учитывая краткую запись уравнений (6.3) и (6.4), представим равенство (6.5) в виде:

$$\varepsilon = i\omega\mu_0 \frac{M_z}{4\pi} \left( \frac{M_2}{r_2^3} h_{z2} - \frac{M_1}{r_1^3} h_{z1} \right). \quad (6.6)$$

Параметры трехкатушечного зонда подобраны так, что при размещении зонда в воздухе выполняется требование компенсации сигнала прямого поля  $\varepsilon_1 = \varepsilon_2$ . Оно может быть записано как  $\frac{M_2}{r_2^3} = \frac{M_1}{r_1^3}$ . Если компенсация выполняется с некоторой точностью, то сигнал над проводящим полупространством в том же приближении равен:

$$\varepsilon = i\omega\mu_0 \frac{M_z M}{4\pi r^3} (h_{z2} - h_{z1}), \quad (6.7)$$

где  $M$  – момент любого приемника,  $r$  – расстояние от приемника до генератора. Надо заметить, что для измерения величины прямого поля тем же измерительным трактом необходимо применять отдельную приемную рамку или переключить соединение двух катушек на суммирование.

Как видно из (6.7), оценка разностного сигнала зондирования проводящего полупространства с помощью аналитических методов при больших  $kr$  представляет достаточно сложную задачу. В дальнейшем этот анализ будет выполнен при помощи математического моделирования, причем по реальной и мнимой компонентам поля, раздельное измерение которых обеспечивается аппаратурой ЭМС.

#### 6.4. Оценка чувствительности приемной рамки

Запишем ЭДС в приемной рамке:

$$\varepsilon(t) = -\frac{d\Phi}{dt}, \quad \Phi = M \cdot \mu_0 H(t),$$

где  $M = \mu_c n S$  – момент приемной петли с числом витков  $n$  и площадью каждого витка  $S$ ,  $\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7}$ ,  $\mu_c$  – относительная магнитная проницаемость сердечника катушки (с учетом коэффициента заполнения площади витков). Гармоническое магнитное поле имеет только вертикальную составляющую  $H_z(t) = H_0 \cos \omega t$ . Тогда ЭДС записывается следующим образом:  $\varepsilon = \omega M \mu_0 H_0 \sin \omega t$ .

Чувствительность датчиков обычно понимают как отношение модуля ЭДС в приемной катушке к величине модуля индукции поля. В нашем случае можно записать

$$G = \frac{\varepsilon}{\mu_0 H_0 \sin \omega t} = \omega \cdot \mu_c n S.$$

Для повышения чувствительности магнитоиндукционного датчика весьма эффективно применять ферромагнитные сердечники, у которых  $\mu_c$  достигает величин в несколько тысяч.

#### 6.5. Расчет необходимого частотного диапазона аппаратуры ЭМС

Как известно, электромагнитное поле убывает с глубиной пропорционально  $e^{-kz}$ . Допустим, что электромагнитное поле уменьшилось в  $e$  раз, т. е. глубина соответствует толщине скин-слоя. Тогда  $kz = 1$ . Требуемая



глубинность зондирования  $z = 10$  м. Тогда учитывая, что  $k = \sqrt{i\omega\mu \frac{1}{\rho}}$ ,  
имеем равенство:

$$\frac{2\pi \cdot f \cdot \mu_0}{\rho} = \frac{1}{100}. \quad (6.8)$$

Зададим диапазон УЭС ( $\rho$ ) исследуемой среды от 4 до 200 Ом·м. Подставляя значения УЭС, получаем условие выполнения (6.8): для  $\rho = 4$  Ом·м равенство выполняется при  $f = 5,07$  кГц, для  $\rho = 200$  Ом·м – при  $f = 253,58$  кГц.

Аппаратура ЭМС имеет наибольший разнос  $r_2 = 2,5$  м. При подстановке в выражение для  $k$  предельных значений сопротивления  $\rho = 200$  Ом·м, частоты  $f = 253580$  Гц и разноса  $r_2 = 2,5$  м получим, что наибольшее приведенное расстояние установки  $kr = 0,25$ . Столь большое значение указывает на необходимость применения большого числа членов при разложении в ряд экспонент в выражениях (6.3) и (6.4).

## 7. СИГНАЛ ПРОТОННОГО МАГНИТНОГО РЕЗОНАНСА ОТ ПОДЗЕМНОЙ ВОДЫ

Метод геофизической томографии с использованием эффекта ядерного магнитного резонанса (ЯМР) для бесскважинной разведки подземной воды был разработан А. Г. Семеновым с соавторами (Институт химической кинетики и горения СО РАН) и активно применяется в настоящее время для практических целей. В этом методе регистрируется сигнал магнитного резонанса от протонов воды в поле Земли  $H_0 \sim 0,5$  Гс. Резонанс происходит при частоте внешнего переменного поля  $H_1$  порядка 2 кГц. Уникальность метода в том, что наличие или отсутствие сигнала ЯМР однозначно свидетельствует о наличии или отсутствии подземной воды [6].

### 7.1. Бесскважинный ЯМР в земном поле

Для регистрации сигнала от протонов подземной воды на земной поверхности располагается провод, обычно в форме круга диаметром порядка 100 м. По проводу пропускаются прямоугольные импульсы гармонически изменяющегося тока с частотой колебаний, равной частоте ларморовской прецессии протонов в магнитном поле Земли:

$$\omega = \gamma_H H_0, \quad (7.1)$$

где  $\gamma_H$  – гиромагнитное отношение для протона (отношение магнитного момента к механическому),  $H_0$  – геомагнитное поле. Наведенное внутри земной толщи переменное магнитное поле  $H_I e^{-i\omega t}$  поворачивает вектор намагниченности  $M_0(r)$ , создаваемой магнитными моментами ядер подземной воды в геомагнитном поле, на угол

$$\Theta = 0.5 \cdot \gamma_H \cdot H_{I\perp}(r) \cdot \tau_n, \quad (7.2)$$

где  $H_{I\perp}(r)$  – перпендикулярная  $H_0$  составляющая переменного поля петли,  $\tau_n$  – длительность импульса тока, коэффициент 0,5 появляется из-за того, что вектор  $H_I$  поляризован линейно, а не по кругу. Значение намагниченности единицы объема образца в равновесии определяется выражением

$$M_0 = n \cdot \frac{\gamma_H^2 \cdot \hbar^2 \cdot I \cdot (I + 1)}{3 \cdot k \cdot T} \cdot H_0, \quad (7.3)$$

где  $n$  – число магнитных ядер в единице объема,  $I$  – ядерный спин,  $k$  – постоянная Больцмана,  $T$  – температура,  $\hbar$  – постоянная Планка.

После окончания импульса внешнего поля  $H_I$  величина перпендикулярной полю Земли  $H_0$  ядерной намагниченности

$$M_{\perp}(r) = M_0 \cdot \sin \Theta. \quad (7.4)$$

Вектор перпендикулярной земному полю ядерной намагниченности прецессирует вокруг направления геомагнитного поля с ларморовской частотой. Сигнал ЯМР, создаваемый прецессирующей ядерной намагниченностью, находится с использованием принципа взаимности. В литературе, посвященной методу ЯМР для исследования скважин (ЯМР-каротаж), взаимность обычно формулируется как принцип взаимной индуктивности. В этом случае магнитный дипольный момент элементарного объема, содержащего магнитные ядра, представляется в виде эквивалентного элементарного плоского контура, по которому протекает ток. По теореме взаимной индуктивности находится поток магнитного поля от элемента объема  $dV(r)$

$$d\Phi(r) = H_{I\perp}(r) \cdot M_{\perp}(r) \cdot dV(r) / I, \quad (7.5)$$

где  $I$  – величина тока в петле. Интегрированием по объему подземного водоносного слоя находится ЭДС индукции, наводимой в петле магнитным полем от ядер воды, которая и является измеряемым сигналом ЯМР:

$$e_0(q) = \omega \cdot \int_V M_0(r) \cdot h_{I\perp}(r) \cdot \sin \Theta \cdot dV(r), \quad (7.6)$$

где  $h_{1\perp} = H_{1\perp} / I$ ,  $q = I \cdot \tau_u$  – интенсивность импульса тока в петле.

Подземная вода обычно находится в протяженных горизонтальных водоносных пластах. В этом случае  $M_0(r) = M_0(z)$  и

$$e_0(q) = \int_0^z K(q, z) \cdot M_0(z) \cdot dz, \quad (7.7)$$

где  $K(q, z) = \omega \cdot \int h_{1\perp}(r) \cdot \sin \Theta \cdot dx dy$ ,  $z$  – координата перпендикулярная земной поверхности.

## 7.2. Расчет нормального магнитного поля

В электропроводящей среде переменные магнитные поля от источника тока, а также от магнитных ядер воды экранируются вихревыми токами, индуцированными этими полями. Для гармонически изменяющихся электрического и магнитного полей  $H e^{-i\omega t}$ ,  $E e^{-i\omega t}$  в электронейтральной среде с магнитной проницаемостью  $\mu$ , удельной электропроводностью  $\sigma$ , диэлектрической проницаемостью  $\varepsilon$  из уравнений Максвелла следует:

$$\text{rot} H = (\sigma - i\omega\varepsilon) \cdot E, \quad (7.8)$$

$$\text{rot} E = i\omega\mu H, \quad (7.9)$$

$$\text{div} H = \text{div} E = 0. \quad (7.10)$$

Для преобразования уравнений (7.8)–(7.10) обычно пользуются так называемыми магнитными потенциалами, в частности магнитным потенциалом Герца  $\Pi$ :

$$E = i\omega\mu \cdot \text{rot} \Pi, \quad (7.11)$$

$$H = \text{rot} \text{rot} \Pi. \quad (7.12)$$

Из (7.8)–(7.12) следует, что магнитный потенциал Герца  $\Pi$  описывается однородным уравнением Гельмгольца

$$\Delta \Pi + k^2 \Pi = 0, \quad (7.13)$$

где  $k^2 = \omega^2 \varepsilon \mu + i\omega \mu \sigma$ ,  $k$  имеет смысл волнового числа.

Нормальным называют поле в присутствии двух однородных полупространств – непроводящего (воздуха) и электропроводящего (земли). Задача о нахождении нормального поля магнитного диполя впервые была решена

А. Зоммерфельдом. В настоящее время изучено нормальное поле на границе раздела вблизи горизонтальной рамки и в ближней зоне около рамки. Более подробную библиографию можно найти в [12].

В использованной для расчетов модели (см. рис. 7.1) петля из провода (рамка) расположена в системе цилиндрических координат  $(r, \varphi, z)$  так, что провод расположен вдоль окружности  $r = R_0$  в плоскости  $z = -h$ . Однородная изотропная среда с удельной электропроводностью  $\sigma_1$  занимает пространство  $z > 0$ , электропроводность воздуха  $\sigma_0$ . В силу аксиальной симметрии отличной от нуля будет лишь компонента  $\Pi_z$ . Для этого случая уравнение (7.13) удобно представить в цилиндрических координатах:

$$\frac{\partial^2 \Pi_z}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial \Pi_z}{\partial r} + \frac{\partial^2 \Pi_z}{\partial z^2} + k^2 \Pi_z = 0. \quad (7.14)$$

Общее решение для магнитного потенциала нормального поля горизонтальной петли имеет следующий вид:

$$\Pi_{z0} = \frac{IR_0}{2} \int_0^\infty [e^{-u_0(z+h)} + R_\perp(m)e^{u_0z}] \frac{J_1(R_0m)}{u_0} J_0(rm) dm, \quad (-h \leq z \leq 0), \quad (7.15)$$

$$\Pi_{z1} = \frac{IR_0}{2} \int_0^\infty Q_\perp(m) e^{-u_1z} \frac{J_1(R_0m)}{u_0} J_0(rm) dm, \quad (z > 0), \quad (7.16)$$

где  $u = (m^2 - k^2)^{1/2}$ ,  $J_0, J_1$  – функции Бесселя.

Решение для компонент магнитного поля от петли с учетом (7.12) выглядит следующим образом:

$$H_z = \frac{IR_0}{2} \int_0^\infty \frac{2m^2}{u_0 + u_1} e^{-u_1z - u_0h} J_1(R_0m) J_0(rm) dm, \quad (7.17)$$

$$H_r = \frac{IR_0}{2} \int_0^\infty \frac{2mu_1}{u_0 + u_1} e^{-u_1z - u_0h} J_1(R_0m) J_0(rm) dm. \quad (7.18)$$

При расчетах полагалось, что в воздухе  $u_0 \approx m$ ,  $h \rightarrow 0$ .

На рис. 7.1 условно показаны магнитные поля, действующие на элемент объема водоносного горизонта – постоянное геомагнитное поле и переменное поле от петли с током.

В процессе формирования сигнала ЯМР экранирование магнитного поля за счет электропроводности среды происходит дважды: 1) во время действия возбуждающего импульса – экранирование поля  $H$ , создаваемого петлей; 2) во время наблюдения сигнала ЯМР – экранирование поля, соз-

даваемого магнитными моментами ядер, свободно прецессирующими в магнитном поле Земли.

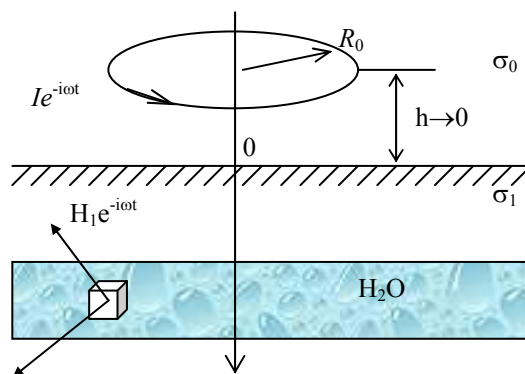


Рис. 7.1. Схема расположения возбуждающего контура радиуса  $R_0$ , модельных полупространств с удельной электропроводностью  $\sigma_0$  (воздух),  $\sigma_1$  (грунт) и координатной системы

Задача расчета поля, создаваемого прецессирующими магнитными моментами ядер, с учетом экранирования, обусловленного электропроводностью среды, является весьма трудоемкой ввиду отсутствия цилиндрической симметрии при произвольном угле наклона геомагнитного поля. Поэтому в таком случае целесообразно использование принципа взаимности, что позволяет вычислять магнитное поле, создаваемое магнитными ядрами, находящимися в элементе объема водоносного слоя, зная магнитное поле от петли, расположенной на поверхности. При наличии электропроводности среды в выражениях (7.2), (7.6) поле  $H_{1\perp}$  является комплексным. Следовательно, сигнал ЯМР является также комплексной величиной, имеющей амплитуду и фазу (см. рис. 7.2).

## 8. СОВРЕМЕННАЯ ГЕОРАДИОЛОКАЦИЯ

В инженерной геофизике существует множество методов решения разнообразных геолого-поисковых, инженерно-геологических, гидрогеологических, почвенно-мелиоративных, мерзлотных, гляциологических, геоэкологических, археологических, дефектоскопических и других задач. Они отличаются прежде всего глубиной и разрешающей способностью разведки по глубине и в плане. Одним из самых интенсивно развивающихся в последнем десятилетии XX века методов является *радиолокационный метод исследований среды*, иногда называемый *георадиолокационным*

подповерхностным зондированием (ГПЗ) или сокращенно просто георадарным методом [5].

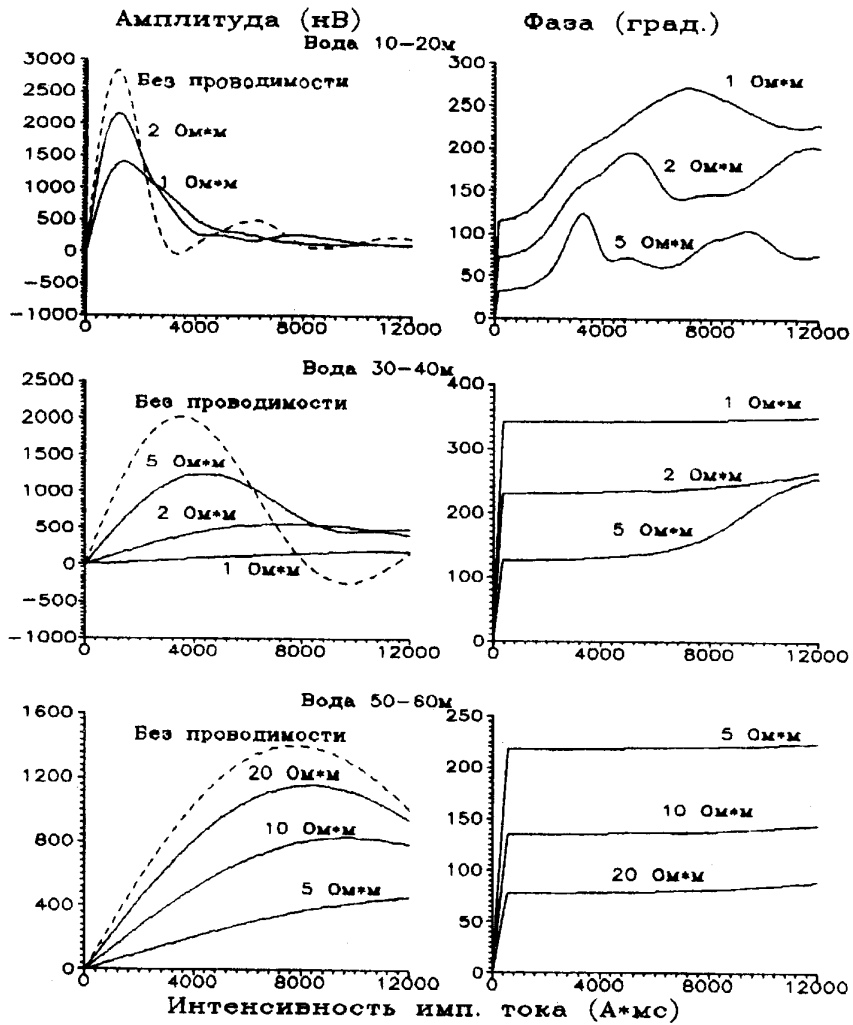


Рис. 7.2. Зависимость амплитуды и фазы сигнала ЯМР от интенсивности импульса возбуждения для различных значений удельного сопротивления проводящего полупространства и для разных глубин залегания водоносного горизонта мощностью 10 м

Георадарный метод основан на явлении отражения электромагнитной волны от поверхностей, на которых скачкообразно изменяются электрические свойства контактирующих тел – электропроводность или диэлектрическая проницаемость. Электромагнитная волна, падающая на такую поверхность, порождает вторичную волну, распространяющуюся в направлении, противоположном направлению распространения падающей волны. Имеется два вида волн этого типа. К *первому типу* относятся собственно отраженные волны, образующиеся в случае, когда поверхность раздела является плоской или квазиплоской, т. е. размеры ее неограничены. Примером такой поверхности является граница между слоями с различными диэлектрическими свойствами. Интенсивность отраженных волн при прочих равных условиях определяется только контрастностью электрических свойств контактирующих сред. Ко *второму типу* относятся волны, возникающие на контактной поверхности, один или все размеры которой сравнимы с пространственной длительностью падающего на объект импульса электромагнитной волны. Примерами поверхностей рассматриваемого типа являются трубы, расположенные в грунте (их длины много больше диаметра), захороненные металлические контейнеры, предметы, электрические кабели, локальные неоднородности в грунте, подземные полости и т. д. Волны второго типа называются дифрагированными. Интенсивность дифрагированных волн зависит от формы и площади контактной поверхности, контраста электрических свойств контактирующих тел и длительности зондирующего электромагнитного импульса. Длительность зондирующего импульса  $\tau$  определяет пространственную длину импульса в соответствии с формулой  $L_{\text{имп}} = \tau V$ , где  $V$  – скорость распространения электромагнитных волн в среде. Величина  $\tau$  является фундаментальным параметром георадарного зондирования, определяющим глубину, разрешающую способность и величину мертвой зоны – области с размером, внутри которой невозможно выделить объекты, порождающие вторичные волны.

Основной величиной, измеряемой при георадарных исследованиях, является время пробега электромагнитной волны  $t$  от источника возбуждения – передающей антенны – до отражающего или дифрагирующего объекта и от этих объектов до приемной антенны. Время пробега является кинематической характеристикой изучаемых вторичных волн. Интенсивность и форма этих волн являются динамическими характеристиками. Кинематические характеристики в подавляющем большинстве случаев могут быть рассчитаны на основе законов геометрической оптики – принципа Ферма и принципа Гюйгенса методами, аналогичными тем, которые используются в сейсморазведке. Отсюда следует, что при георадарных исследованиях применимы принятые в сейсморазведке понятия пластовой, средней, эффективной скоростей, годографа отраженной или дифрагиро-

ванной волны, разрешающей способности по вертикали и в плане (размер зоны Френеля), временного и глубинного разрезов.

*Принцип Гюйгенса – каждая точка фронта волны может рассматриваться как источник вторичных волн.*

*Принцип Ферма – луч света преодолевает расстояние с наименьшим временем.*

В отличие от сейсморазведки кинематические и динамические характеристики регистрируемых сигналов сложным образом зависят от спектрального состава возбуждаемых колебаний, диэлектрической проницаемости и проводимости. Последние параметры сами могут являться функциями частоты, и до настоящего времени отсутствует теория, позволяющая производить точные расчеты динамических характеристик волнового поля.

Для практической реализации георадарных исследований необходимы источник импульсного типа – генератор и передающая антенна, а также приемник и приемная антенна, устройство для измерения времени между моментом излучения и моментом прихода вторичной волны и регистратор, осуществляющий запись колебаний с выхода приемника в цифровом или аналоговом виде. При использовании аппаратуры описанного типа георадар перемещается вдоль профиля, реализуя метод, называемый в сейсморазведке методом вертикального времени  $t_0$ . При этом с достаточной степенью точности можно считать, что лучи падающей и отраженной волн совпадают. При известной средней скорости ( $V_{cp}$ ) расстояние до отражающей квазиплоской границы определяется по формуле:  $\mathbf{h} = \mathbf{t} \cdot \mathbf{V}_{cp} / 2$ .

В случае наличия дифрагирующего объекта метод  $t_0$  позволяет построить годограф дифрагированной волны, который связывает время прихода этой волны с глубиной залегания данного объекта и его положением в плане в соответствии с формулой:

$$t = \frac{2\sqrt{(L^2 + h^2)}}{V}, \quad (8.1)$$

где  $h$  – глубина,  $L$  – расстояние от пункта возбуждения,  $V = \frac{c}{\sqrt{\epsilon}}$  – скорость распространения радиолокационных импульсов в перекрывающей или вмещающей однородной толще,  $c$  – скорость распространения электромагнитных волн в вакууме,  $\epsilon$  – комплексная диэлектрическая проницаемость среды  $\epsilon = \epsilon' + i\epsilon''$ . Использование формулы (8.1) с небольшими допустимыми погрешностями возможно лишь в случае малых потерь, когда  $\epsilon''/\epsilon' < 0,3$ . Большинство геологических сред обеспечивает это условие,



что определяет широкое использование кинематических характеристик георадарных записей по аналогии с сейсморазведкой методом  $t_0$ . Имея это в виду, под словами «диэлектрическая проницаемость» в подповерхностной георадиолокации понимают действительную часть комплексной диэлектрической проницаемости среды.

В случае, когда приемная и передающая антенны разделены, можно проводить георадарные исследования методами отраженных волн, полностью аналогичными тем, которые используются в сейсморазведке: метод общей глубинной точки (МОГТ) и метод общего пункта возбуждения (ОПВ).

При георадарных исследованиях в каждой точке профиля регистрируется сигнал, состоящий из прямой и вторичных волн разных типов – *трасса*. Волновое поле, регистрируемое в последовательных точках профиля, визуализируется в виде *радарограммы* – набора трасс в координатах  $(t, L)$ . Принципиально радарограмма является полным аналогом сейсмограммы, соответствующей используемой методике. Как и в сейсморазведке, радарограмма содержит однократные и многократные волны. Отсюда следует, что при обработке радарограмм полностью применимы все методы и приемы обработки сейсмических данных, целью которых является выделение целевых волн и построение временных и глубинных радарных разрезов.

С технологической точки зрения, георадарный метод имеет следующие значительные преимущества перед сейсмическим методом:

- 1) приемную и передающую антенны не заглубляют в грунт, что позволяет производить работу в движении;
- 2) при практически достижимых мощностях излучения свойства среды остаются неизменными, а возникающие в среде процессы описываются волновым уравнением. В сейсморазведке волновое уравнение верно только для бесконечно малых деформаций и перемещений;
- 3) спектр возбуждаемых колебаний может изменяться оператором в широких пределах как по ширине, так и по форме в зависимости от решаемых задач;
- 4) синхронное накопление сигналов осуществляется просто.

Основным недостатком георадарного метода по сравнению с сейсморазведкой является резкое снижение глубинности исследований при увеличении электрической проводимости изучаемой среды. При фиксированных параметрах источника излучения глубинность разведки может изменяться от первых метров (песчано-глинистые водонасыщенные отложения) до нескольких километров (льды Антарктиды, базальты, граниты).

Первые идеи радиоволновых (ондометрических) зондирований на основе *фазовых измерений* высказаны немецкими учеными Г. Лови и Г. Леймбахом в 1910–1913 гг. Сущность метода зондирований сводится к изучению интерференции («биений») прямых и отраженных радиоволн

(возвратный метод). В последующие годы этот метод разрабатывался в МГУ А. А. Петровским, Ф. Фричем, А. И. Заборовским, М. К. Крыловым.

В конце тридцатых годов XX века в Англии был разработан метод импульсной радиолокации, основной областью применения которого являлось обнаружение самолетов в воздухе. Импульсная радиолокация быстро нашла себе применение и во многих гражданских отраслях, прежде всего, в авиации и мореплавании. Применение радиолокации для геологической разведки стало возможным после того, как появились полупроводниковые приборы, позволяющие генерировать импульсы длительностью первые наносекунды, обеспечивающие разрешающую способность в доли метра и метры, необходимую для решения геологических задач.

В 1960 г. появились публикации В. Н. Рудакова, В. В. Богородицкого, Н. А. Гинзбурга и др. по результатам определения толщины ледников радиолокационным методом. С этого времени как у нас, так и за рубежом стали широко применяться радиолокационные определения мощности покровных (Арктика, Антарктика, Гренландия и др.) и горных (Кавказ, Тянь-Шань и др.) ледников. Максимальная толщина изученных ледников (свыше 4 км) получена в Антарктиде. Среди отечественных специалистов, изучающих ледники, наиболее известен Ю. Я. Мачерет. Традиционно методы георадиолокации разрабатывались в МГУ с первых лет организации кафедры геофизики (1944). В частности, известны публикации М. К. Крылова (1953), В. К. Хмелевского (1961), А. В. Калинина (1963). Наибольшие успехи в развитии георадиолокационного подповерхностного зондирования в России относятся к 90-м годам XX века, когда в разработку георадаров современного уровня включились предприятия оборонного комплекса. Большой вклад в создание компьютерных приемов обработки и интерпретации данных георадиолокационной съемки и внедрение ее в производство внесли сотрудники геологического факультета МГУ: М. Л. Владов, А. В. Калинин, Л. М. Кульницкий, А. В. Старовойтов, М. Ю. Токарев и др. Сотрудниками геологического факультета МГУ проведены исследования на десятках объектов при решении самых разнообразных задач инженерной геологии, геоэкологии, археологии и т. д. На основании приобретенного опыта создан учебный курс «Георадиолокация», по которому написано учебное пособие, разработана оригинальная система обработки и интерпретации георадарных данных для персональных компьютеров. Отделением геофизики геологического факультета МГУ организованы и проведены две международных научно-практических конференции «Георадар в России» (1996, 2000). На них присутствовали по 60–100 представителей от десятков организаций, в том числе из Латвии, Литвы, Эстонии, Украины, Болгарии. По существу, отделение геофизики геологического факультета МГУ признано ядром «георадарной корпорации» России и стран ближнего зарубежья.

Как указывалось выше, строгой теории, позволяющей производить точные расчеты динамических характеристик поля, не существует. Это означает, что изменение амплитуды и формы электромагнитных импульсов при распространении в реальных средах можно оценить лишь приближенно, на основе использования комплексного волнового числа. При использовании комплексного волнового числа проводимость среды и диэлектрическая проницаемость считаются независимыми от частоты, а среда – сплошной и однородной. Значения этих параметров можно определить экспериментально для заданной частоты. Реальные среды, изучаемые георадарным методом, являются гетерогенными и многофазными. В таких средах как проводимость, так и диэлектрическая проницаемость могут зависеть от частоты, и эта зависимость будет определяться соотношением между твердой, жидкой и газообразной фазами, характерными размерами неоднородностей и т. д. В частности, удельное электрическое сопротивление ( $\rho$ ) резко изменяется с изменением литологии, пористости, заполнителя пор (воздух, нефть, вода), водонасыщенности, минерализации подземных вод, температуры, текстуры, структуры и других факторов. Так, у пород одного и того же литологического состава, например у глин,  $\rho$  меняется от долей единиц до первых десятков Ом·м, у песков – от первого десятка до первых сот Ом·м, у скальных пород – от первой сотни до десятка тысяч Ом·м. Более того, экспериментально установлено, что удельное электрическое сопротивление при переходе от постоянного тока к высокочастотным колебаниям (сотни МГц) уменьшается в 2–4 раза.

В этих условиях строгое решение задачи об изменении интенсивности и формы электромагнитных волн в процессе их распространения принципиально невозможно. Это означает, что оценку глубинности георадарных исследований можно проводить только на основе классической теории, заведомо допуская большие отклонения расчетных величин от истинных. Классическая теория показывает, что в средах с заметной проводимостью возникает поглощение и дисперсия фазовых и групповых скоростей распространения электромагнитных волн. Оба эти фактора приводят к изменению интенсивности и формы электромагнитных импульсов в процессе их распространения, определяя тем самым практически достижимые глубинность и разрешающую способность георадарного зондирования.

С практической точки зрения, отсутствие теории, описывающей динамику электромагнитных волн, не существенно, так как распространение электромагнитных колебаний и в этих средах не теряет волнового характера, т. е. происходит с конечной скоростью, которую можно определить экспериментально. Принципиально важно лишь то, чтобы в процессе георадарного зондирования были зарегистрированы коррелирующиеся, т. е. регулярные волны. Имеются такие волны в интервале времен регистрации либо нет, устанавливается при анализе радарограмм. Единственными ме-

тодами повышения глубинности в этом случае являются увеличение мощности источника, изменение спектрального состава излучаемых колебаний либо синхронное накопление. Классическая теория указывает, что с одним и тем же георадаром отражающая граница может быть обнаружена на глубине 4 км (чистый лед) и не более 4 м (глины).

Как указывалось выше, законы геометрической оптики позволяют определить время пробега волн, интенсивность и формы которых заранее неизвестны, на основе корреляционного анализа волнового поля. Поэтому в теории георадарного метода прямые и обратные кинематические задачи полностью идентичны тем, которые решаются в сейсморазведке. В частности, уравнения *годографов*, т. е. графиков зависимости времен прихода электромагнитных волн ( $t$ ) от расстояния ( $L$ ) между передающей и приемной антеннами, для волн, отраженных от протяженных горизонтальных границ или дифрагированных на локальных объектах, имеют вид:

$$t_{refl} = \sqrt{t_0^2 + \frac{L^2}{V^2}}; \quad t_{difr} = \sqrt{t_0^2 + \frac{4L^2}{V^2}}, \quad (8.2)$$

где  $t_0 = 2h/V$  – двойное время пробега до отражающей границы при  $L = 0$ ,

$V = \frac{c}{\sqrt{\epsilon}}$  – скорость распространения электромагнитных волн в пере-

крывающей или вмещающей однородной среде,  $c = 300\,000$  км/с,  $\epsilon$  – диэлектрическая проницаемость. В случае вертикально-неоднородной (слоистой) среды уравнения (8.2) принимают вид:

$$t_{refl} = \sqrt{t_{0n}^2 + \frac{L^2}{V_{efn}^2}}, \quad t_{difr} = \sqrt{t_{0n}^2 + \frac{4L^2}{V_{efn}^2}};$$

где  $V_{efn}^2 = \frac{\sum_{k=1}^n h_k c_k}{\sum_{k=1}^n \frac{h_k}{c_k}}$ ,  $t_{0n} = \sum_{k=1}^n \frac{h_k}{c_k}$ ,  $V_{efn}$  – эффективная скорость;  $h_k$  – мощность  $k$ -го слоя;  $V_k$  – скорость в  $k$ -м слое.

Специфические особенности геоэлектрических условий при использовании георадара для инженерно-геологических задач определяются тем, что либо объектом исследований является непосредственно приповерхностная часть разреза, либо объект изучения расположен под приповерхностной частью.

Как следует из нижеприведенной таблицы, относительная диэлектрическая проницаемость  $\varepsilon$  в осадочных горных породах мало зависит от минерального состава, а определяется содержанием в порах воздуха ( $\varepsilon_{\text{воз}} = 1$ ), нефти и нефтепродуктов ( $\varepsilon_{\text{н}} = 2$ ) или воды ( $\varepsilon_{\text{в}} = 81$ ). Она возрастает в основном с увеличением пористости и влажности  $W$ , т. е. отношения массы воды к общей массе породы. Известны, например, следующие эмпирические формулы зависимости диэлектрической проницаемости от влажности: для песков и суглинков  $\varepsilon = 3,2 + 1,1 W$ , для сред с высокой влажностью  $\varepsilon = 720/(180 - W \cdot 100)$ . Для приповерхностного (1–3 м) слоя почв, грунтов, горных пород, кроме перечисленных характеристик, на  $\varepsilon$  влияют и другие экзогенно-техногенные факторы (температура, выветривание, переработка почв в грунты, загрязненность почв и т. д.), что может изменять  $\varepsilon$  в 2–3 раза. В результате наблюдается значительная изменчивость скорости распространения волн по глубине и латерали. Это обстоятельство может быть использовано для изучения состояния и динамики водо-нефтегазонасыщенности верхнего слоя, что дает возможность производить геоэкологический мониторинг. В случае, если геологической задачей является изучение разреза до больших (10 м и более) глубин, указанное обстоятельство создает значительные трудности, аналогичные возникающим в сейсморазведке при наличии ЗМС.

Свойства	Воздух	Лед	Сухой песок	Глина	Вода
$\varepsilon$	1	3	5	16	81
$V$ , см/нс	30	17	13	7,5	3,3
$\lambda$ , м (при $f = 100$ МГц)	3	1,7	1,3	0,75	0,3

*Интенсивность отраженных волн* при прочих равных условиях возрастает с ростом контрастности электрических свойств среды. В случае нормального падения электромагнитной волны на плоскую границу раздела для частот выше 30–50 МГц амплитуда отраженной волны пропорциональна коэффициенту отражения

$$K = \sqrt{\varepsilon_1} - \sqrt{\frac{\varepsilon}{\varepsilon_1}} + \sqrt{\varepsilon},$$

где  $\varepsilon_1$  – диэлектрическая проницаемость подстилающей среды.

Интенсивность регистрируемых отраженных волн определяется глубиной до отражающей границы (эффект геометрического расхождения), частотно-зависимым коэффициентом поглощения волны  $A$  и коэффициентом

отражения. Величина  $A$  уменьшается с ростом  $\rho$  и  $\varepsilon$  перекрывающей или вмещающей среды или уменьшением частоты.

### 8.1. Техника и методика работ

*Георадары* для наземных, подземных и скважинных работ разрабатываются в ряде организаций России, Латвии и других стран и отличаются конструктивными особенностями. Однако независимо от них, все георадары состоят из следующих блоков:

а) *генератора (передатчика)* электрических импульсов типа затухающей синусоиды с частотой  $f$ , содержащей 1,5–3 периода в зависимости от длительности посылки  $\tau$ . Частота  $f$  в зависимости от типа георадара может меняться в интервале 50–2500 МГц, а частота посылки импульсов  $F$  – в пределах 10–100 кГц. Потребляемая мощность генератора варьирует от единиц до сотен Вт;

б) *набора идентичных приемных и передающих антенн* – дипольных, щелевых или рупорных. Антенны настроены на центральную частоту спектра возбуждения и в разной степени экранированы от излучения в воздух и приема волн, порождаемых объектами, расположенными в воздухе;

в) *блока приема*, включающего в себя собственно приемник, стробоскоп, преобразователь аналоговых сигналов в цифровую форму (аналогоцифровой преобразователь), регистратор цифровых данных (компьютер, обычно ноутбук).

В России используются следующие георадары: «Зонд-12» (фирма «Radar systems», Латвия), «Гея» и «Зонд» (ООО «Логис», г. Жуковский), «Георад» (СКБ ИРЭ РАН «Классик», г. Фрязино), «Раскан» (АО ЦНИИ радиотехнических систем, г. Москва), «Грот» (ИЗМИРАН РАН, г. Троицк), «SIR» (США), «РАМАС» (Швеция).

Материалы георадарной конференции 2001 г. показали, что наибольшее распространение для решения инженерно-геологических задач в России получили георадары латвийской системы «Radar systems».

Методика георадарных исследований определяется поставленной задачей, от которой зависят и способы проведения работ, и выбор соответствующей аппаратуры, и способ перемещения источника и приемника по профилю.

Для увеличения глубинности применяют георадары с более низкими центральными частотами возбуждаемых электромагнитных волн и большим интервалом регистрации. Для увеличения разрешающей способности и выделения тонких слоев и близкорасположенных объектов малого размера повышают центральные частоты и плотность наблюдений по профилю (число точек зондирования на единицу расстояния). Наблюдения при различных центральных частотах могут использоваться для увеличения глубинности

при сохранении относительной разрешающей способности, но неизбежном падении абсолютной разрешающей способности с глубиной.

По способам перемещения георадаров различают: ускоренные наблюдения на постоянном расстоянии (базе) между излучающей и приемной антеннами ( $L$ ), обычно составляющим единицы и десятки сантиметров (аналог сейсмопрофилирования  $t_0$ ), и наблюдения с изменяющимися расстояниями, когда расстояние между излучающей и приемной антеннами увеличивается от десятков сантиметров до 5–10 м – аналог метода общего пункта возбуждения или метода общей глубинной точки в сейсморазведке. Радарограмма может быть визуализирована с использованием метода отклонений, либо метода переменной плотности (см. рис. 8.1). Начало записи ( $t = 0$ ) совпадает с моментом посылки зондирующего импульса, а  $t_{max}$  определяет длительность записи.

## 8.2. Обработка и интерпретация георадарных данных

Как отмечалось выше, кинематическая теория георадарных работ и сейсморазведки совпадают, поэтому при обработке и интерпретации радарограмм используются способы, известные в сейсморазведке. Для картирования протяженных отражающих границ и локализации дифрагирующих объектов используются способы, применяемые в сейсморазведке для решения аналогичных задач.

Принципиально граф обработки полевых данных не отличается от сейсмического графа обработки результатов МОВ –  $t_0$  или *optimum offset* и включает в себя следующие процедуры:

- 1) ввод-вывод данных;
- 2) просмотр и редактирование данных;
- 3) коррекция амплитуд;
- 4) линейная обработка сигналов (частотная фильтрация);
- 5) деконволюция, направленная на повышение разрешающей способности (распрямление);
- 6) оценка скоростного строения разреза либо по годографам дифрагированных волн, либо по привязке георадарных данных к имеющимся скважинам;
- 7) миграция – процедура восстановления глубинного разреза и определения местоположения дифрагирующих объектов;
- 8) ввод статических поправок;
- 9) пикирование границ и объектов;
- 10) визуализация временных или глубинных разрезов.

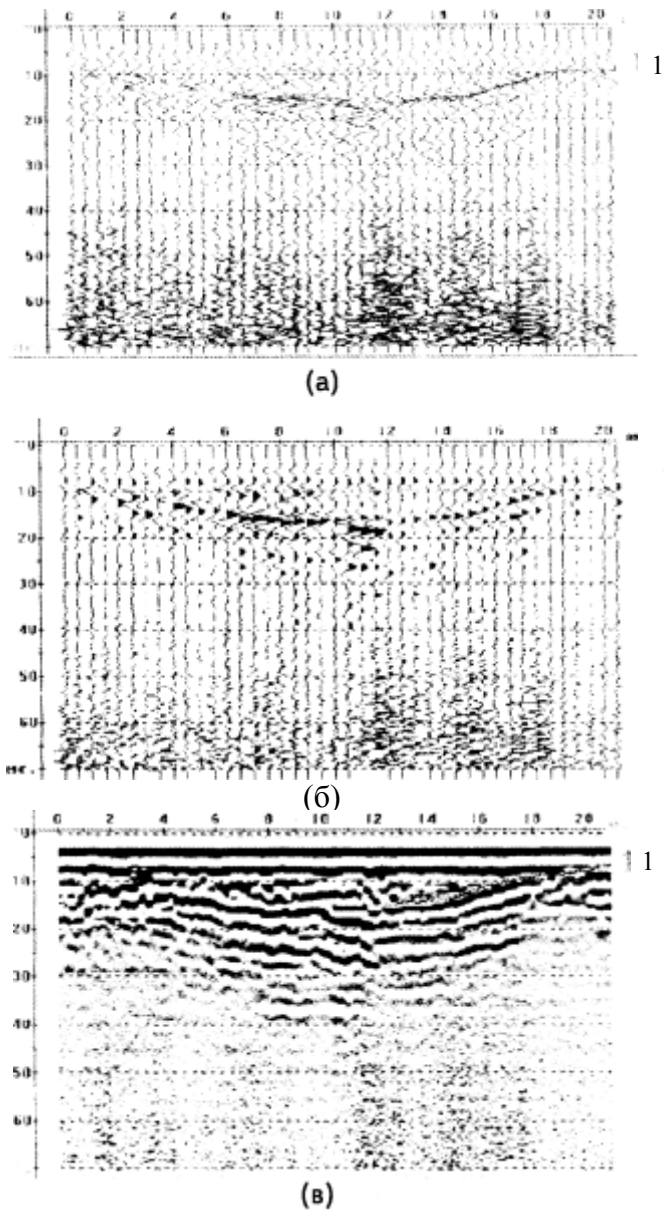


Рис. 8.1. Радарограммы с записью сигналов методами отклонений (а), отклонений с зачернением (б), переменной плотности (в): 1 – прокоррелированная ось синфазности отраженной волны



Геологическая интерпретация радарограмм во многих чертах аналогична методике интерпретации, разработанной для поиска ловушек нефти и газа неструктурного типа, получившей название «Сейсмическая стратиграфия». Интерпретация проводится в три этапа.

На первом этапе выделяются волны-помехи – кратные отраженные волны и волны, порождаемые объектами, расположенными над поверхностью земли («воздушные» волны). Волны последнего типа значительно снижают возможности применения георадара, особенно в городских условиях, однако эта проблема в настоящее время решается с помощью экранированных антенн.

На втором этапе выделяются «георадарные седиментационные комплексы» (ГСК), представляющие собой трехмерные тела, ограниченные в кровле и подошве угловыми или стратиграфическими несогласиями. На этом этапе данных по геологии и гидрогеологии не требуется, рассматриваются только физические соотношения между слоями.

На третьем этапе проводится детальный анализ особенностей волновой картины внутри выделенных ГСК. Выделяемые трехмерные тела получили название «георадарных фаций» (ГФ). Георадарные фации выделяются по комплексу признаков: по конфигурации осей синфазности отраженных волн, их протяженности, интенсивности, частотному составу записи и т. д. На этой стадии привлекается вся доступная геологическая и гидрогеологическая информация. Окончательный результат георадиолокационных исследований представляет собой временной или глубинный (если имеются данные о скоростях распространения) разрез, на котором показаны литология и, как правило, элементы гидрогеологии (УГВ, зоны повышенного увлажнения и т. д.).

Если выделение осей синфазности отраженных волн обычно не вызывает затруднений, то изучение гидрогеологических особенностей отложений часто является довольно сложной задачей. Опыт проведения георадиолокационных наблюдений показывает, что имеется несколько типов волновой картины, обусловленных влажностью отложений, однако физического объяснения этого эффекта пока нет. Очевидно, для решения этой проблемы необходимы экспериментальные натурные исследования с различными антеннами, детальным изучением литологии и влажности отложений, моделирование.

Анализ литературных данных и материалов двух международных конференций, организованных и проведенных геологическим факультетом МГУ совместно с ЕАГО, показывает, что георадар находит широкое применение в различных областях инженерной геологии.

1. При *геокриологических исследованиях* георадар применяется для расчленения мерзлых и талых пород, картирования обводненных зон в плане и по глубине с помощью поверхностных наблюдений, просвечивании ме-

жду скважинами и выработками, а также при изучении динамики промерзания пород, талико-фильтрационных процессов.

2. При *геолого-поисковых и инженерно-геологических* исследованиях полевые и надводные варианты ГПЗ служат для:

- картирования в плане и по глубине горных пород, т. е. разделения их на скальные (изверженные и осадочные) и рыхлые (гравийные, песчаные, глинистые);

- выделения близповерхностных рудных (например, россыпи) и нерудных (например, кимберлитовые трубки, минеральное и строительное сырье) полезных ископаемых;

- изучения оползней, пльвунув, карстово-трещиноватых зон, степени их обводненности;

- расчленения донных осадков на реках, озерах, болотах как летом, так и зимой с оценкой условий строительства наземных и подземных переходов;

- выявления устойчивых и неустойчивых, сухих и обводненных грунтов при проектировании различного строительства (гидротехническое, дорожное, промышленное, гражданское), оценки качества закрепления грунтов;

- оценки толщины, качества и состояния покрытий, насыпей (наличие пльвунув, промоин, пустот и т. д.) на строящихся и эксплуатируемых железных и автомобильных дорогах, путепроводах, аэродромах и т. п., организации периодически повторяемых наблюдений за состоянием этих объектов.

3. При *гидрогеологических и почвенно-мелиоративных* работах с помощью ГПЗ возможны:

- поиски грунтовых вод (особенно в пустынях);

- изучение динамики влажности в зоне аэрации, глубины зеркала грунтовых вод;

- выявление трещинно-карстовых вод в скальных породах;

- изучение обводненности горных выработок;

- почвенное картирование с разделением почв по составу, глинистости, влажности, засоленности.

4. При решении *геотехнических, дефектоскопических, геоэкологических и археологических задач* метод ГПЗ используется для:

- обнаружения под землей и под водой металлических и диэлектрических предметов гражданского и военного (например, мины) назначения, тепло-трасс, кабелей, трубопроводов с оценкой состояния окружающих пород;

- дефектоскопии строительных конструкций, стен, бетона, железобетонных конструкций, облицовок тоннелей и т. п.;

- изучения экологической загрязненности геологической среды (мест утечек нефтепродуктов, геохимических загрязнений от горных, промышленных, сельскохозяйственных производств, а также городских свалок);

– решения различных археологических задач (обнаружения стен городищ, очагов, захоронений, в том числе современных), поисков кладов.

Георадарный метод по сравнению с другими геофизическими методами отличается более высокой стоимостью аппаратуры (в десятки и сотни раз). В то же время его производительность в десятки раз превышает производительность других методов (2–3 км/ч и более). Исходные данные (радарограммы) имеют вид, обманчиво близкий к временным сейсмическим разрезам, а для неспециалиста – и к глубинным сейсмическим разрезам, см. рис. 8.1. Два последних обстоятельства приводят к мысли о том, что георадарный метод может успешно применяться без специальных знаний и привлечения к интерпретации данных других геофизических методов, а также скважинных данных. Многолетний опыт и материалы проведенных конференций показывают, что подобные представления совершенно не соответствуют действительности, могут привести к серьезным ошибкам и тяжелым последствиям. Имея в виду вышесказанное, можно утверждать, что эффективно георадарные исследования могут выполняться только организациями с профессионально подготовленными специалистами в области методики, обработки и интерпретации.

#### **9. ПРИМЕР КОМПЛЕКСНОГО ГЕОФИЗИЧЕСКОГО ИССЛЕДОВАНИЯ СТРОЕНИЯ ОЗЕРА**

В течение последних двух лет национальный парк «Угра» (г. Калуга) осуществляет научную программу изучения озер, расположенных на его территории [5]. Лаборатория малоглубинной электроразведки (ЛАМЭ) геологического факультета МГУ выполнила комплексные геофизические исследования с целью изучения строения верхней части геологического разреза акватории озера, которое находится в 15 км к востоку от г. Юхнов. Озерки (так называется это озеро) в плане имеет практически правильную круглую форму. Его диаметр составляет 450–500 м. Глубина в центре по данным эхолотирования не превышает 6,5 м (см. рис. 9.1). Озеро находится в котловине и окружено со всех сторон валом высотой порядка 5 м. Вал имеет асимметричную форму. При этом крутой спуск к озеру сочетается со сравнительно пологим склоном к периферии. В озеро не впадает ни один ручей, и только один небольшой ручей разгружает избыточные воды в р. Угра.

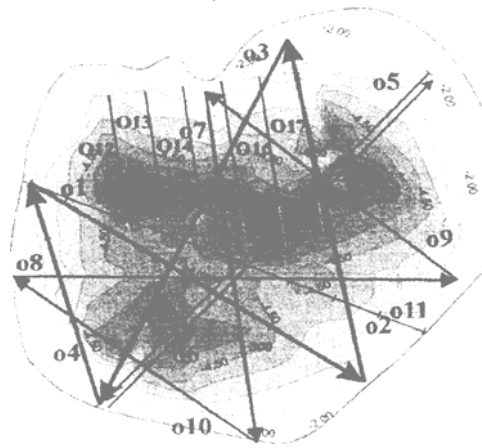


Рис. 9.1. План геофизических профилей и карта глубин озера

Комплекс методов при исследовании озера включал георадарную и магнитную съемки, электрические зондирования, эхолотирование, резистивиметрию и измерение температуры воды.

Наблюдения выполнялись в зимний период со льда. Предварительно через каждые 50 м делалась разметка профилей (бурились лунки и устанавливался пикетаж). После этого с помощью аппаратуры «Зонд-10», «Питон» (*Radar Systems*) на частоте 75 МГц проводились георадарные и другие типы измерений, которые требуют непосредственного контакта с водой: эхолотирование (эхолот «Hummingbird», США), резистивиметрия (измерение удельного электрического сопротивления воды) и термометрия. Резистивиметр открытого типа собственной конструкции выполнен в виде стержня на базе симметричной четырехэлектродной установки с длиной  $AB = 15$  см,  $MN = 2$  см. В конструкции термометра с цифровой индикацией показаний используется терморезистор с чувствительностью и точностью измерений  $\pm 0,1$  °.

Магнитная съемка поля  $\Delta T$  с помощью стандартного протонного магнитометра ММП 203 выполнялась с шагом 10 м по трем профилям, проходящим соответственно по оси озера и вдоль берегов. Датчик магнитометра располагался на высоте 2 м. Такое положение датчика позволяет существенно уменьшить влияние мелких металлических объектов, расположенных на дне водоема в случае мелководья и не препятствует выявлению магнитного эффекта от объектов, расположенных на большей глубине. Учет вариаций осуществлялся заходом на опорную точку, расположенную на территории изучаемого участка. Выбор опорной точки был обусловлен

минимальным градиентом магнитного поля в этом месте, а также удобством ее расположения. Частота захода на опорную точку определялась скоростью прохождения двух профилей.

Были проведены контрольные измерения, которые составили 5 % от общего количества точек. Точность магнитной съемки составляла  $\pm 2$  нТл. На о. Озерки все наблюдения велись по системе радиальных профилей, концы которых также связывались профилями.

Трехэлектродные ортогональные (перпендикулярные направлению профиля и линии «бесконечность») электрические зондирования выполнялись непосредственно со льда с помощью активных электродов и аппаратуры «ЭРА» на частоте 4,88 Гц. Максимальный действующий разнос АО составлял 100 м. Длина измерительных линий MN равна 2 м.

Эхолотирование показало, что дно озера состоит из двух котловин, разделенных поднятием в виде вала субширотного направления (см. рис. 9.1). Высота вала составляет примерно 1,5–2 м. Площадь южной котловины меньше примерно в два раза, чем северной впадины. Котловины разделяются выступом, который имеет достаточно крутые склоны, особенно в восточном направлении.

По профилю 01 сделан термический каротаж воды на глубину до 2 м (рис. 9.2 А). В целом распределение температур с глубиной по профилю практически не меняется. У поверхности воды температура близка к 0 °С. На глубине около 1 м температура составляет около 2,5 °С. На глубине около 2 м температурный градиент резко падает, а температура на этой глубине составляет 3,4 °С. Ниже температура практически не изменяется. Однако на пикете 150 видна положительная температурная аномалия, вершина которой поднимается под углом в виде факела и достигает поверхности в районе пикетов 170–180.

По этим же пикетам проведен электрический каротаж воды на глубину до 5,5 м (см. рис. 9.2 Б). В целом наблюдается закономерная картина уменьшения удельного электрического сопротивления (УЭС) с глубиной, что связано, с одной стороны, с опресняющим действием льда и снега, а с другой – с уменьшением температуры воды. Сопротивление воды в самых верхних слоях возрастает до 78–79 Ом·м. В наиболее глубоких частях озера УЭС падает до 54 Ом·м. Однако общий фон УЭС значительно меняется в горизонтальном направлении. При этом положительные аномалии УЭС сменяются аномалиями сравнительно низких значений с периодичностью в 50–80 м. Объяснение такой картины процессом конвекции не может быть принято, так как эти аномалии никак не выражены в температуре. На наш взгляд, более правдоподобная интерпретация заключается в различии химического и газового составов воды на отдельных участках.

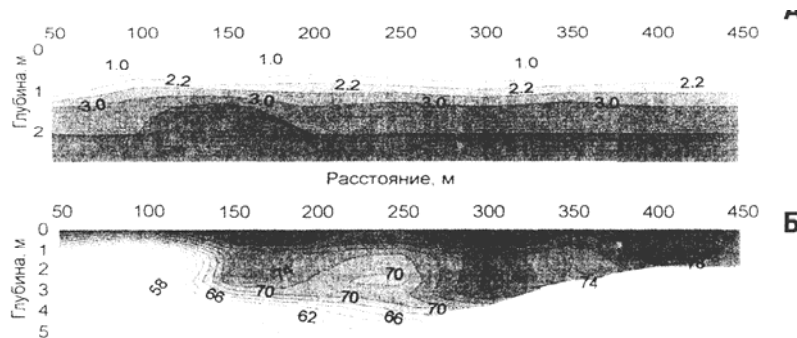


Рис. 9.2. Результаты измерения температуры (А) и удельного электрического сопротивления (Б) толщи воды

Интересно, что аномалии УЭС пронизывают всю толщу воды по вертикали. Такая ситуация может быть только при подъеме вещества снизу вверх или опускании сверху вниз. Второе менее вероятно, так как поверхность воды забронирована льдом. Если бы подъем вещества шел из илов, которые постепенно разлагаются и выделяют метан, серу и другие продукты разложения, то этот процесс шел бы равномерно по всей акватории озера, так как по георадарным данным озеро покрыто слоем ила мощностью около 1 м практически равномерно. Однако мы наблюдаем локальные аномалии УЭС. Следовательно, измерения зафиксирован подъем флюидов, связанных с подземными водами.

Как было сказано выше, на пикетах 150–180 зафиксирована положительная температурная аномалия, которая коррелируется с положительной аномалией УЭС, что является косвенным доказательством гипотезы о существовании системы донных источников.

Наиболее интересные результаты получены с помощью георадара. На первом этапе с помощью георадара «Зонд-10» (рис. 9.3 А) удалось откартировать современные иловые отложения, которые облекают поверхность дна и имеют максимальную мощность во впадинах. Подошва и дно илов на радарограммах достаточно уверенно выражаются двумя временными границами с двойным временем пробега порядка 30–40 нс. Учитывая, что сапропелевые илы – это слабоконсолидированный осадок, состоящий в основном из воды, мы приняли скорость распространения электромагнитной волны 5 см/нс. Исходя из этого предположения максимальная мощность современных сапропелевых илов не превышает 1 м (см. рис. 9.3 Б). Ниже по разрезу залегают консолидированные осадки сравнительно большой мощности. Однако георадар «Зонд-10» не позволяет получить полную картину до кровли коренных пород. Как видно из полевых данных, полное

затухание электромагнитного импульса происходит через 400 нс. Увидеть более глубокие границы не позволяет малая мощность георадара.

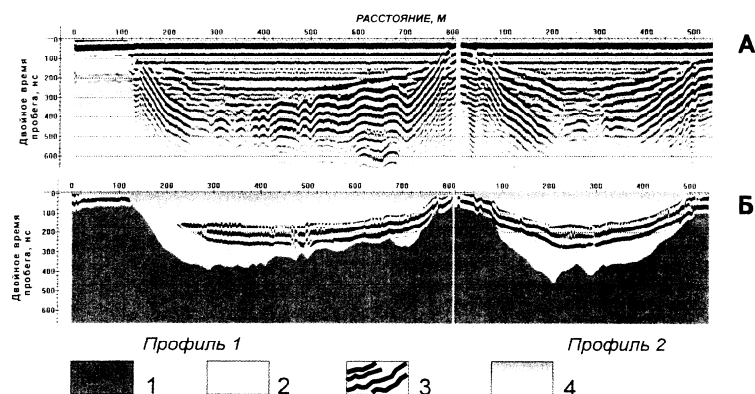


Рис. 9.3. Результаты георадиолокации по профилям 01 и 02: *А* – полевые данные, *Б* – временной геолого-геофизический разрез (*1* – коренные породы, *2* – нижний слой, *3* – верхняя слоистая толща, *4* – вода)

Для изучения глубокой границы поверхности коренных пород использовался георадар «Питон». Результаты по двум георадарным профилям 01 и 02 показаны на рис. 9.3. На рисунке 9.3 *А* изображены полевые радарограммы. Как видим, интенсивные отражения наблюдаются вплоть до 700 нс. Это позволяет достаточно уверенно протрассировать кровлю коренных пород. При построении этой глубинной границы мы приняли скорость в консолидированных осадках 15 см/нс.

Некоторые признаки на радарограммах после их обработки указывают на разделение этого слоя на два комплекса. Нижний залегает на глубинах 10–15 м и заполняет наиболее глубокие впадины древней котловины озера. Верхний комплекс имеет мощность 0–5 м (на рисунке изображен в виде слоистой полосатой толщи). Особый интерес представляет неровный характер границы коренных пород. На расстоянии 30–40 м глубина границы может измениться на 3–4 м. При этом изменения, с точки зрения геоморфологии, не являются закономерными, как это, например, можно ожидать для террасированных берегов. Внешний вид этой границы больше напоминает хаотическое нагромождение блоков горных пород. Кроме того, волновая картина соответствует мощному процессу реверберации (многократного переотражения) электромагнитной волны в слое консолидированных осадков. То есть электромагнитный импульс многократно переотражается от сильноконтрастных верхней и нижней границ этого слоя.

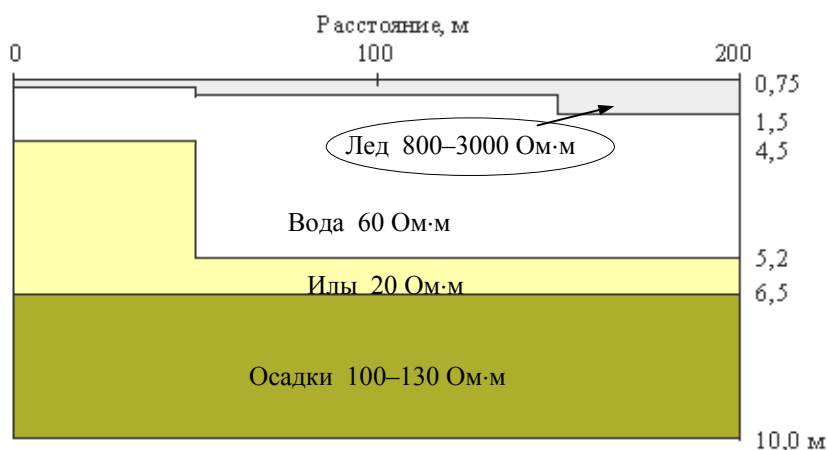


Рис. 9.4. Геоэлектрический разрез по результатам электрических зондирований

Интерпретация электрических зондирований показала, что модель геологического разреза, полученная по георадарным данным, хорошо согласуется с геоэлектрической моделью. Из данных интерпретации вертикальных электрических зондирований (ВЭЗ), выполненных на акватории озера, вытекает, что удельное сопротивление консолидированных осадков, заполняющих озерную котловину, составляет 100–130 Ом·м (см. рис. 9.4). Это соответствует обводненным пескам с небольшой примесью глинистого материала. Сопротивление коренных пород составляет порядка 40–50 Ом·м, что может соответствовать сильно нарушенным известнякам.

На рис. 9.5 сопоставляются карта глубины кровли коренных пород (см. рис. 9.5 А) и аномального магнитного поля  $\Delta T$  (см. рис. 9.5 Б). Из верхнего рисунка видно, что древняя котловина озера разделена на две равновеликие по площади части, между которыми располагается поднятие. Центральная часть поднятия находится в центре озера. Кроме того, на севере выделяется приподнятый на 3–4 м блок, который углом вклинивается примерно на 100 м в центральную часть акватории. Магнитное поле над озером имеет заметный тренд в широтном направлении. Это означает, что мы находимся на борту крупной магнитной аномалии, которая, вероятно, связана с изменением магнитных свойств пород кристаллического фундамента. Отдельные слабые локальные аномалии магнитного поля не вызывают интереса, так как могут быть связаны с латеральной изменчивостью осадочных пород и их геометрии. Однако на севере располагается довольно крупная и значительная положитель-



ная аномалия магнитного поля. Интересно, что ее форма удачно вписывается в форму рельефа коренных пород.

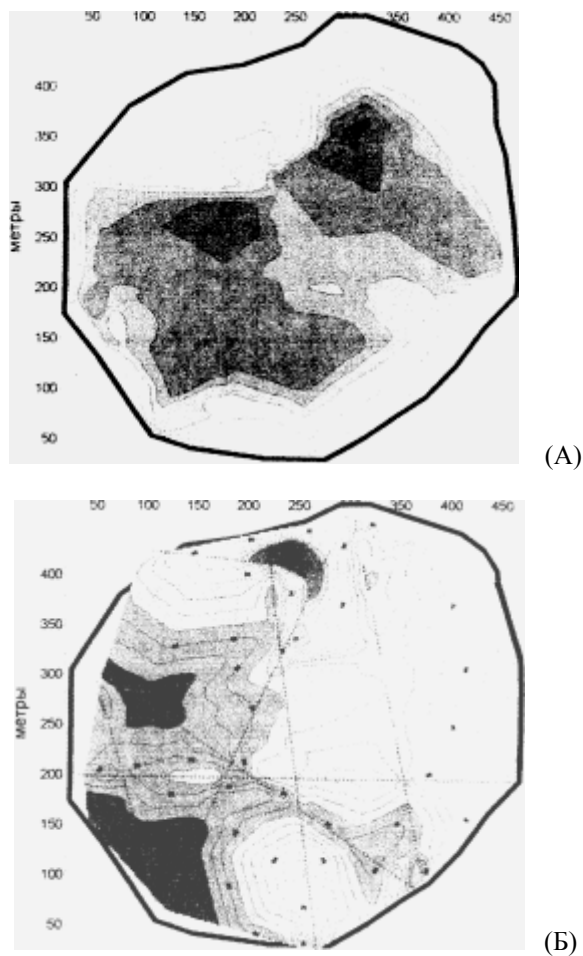


Рис. 9.5. Сопоставление карты коренных пород (А, темным обозначена глубина 14 м) и аномального магнитного поля Земли (Б)

Анализ полученных геофизических результатов в целом указывает на гипотезу о метеоритном происхождении данного озера. Об этом свидетельствуют следующие факты. Озеро имеет правильную круглую форму и не имеет аналогов в данной местности. Оно окружено валом, имеющим

асимметричную форму. По данным георадара, в центре древней котловины озера наблюдается поднятие, характерное для структур ударного типа. Кровля поверхности коренных пород озера имеет неровную форму, что нехарактерно для горных пород осадочного происхождения. Положительная магнитная аномалия, расположенная на севере, может представлять блок сохранившейся части метеорита или скопления его обломков. По данным резистивиметрии, дно озера является проницаемым для подземных вод, что указывает на сильную трещиноватость и нарушенность горных пород.

## **10. ИССЛЕДОВАНИЕ ОСНОВАНИЙ ПОД СООРУЖЕНИЯ**

На стадиях мелко-, средне- и крупномасштабных инженерно-геологических съемок методы электроразведки (главным образом различные модификации ВЭЗ и электропрофилеирования) являются ведущими. С их помощью решаются задачи: 1) картирование рыхлых отложений, в частности определение их площадного распространения, мощности, степени обводненности, литологического состава аллювиальных, делювиальных, озерных, моренных отложений, а также кор выветривания; 2) изучение верхней (до 100 м) части разреза с определением мощности и состава отдельных слоев рыхлых отложений и глубины залегания коренных пород; 3) картирование элементов тектоники и оценка степени трещиноватости и выветрелости пород; 4) поиски и оконтуривание древних долин; 5) обнаружение и картирование закарстованных зон, пустот естественного и искусственного происхождения; 6) изучение оползней; 7) оценка физико-механических свойств и обводненности пород в естественном залегании; 8) оценка коррозионной активности грунтов и интенсивности блуждающих электрических токов; 9) изучение мерзлых пород. Ниже приведены способы решения специфических инженерно-геологических задач при подготовке технико-экономических проектов [13].

### **10.1. Расчленение разреза по литологическому составу, тектоно-структурным особенностям и водоносности**

В этих целях применяют комплекс методов электроразведки постоянного (ВЭЗ, электропрофилеирование) и переменного токов, а также методы естественных полей (ЕП и ПЕЭП). Частные задачи, решаемые этими методами, – изучение разреза по вертикали, в том числе картирование коренных пород, исследование древних долин и изучение карста. Для работ подобного рода характерны общность методических и интерпретационных приемов и зачастую одновременность решения перечисленных задач на

одном и том же участке исследований. При решении перечисленных задач следует иметь в виду, что:

- 1) вид кривой ВЭЗ может существенно меняться в зависимости от состояния верхней части геоэлектрического разреза, подверженной влиянию климатических изменений;
- 2) кривые ВЭЗ в пределах древних долин имеют специфические особенности (см. табл. 10.1);
- 3) разности ВЭЗ рекомендуется ориентировать вдоль предполагаемого простирания бортов древних долин;
- 4) при исследовании погребенных долин метод ВЭЗ дополняют симметричным, комбинированным электропрофилированием или методом ПЕЭП для детального картирования бортов;
- 5) в силу резкой дифференциации образований по физическим свойствам карстовые зоны являются благоприятными объектами для применения различных методов электроразведки (симметричного электропрофилирования на двух разносах, ПЕЭП и радиокип);
- 6) характер аномалий над карстом, полученных одними и теми же методами, меняется в зависимости от соотношения электрических свойств вмещающих пород и материала – заполнителя карста.

Таблица 10.1

Типы кривых ВЭЗ над погребенными долинами  
(по О. А. Демидовичу и др.)

Вмещающие породы	Породы долины	Типы кривых ВЭЗ	
		в долине	на бортах
Изверженные или осадочные	Рыхлые отложения: моренные, среднезернистые пески с пропластками глин и суглинков или с гравием и галькой	$\rho_1 < \rho_2$ ; $\rho_1 > \rho_2 < \rho_3$ $\rho_1 < \rho_2 < \rho_3$ ; $\rho_1 < \rho_2 > \rho_3 < \rho_4$ , реже $\rho_1 < \rho_2 < \rho_3 < \rho_4$	$\rho_1 < \rho_2$ (отличаются мощностью первого слоя); $\rho_1 < \rho_2$ ; $\rho_1 > \rho_2 < \rho_3$ . Отличаются от кривых такого же типа в районе долины значительно меньшей глубиной залегания геоэлектрического горизонта высокого сопротивления, отвечающего коренным скальным породам

Вмещающие породы	Породы долины	Типы кривых ВЭЗ	
		в долине	на бортах
Эффузивные	Эффузивные образования более молодого возраста по сравнению с вмещающими	$\rho_1 < \rho_2$ ; $\rho_1 < \rho_2 < \rho_3$ ; $\rho_1 > \rho_2 < \rho_3$ ;	$\rho_1 < \rho_2$ ; $\rho_1 < \rho_2 < \rho_3$
Рыхлые осадочные: глины, песчано-глинистые отложения	Пески или галечники; морены или песчано-глинистые отложения	$\rho_1 > \rho_2$ ; $\rho_1 < \rho_2 > \rho_3$ Геологические условия мало благоприятны для применения электроразведки	$\rho_1 > \rho_2$ ; $\rho_1 > \rho_2 > \rho_3$

Рис. 10.1 *а* иллюстрирует применение ВЭЗ для расчленения разреза по литологическому составу и картирования уровня грунтовых вод. Кровля глинистых мергелей, которые являются водоупором, не совпадает с кровлей опорного геоэлектрического горизонта. Вид кривой ВЭЗ, полученной на одной и той же точке, может меняться в зависимости от состояния (главным образом степени увлажненности) верхней части геологического разреза для разносов АВ/2 до 50 м (рис. 10.1 *б*): ВЭЗ 7 выполнено в сухое время, а ВЭЗ 2 – после проливных дождей. Сопротивление галечников, залегающих выше водоносного горизонта, непостоянно и зависит от степени их влажности.

Полезную информацию о водоносности исследуемого участка в некоторых случаях дает метод ЕП (рис. 10.1 *в*). Слабые, но хорошо коррелируемые аномалии естественных потенциалов уверенно картируют зону фильтрации подземных вод вдоль понижений в рельефе коренных пород.

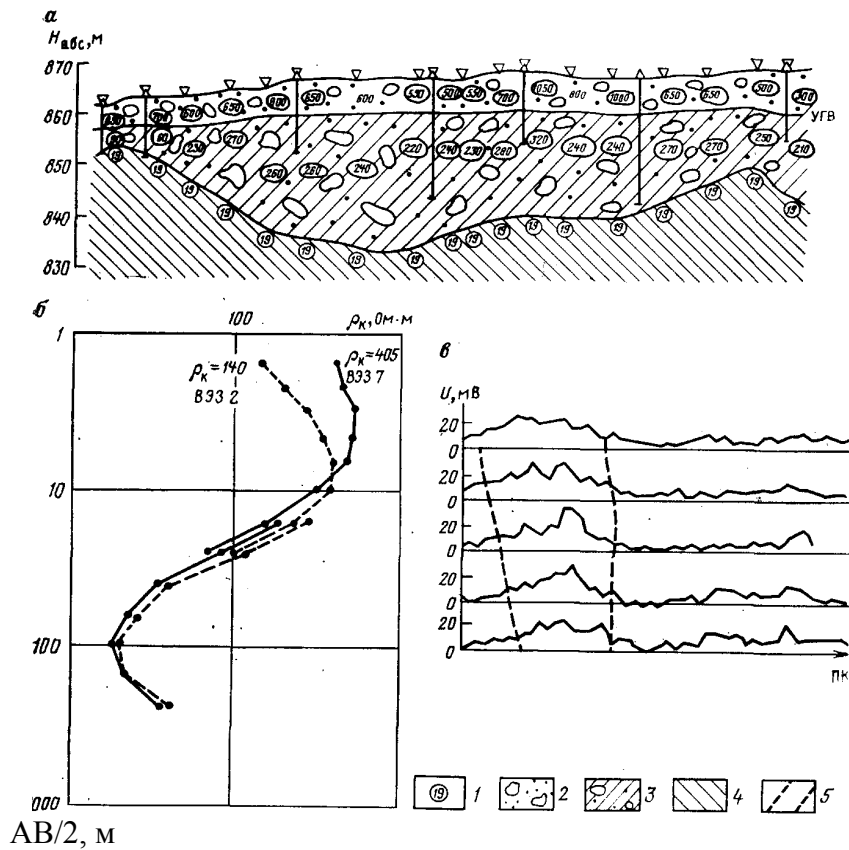


Рис. 10.1. Пример применения электроразведки для литологического расчленения разреза и изучения его водоносности (по материалам И. Н. Кадырова, Г. Г. Викторова, О. А. Демидовича): *а* – геоэлектрический разрез по данным ВЭЗ (УГВ – уровень грунтовых вод); *б* – изменение формы кривой ВЭЗ за счет метеорологического фактора; *в* – картирование потока подземных вод по данным съемки естественного электрического поля; 1 – сопротивление пород, Ом·м; 2 – влажные галечники; 3 – водоносные галечники; 4 – опорный горизонт, соответствующий плотным глинистым мергелям; 5 – предполагаемые границы подземного потока

Картирование древних долин с помощью ВЭЗ в большинстве случаев дает информацию о глубине залегания кровли коренных пород (см. табл. 10.1), а в результате электропрофилирования получают сведения о плановом положении бортов долин (см. рис. 10.2).

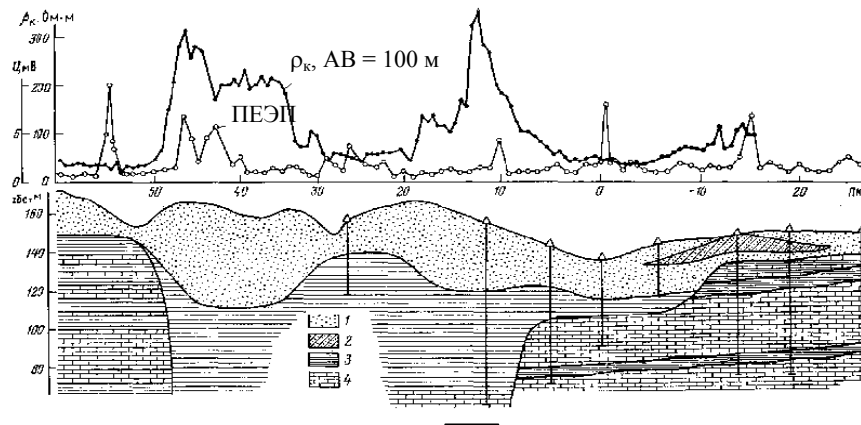


Рис.10.2. Картирование бортов долины методами симметричного электропрофилирования и переменного естественного поля (ПЕЭП) (по материалам В. М. Бондаренко и др.): 1 – рыхлые отложения; 2 – суглинки; 3 – глины; 4 – известняки

Изучение трещиноватости пород и карстовых зон имеет большое практическое значение не только для выяснения инженерно-геологических условий при возведении гражданских и промышленных сооружений, но и при поисках и оценке источников водоснабжения. На рис. 10.3 показана физико-геологическая модель (ФГМ) карста, составленная по данным бурения, геологической и геофизической съемок. Для нее характерны следующие особенности: 1) на контактах известняков с коренными глинами при наличии соответствующих гидродинамических условий проявляется так называемый карбонатно-суффозионный карст; 2) в разрезе имеется переуглубление в кровле коренных пород и соответственно увеличение на этих участках мощности песчаных аллювиальных отложений; 3) разгрузка грунтовых вод происходит под аллювиальные наносы. Эти геолого-гидрогеологические особенности находят своеобразное отражение в различных геофизических полях.

Изменения  $\rho_k$  в методе симметричного электропрофилирования на двух разносах (рис. 10.3 в) обусловлены различием по электропроводности пород, слагающих карст и его окрестности (глин, песков, известняков), непостоянством мощности рыхлых отложений и разгрузкой грунтовых вод (рис. 10.3 д). Дифференциация пород по электрическим свойствам находит отражение и в геоэлектрическом разрезе, построенном по данным ВЭЗ (рис. 10.3 з). Наличие горизонта сухих песков и отсутствие глинистых от-

ложений в центральной части профиля отмечается зоной повышенных значений  $\rho_k$  (более 1000 Ом·м).

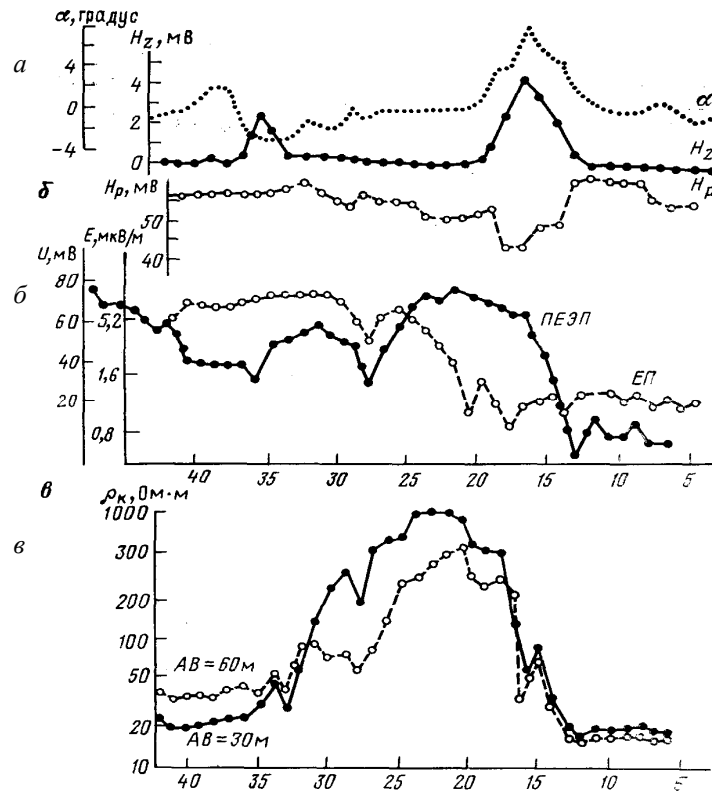


Рис.10.3. Физико-геологическая модель карста и отражение ее в геофизических полях (по материалам В. М. Бондаренко, Е. Е. Лумпова, В. Н. Невечеря): а – компоненты электромагнитного поля по данным СДВ-радиокип; б – данные методов ПЕЭП и ЕП; в – графики симметричного электропрофилирования

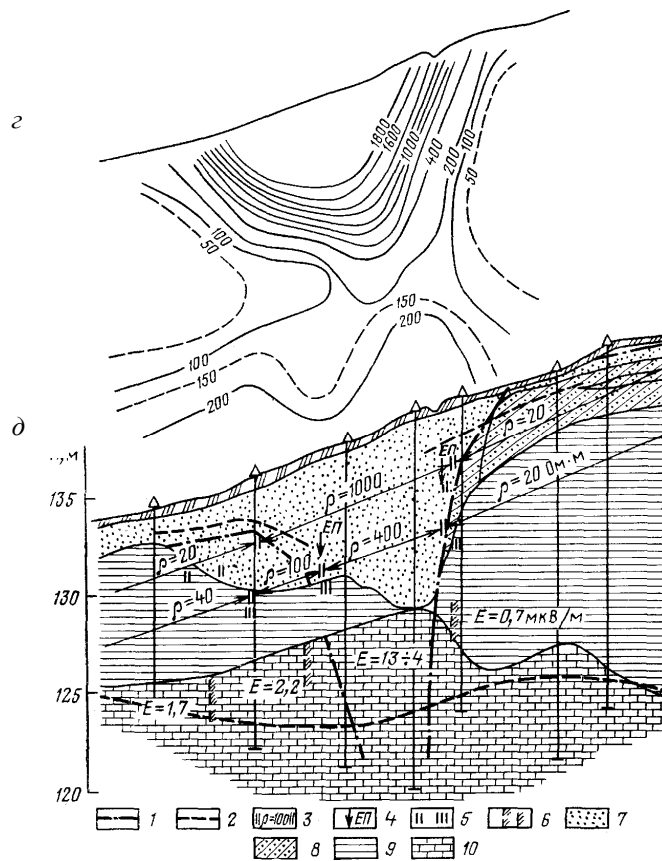


Рис. 10.3. Физико-геологическая модель карста и отражение ее в геофизических полях (по материалам В. М. Бондаренко, Е. Е. Лумпова, В. Н. Невечеря): *а* – разрез  $\rho_k$  в Ом·м по данным ВЭЗ; *б* – геологический разрез и основные электрические параметры карста: (1 – УГВ; 2 – геоэлектрические границы по данным ВЭЗ; 3 – вертикальные контакты сред с различными электрическими сопротивлениями по данным СЭП; 4 – экстремальные величины ЕП; 5 – экстремальные величины электромагнитного поля по данным СДВ-радиокип; 6 – контакты по данным метода ПЕЭП; 7 – аллювиальные пески; 8 – флювиогляциальные пески, суглинки, супеси; 9 – глины; 10 – известняки

Особенности естественного электрического поля определяются в основном фильтрацией подземных вод в проницаемых породах (рис. 10.3 б).



При этом аномальные изменения потенциала  $U$  будут появляться за счет гидравлического уклона в водоносном горизонте, а также в местах нисходящих и восходящих потоков. В целом по участку отмечается возрастание потенциала вниз по склону (с севера на юг) при уклоне поверхности земли 10 м/км со средней скоростью 200 мВ/км. Локальные отрицательные аномалии интенсивностью до нескольких десятков милливольт приурочены к участкам вертикальной разгрузки подземных вод.

В методах переменных полей (ПЕЭП – частота 18 Гц; СДВ-радиокип – 16 кГц; радиокип – 180 кГц) величины общей напряженности и отдельных компонент зависят от электрических параметров геологического разреза. Поле на этих частотах искажается контактами пород с различными электрическими сопротивлениями (глина – известняк, глина – песок), а также за счет изменения уровня грунтовых вод (водонасыщенный песок – сухой песок). На характер изменения поля ПЕЭП в большей степени влияет изменение глубины залегания кровли известняков (см. рис. 10.3 б).

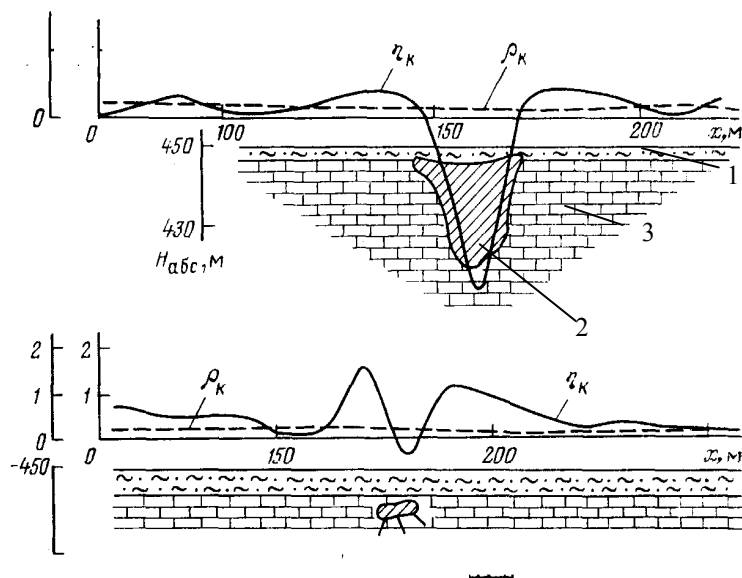


Рис. 10.4. Пример применения метода вызванной поляризации для картирования карста (по Ф. Шумм): 1 – аллювий; 2 – глинистый материал; 3 – известняк с карстом

На рис. 10.3 а приведены результаты измерений компонент электромагнитного поля при работах методом СДВ-радиокип. В северной части

профиля отмечаются отчетливые максимумы  $H_z$  и  $\alpha$ , расположенные над точкой перегиба графика  $H_p$ , что согласуется с расчетными кривыми над контактом двух сред с различным электрическим сопротивлением. Менее четкий контакт в южной части разреза проявляется меньшими амплитудами аномалий  $H_z$ ,  $\alpha$  и  $H_p$ .

Когда электрические параметры вмещающих пород и материала-заполнителя карста близки по величине и методы сопротивлений неприменимы, может быть использован метод вызванной поляризации (см. рис. 10.4).

## 10.2. Изучение оползней

Для изучения оползней применяют методы ВЭЗ, ЕП, заряда, комплексирова их с высокоточной магниторазведкой, микросейсморазведкой, электрическим и радиоактивным каротажами скважин. С их помощью обеспечивается: 1) картирование массива оползня и отдельных его частей, имеющих литологические и гидродинамические особенности; 2) изучение рельефа поверхности оползневого ложа и определение литологического состава, степени разрушенности и увлажненности массива, выделение внутренних зеркал скольжения; 3) исследование гидрогеологических условий в массиве и за его пределами; 4) определение направления и скорости движения оползня в целом и отдельных его участков.

При проведении работ необходимы густая сеть наблюдений, повышенная точность и тщательность исследований. Это обусловливается сложным строением оползней, резкой геоэлектрической неоднородностью разреза по площади и глубине, небольшой мощностью оползневых массивов (до 20–40 м), неровностями рельефа, вносящими искажения в результаты полевых наблюдений.

Наилучшие результаты электроразведка дает при изучении оползней выдавливания, срезания и скольжения, где обычно существует четко выраженная поверхность скольжения в глинистых породах. Тело оползня сложено породами, отличающимися повышенной разрыхленностью, трещиноватостью, увлажненностью. Характерные типы кривых ВЭЗ на этих оползнях –  $K$  и  $Q$ .

Менее эффективны методы электроразведки при изучении оползней течения, оплывин. В благоприятных условиях над ними получают кривые ВЭЗ типа  $H$  и  $A$ , по которым картируют ложе оползня.

Исследование гидрогеологических особенностей оползня ведут методами ЕП и заряда, а также используя корреляционные связи между сопротивлением пород и коэффициентами фильтрации. Динамика оползневого массива и отдельных его участков изучается режимными съемками методами ВЭЗ, ЕП и МЗТ.

Рис. 10.5 *A* иллюстрирует применение метода ВЭЗ для изучения поверхности скольжения. На устойчивой части получают двухслойные ( $\rho_2 < \rho_1$ ) кривые ВЭЗ, а на оползне – трехслойные кривые типа *H* ( $\rho_1 > \rho_2 < \rho_3$ ). Верхняя геоэлектрическая граница на оползне отождествляется с поверхностью скольжения, следующий слой слагают делювиально-элювиальные отложения, по-видимому, не участвующие в смещениях.

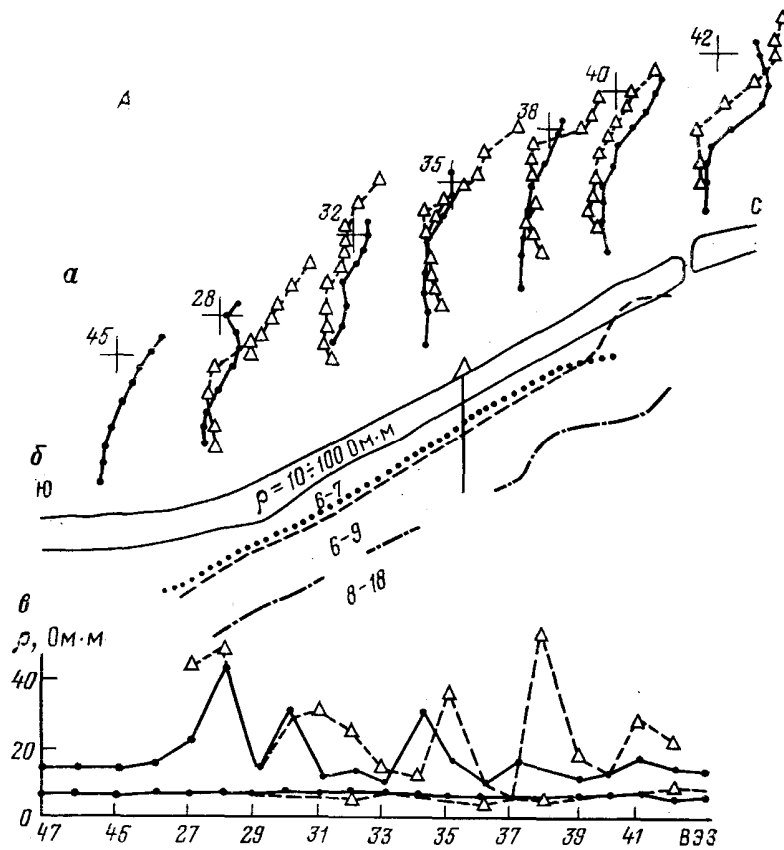


Рис. 10.5. Применение электроразведки для изучения оползней (по В. А. Богословскому, А. А. Огильви и др.): *A* – картирование плоскостей скольжения по данным ВЭЗ (*a* – кривые ВЭЗ *b* – геоэлектрический разрез вдоль тела оползня; *c* – графики изменения удельного электрического сопротивления)

Для оценки эффективности работы дренажных систем применяют режимные наблюдения методом ЕП, а также ВЭЗ (рис. 10.5 Б).

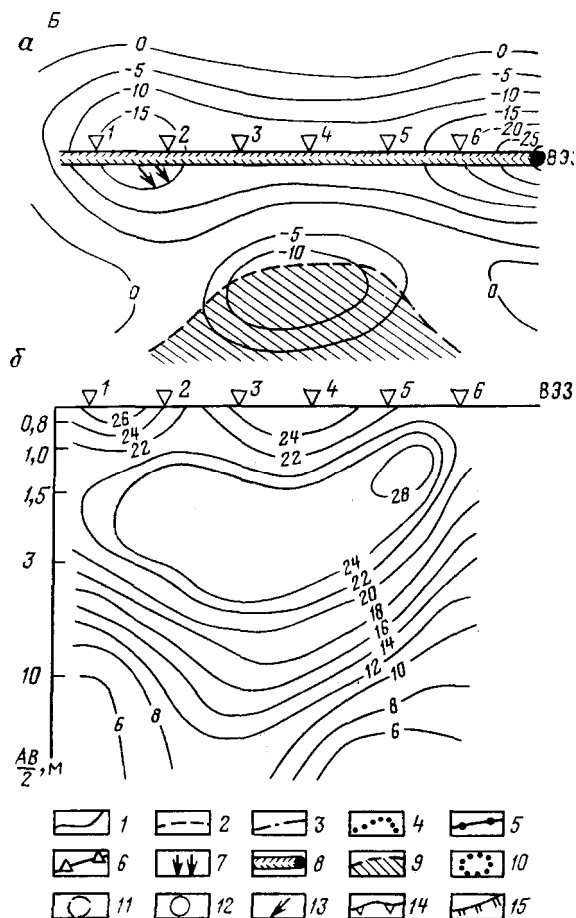


Рис. 10.5. Применение электроразведки для изучения оползней (по В. А. Богословскому, А. А. Огильви и др.): Б – оценка эффективности работы дренажной прорези (а – карта изолиний ЕП, мВ; б – разрез  $\rho_k$ , Ом·м)

Вытянутая аномалия ЕП вблизи водовыпуска свидетельствует о равномерном притоке грунтовых вод. В средней части дрены градиент потенциала практически равен нулю, что указывает на отсутствие водопритока. Локальная аномалия (-15 мВ) в левой части дренажа обусловлена утечкой воды из

дренажа в сторону оползня. Дополнительную информацию об особенностях работы дренажной прорези дают ВЭЗ. На геоэлектрическом разрезе максимальные значения  $\rho_k$  (до 22–28 Ом·м), соответствующие наиболее осушенным участкам, повсеместно наблюдаются вблизи поверхности земли и только под средней частью дренажной канавы распространяются на значительную глубину. На основе данных обоих методов было сделано заключение, что стенка отрыва оползня приблизилась к дрене, которая оказалась подвешенной над уровнем грунтовых вод и поэтому не выполняла свои функции.

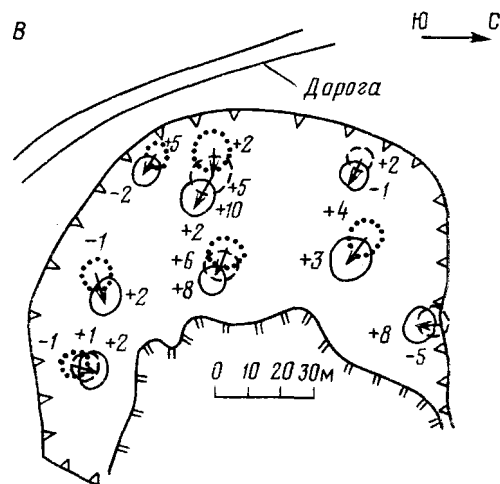


Рис. 10.5. Применение электроразведки для изучения оползней (по В. А. Богословскому, А. А. Огильви и др.): В – оценка направления и скорости смещения оползня по данным ЕП. Электрические границы: 1 – отождествляемая с основной поверхностью скольжения, 2 – наблюдаемая в летнее время и отождествляемая с кровлей аргиллитов, 3 – геологическая природа которой не установлена, 4 – сейсмическая граница; графики  $\rho_k$  5 – в феврале 1972 г., 6 – в августе 1971 г.; 7 – направление движения грунтовых вод; 8 – дренажная прорезь водоотвода; 9 – граница оползневого тела (стенка отрыва); аномалии ЕП, мВ: 10 – 1972 г., 11 – 1973 г., 12 – 1974 г.; 13 – вектор смещения аномалий ЕП; 14 – стенка отрыва; 15 – граница оврага

Применение режимных наблюдений методом ЕП для определения направления и скорости движения оползня иллюстрирует рис. 10.5 В.

### 10.3. Изучение физико-механических и прочностных свойств горных пород

Удельное электрическое сопротивление слабо зависит от прочностных свойств пород, однако в некоторых случаях между этими параметрами удается установить корреляционные зависимости (например, для песчано-глинистых пород):

$$E_{\text{деф}} = K_1 \cdot \rho + M_1, \quad \varphi = K_2 \cdot \rho + M_2; \quad C = K_3 \cdot \rho + M_3,$$

где  $E_{\text{деф}}$  – модуль деформации;  $\varphi$  – угол внутреннего трения;  $C$  – сила сцепления;  $K_1, M_1, K_2, M_2, K_3, M_3$  – эмпирические коэффициенты.

Важную информацию о степени упрочнения цементного камня при создании противofильтрационных завес дает симметричное профилирование. После цементации электрическое сопротивление пород, начиная с момента начала твердения цемента и при его последующем упрочнении, постепенно увеличивается (рис. 10.6 А).

Изучение трещиноватости пород важно для оценки устойчивости площадок при строительстве различных сооружений. При этом выясняют интенсивность, выдержанность по площади и глубине, направление трещиноватости, тип заполнителя трещин (воздух, вода, продукты разрушения пород). Характерной особенностью, хорошо выраженной по простиранию трещиноватости, является электрическая анизотропия нарушенного блока пород. Поэтому для ее изучения используют КВЗ (круговые ВЭЗ), по данным которых строят полярные диаграммы кажущихся сопротивлений (рис. 10.6 Б). Согласно парадоксу анизотропии, полярные диаграммы КС вытягиваются вдоль господствующего направления трещиноватости. Однако следует иметь в виду, что подобная эллиптичность полярных диаграмм появляется также и над крутопадающей анизотропной толщей.

Изучение степени трещиноватости пород между скважинами проводят методом радиоволнового просвечивания, используя принципы реконструктивной томографии (А. Л. Рамирес, 1986 г.). Просвечивался трещиноватый гранит между скважинами, пробуренными на расстоянии 5 м. Реконструкция томографического изображения была получена в виде распределения коэффициента поглощения радиоволн по результатам 1638 измерений уровня электромагнитного поля на частоте 40 МГц (см. рис. 10.6 В, а). Весь диапазон расчетных значений коэффициента поглощения был поделен на 256 градаций яркости (цвета). Зоны трещиноватости удается наблюдать на изображениях благодаря тому, что они заполнены подземными водами и имеют более высокие коэффициенты поглощения. В обеих скважинах был выполнен нейтронный каротаж. Минимум

мы скорости счета характеризуют участки повышенного водородосодержания (влажности).

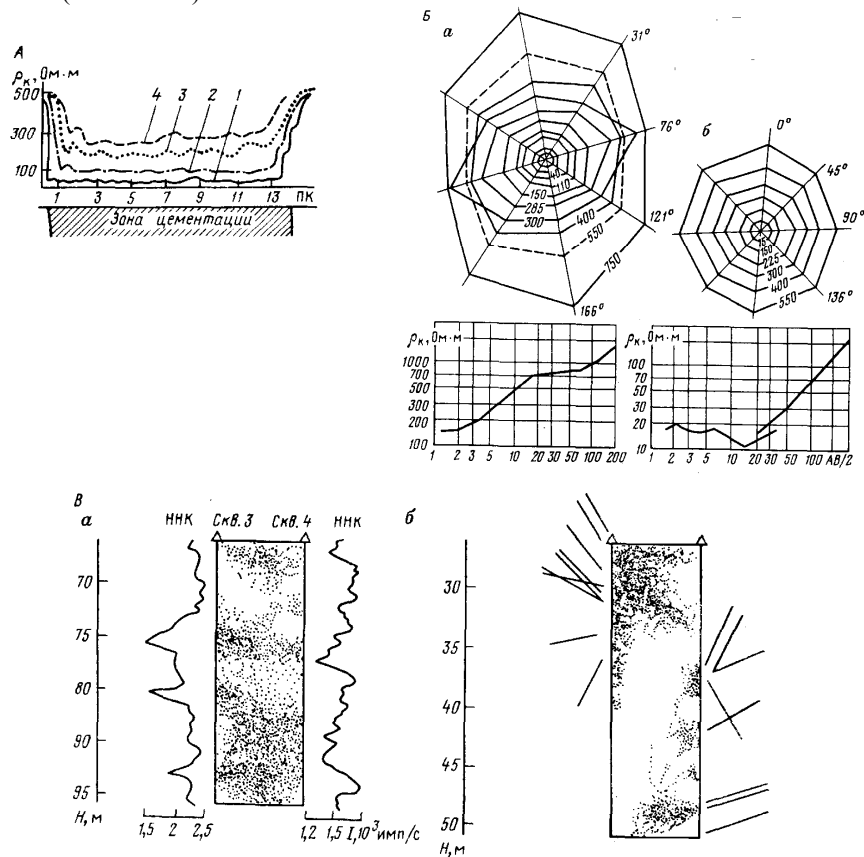


Рис. 10.6. Применение электроразведки для изучения физико-механических свойств горных пород: *А* – изучение степени цементации противодиффузионной завесы (по В. А. Богословскому, Э. Н. Кузьминой, А. А. Огильви) (1 –  $\rho_k$  во время цементации, 2, 3 и 4 – соответственно через один, два и три месяца после цементации); *Б* – картирование трещиноватой зоны по полярным диаграммам КВЗ (по О. А. Демидовичу, З. Г. Яценко) (*а* – полярная диаграмма  $\rho_k$  и кривая ВЭЗ в трещиноватой зоне, *б* – то же, для крепких пород); *В* – реконструктивная томография коэффициента поглощения электромагнитной энергии (по А. Л. Рамиресу) (*а* – геотомографическое изображение с диаграммами нейтронного каротажа, *б* – разностное томографическое изображение, прямыми линиями показаны проекции отдельных трещин)

Также между этими скважинами изучались пути миграции жидкости. Так как на томографической картине распределения коэффициента поглощения электромагнитной энергии практически невозможно провести различие между проницаемыми и непроницаемыми трещинами, в породе был введен электромагнитный трассер в виде соленой воды, коэффициент поглощения которой существенно выше, чем пресной, ранее заполнявшей трещины в граните. Измерения выполнялись также на частоте 40 МГц, в результате было получено разностное томографическое изображение путем вычитания базисного изображения (до введения соленой воды) из последующего изображения (после шести суток закачки трассера) (см. рис. 10.6 *В, б*). Темные области соответствуют наибольшим изменениям коэффициентов поглощения, светлые – зонам, где изменения невелики или практически отсутствуют. Эти данные сопоставляются с проекциями отдельных трещин, полученных по результатам акустического каротажа (сейсмовизора). Трассер вводился в скважину 2, и все аномалии соединяются с ней. Углы наклона этих аномалий близки к углам падения ближайших трещин.

На этом же участке было получено томографическое изображение коэффициента поглощения электромагнитной энергии между скважинами, пробуренными на расстоянии 30 м. При этом радиопросвечивание проводилось на частоте 2 МГц, и в обработке использовалось около 3000 данных.

#### **10.4. Инженерно-геологические исследования в процессе эксплуатации гидротехнических сооружений**

Основная задача, которая решается с помощью методов ЕП и ВЭЗ, – оценка устойчивости, степени суффозии и размыва плотин и берегов в результате утечки вод из водохранилища. Исследования методом ЕП могут дать информацию не только о направлении подземных потоков, появляющихся в результате инфильтрации вод из водохранилища, но и о степени однородности материала, например, в нижнем клине плотины. Так, в случае равномерной инфильтрации по всему телу плотины изолинии ЕП будут параллельны продольной оси плотины, а величина потенциала будет увеличиваться по направлению к дренажной прорези (рис. 10.7 *А, а*). Иная картина распределения поля ЕП будет наблюдаться при появлении фронтальной и фланговых утечек (рис. 10.7 *А, б*). Наконец, неоднородности в нижнем клине плотины будут отмечаться локальными аномалиями ЕП: линзы глинистого мелкодисперсного материала будут давать положительные аномалии, а участки, сложенные крупнообломочными материалами, – отрицательные (рис. 10.7 *А, в*). Информацию об однородности грунтовой отсыпки и работе цементной завесы дают в некоторых случаях ВЭЗ, по-



ставленные на одних и тех же точках при разных уровнях воды в водохранилище.

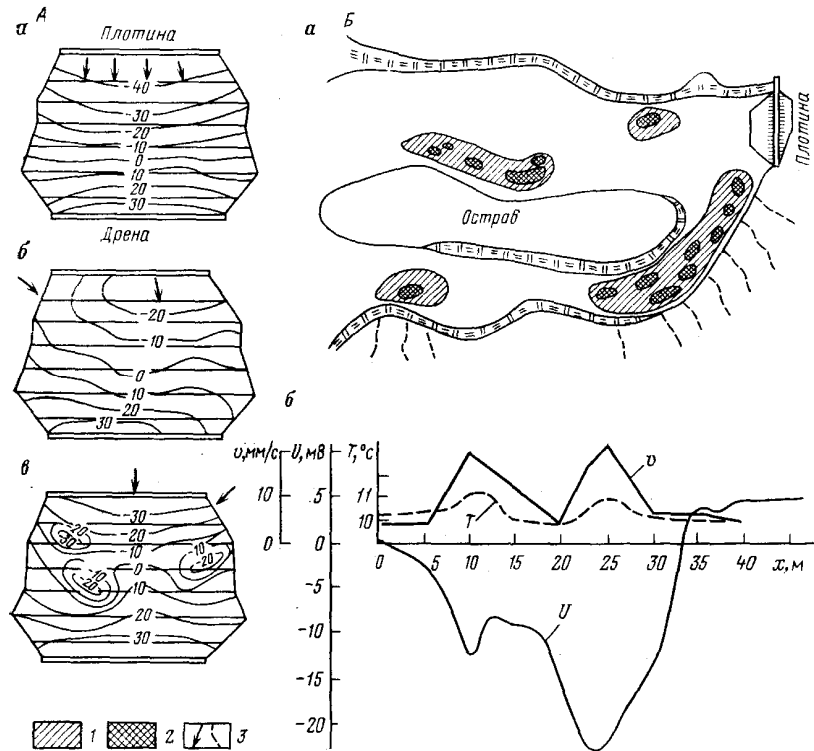


Рис. 10.7. Применение электроразведки для изучения состояния гидротехнических сооружений (по В. А. Богословскому, А. А. Огильви): А – изучение процессов инфильтрации методом ЕП в нижнем клине плотины (а – распределение естественных потенциалов (в мВ) при фронтальной инфильтрации, б – то же, при фронтальной и фланговой инфильтрации, в – то же, при фронтальной и фланговой инфильтрации и неоднородности грунтовой отсыпки); Б – локализация зон инфильтрации на дне водохранилища (а – план участков инфильтрации воды из водохранилища, б – графики естественных потенциалов  $U$ , температуры  $T$  и скорости придонных потоков  $v$  вкrest одной из зон инфильтрации); 1 – зоны инфильтрации; 2 – участки интенсивной инфильтрации; 3 – направление движения инфильтрационных вод

Подводные измерения методом ЕП в комплексе с наблюдениями температур и придонных скоростей водных потоков дают важную информацию о локализации участков инфильтрации вод вдоль берегов водохранилищ (рис. 10.7 Б, а). Места утечек вод характеризуются отрицательными аномалиями естественных потенциалов  $U$ , повышенными температурами  $T$  и скоростями придонных потоков  $v$  (рис. 10.7 Б, б).

## 10.5. Изучение многолетней мерзлоты и ледников

Многолетнемерзлые породы и горные ледники, занимая более половины территории страны, отличаются отрицательными постоянными или нулевыми температурами горных пород, наличием льда как в виде наледей, горных ледников, покровов, так и в виде погребенных залежей пластовых и жильных льдов.

Геофизические исследования проводятся либо для изучения сложного объекта и явления природной геологической среды, каким являются многолетнемерзлые породы, либо для исключения искажающего влияния мерзлотных факторов при поисках и разведке полезных ископаемых, в том числе подземных вод.

### 10.5.1. Характеристика мерзлотно-геоэлектрических разрезов

Электромагнитные свойства многолетнемерзлых горных пород и льдов являются сложной функцией температуры, литологического состава, структуры, текстуры, влажности, минерализации подземных вод и других факторов и характеризуются следующими особенностями:

- удельное электрическое сопротивление разных пород при замерзании сначала возрастает скачком в 2–10000 раз, а затем плавно по мере роста отрицательных температур;

- удельное электрическое сопротивление  $\rho$  льдов из пресных вод очень высокое (0,1–100 МОм·м), а из минерализованных вод ниже (0,1–10 кОм·м);

- электрохимическая активность ( $\alpha$ ) мерзлых и талых пород может быть различной за счет наличия и движения надмерзлотных и межмерзлотных вод;

- вызванная поляризация ( $\eta$ ) мерзлых пород в целом выше, чем талых, достигает 2–3 % у мелкодисперсных пород, 10 % – у льда и 15 % – у грубодисперсных пород;

- относительная диэлектрическая проницаемость ( $\epsilon_{отн}$ ) льда примерно равна 3, у мерзлых, как и у сухих талых скальных пород, она не превышает 6–7, а у сильно обводненных талых пород достигает 40;

– магнитная проницаемость у талых и мерзлых пород одинакова, а магнитная восприимчивость подземных льдов в десятки и сотни раз меньше, чем у вмещающих их пород.

Мерзлотно-геоэлектрические разрезы отличаются следующим:

– непостоянством электрических свойств в плане и по глубине в связи с изменением не только литологии, но и в основном температуры, льдистости, криогенного строения;

– резким (на несколько порядков) увеличением удельных электрических сопротивлений горных пород в слое годовых колебаний температур мощностью 0,3–3 м в течение длинного зимнего периода по сравнению с коротким летним, когда исчезает минимум отрицательных температур в поверхностном слое (см. рис. 10.8);

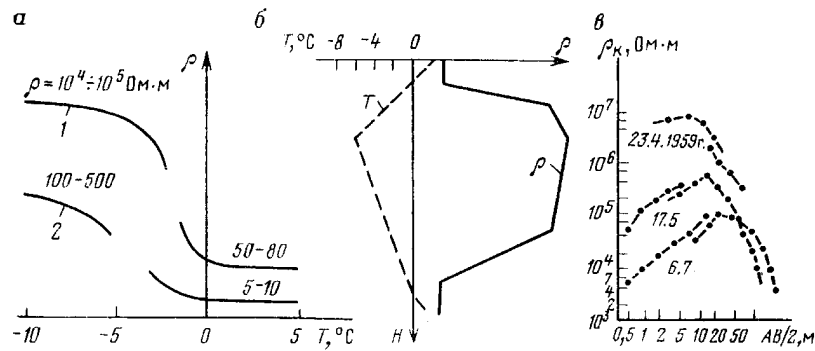


Рис. 10.8. Зависимость электрического сопротивления пород от их температуры (по А. А. Огильви, В. С. Якупову): а – для водонасыщенных песков (1) и глин (2); б – для рыхлых однородных четвертичных отложений; в – изменение кривых ВЭЗ на одной и той же точке зондирования в разное время года

– увеличением удельных электрических сопротивлений в зоне годовых теплообменов мощностью 10–30 м, которое может быть либо резким, скачкообразным, особенно в верхней части этой зоны при температурах  $-1 \div -5$   $^{\circ}C$ , либо плавным, градиентным чаще всего в нижней ее части при изменении температуры в пределах  $-1 \div -10$   $^{\circ}C$ ;

– наличием в средней части многолетнемерзлых отложений горизонта мощностью 0,1–0,3 от общей мощности многолетней мерзлоты очень высоких (10–10000  $\kappa\Omega \cdot m$ ) и достаточно постоянных удельных электрических сопротивлений;

- градиентным убыванием удельных электрических сопротивлений рыхлых отложений от горизонта очень высоких сопротивлений до сравнительно низкоомных талых пород;
- существованием резких или градиентных электрических границ, обусловленных только температурным режимом и не связанных с литологией пород;
- присутствием в мерзлых рыхлых отложениях отдельных горизонтов разного сопротивления за счет изменения литологии, гранулометрического состава, появления межпластовых льдов, изменения минерализации подземных вод;
- наличием под многолетнемерзлыми породами низкоомных опорных электрических горизонтов, сложенных как скальными, так и относительно рыхлыми отложениями, имеющими положительные температуры.

Как видно из сказанного, геоэлектрические разрезы в условиях многолетнемерзлых пород отличаются большой сложностью, поэтому мерзлотные исследования относятся к малоблагоприятным как для электроразведки, так и других геофизических методов. Только при тесном сочетании ряда геофизических, геологических и мерзлотных исследований можно ожидать положительные результаты.

#### **10.5.2. Задачи электроразведки при изучении районов с многолетнемерзлыми породами**

В комплексе с терморазведкой, сейсморазведкой, гравиразведкой электроразведке принадлежит ведущая роль при решении следующих задач мерзлотных исследований:

1) картирование в плане мерзлых и талых отложений (выявление литологических контактов, тектонических нарушений, зон трещиноватости; выделение участков сквозных и несквозных таликов, подземных льдов; поиски и разведка обводненных зон);

2) расчленение мерзлых и талых зон по глубине (определение кровли и подошвы многолетнемерзлых пород, изучение распространения на глубине мерзлых и талых пород, сквозных и несквозных таликов; выявление строения мерзлоты, типов ее зонного оттаивания, промерзания и динамики мерзлотных процессов; поиски и разведка межмерзлотных и подмерзлотных подземных вод).

#### **10.5.3. Электроразведка при мерзлотной съемке и картировании мерзлых и талых пород**

Для выявления в плане литологических контактов и тектонических нарушений границ распространения мерзлых и талых пород, в том числе

разделения мерзлых пород по геокриологическим условиям (льдистости, мощности сезонного протаивания, наличие таликов и т. п.), применяют различные методы профилирования на постоянном и переменном токе, в меньшей степени используют зондирование и магниторазведку.

Из методов профилирования на постоянном токе (ЭП) чаще применяются симметричное профилирование с двумя-тремя разносами питающих линий, трехэлектродное и дипольное профилирование двусторонними установками и некоторые другие. Существенное достоинство ЭП, и в особенности симметричного профилирования, – возможность оптимального подбора разносов по кривым ВЭЗ и прямая сопоставимость данных электропрофилирования и ВЭЗ, что важно для однозначной интерпретации кривых  $\rho_k$ .

Из методов профилирования на переменном токе в практике мерзлотных исследований применяют дипольное электромагнитное профилирование (ДЭМП), высокочастотное электрическое профилирование (ВЧЭП), и его аналог – непрерывное электропрофилирование (НЭП), бесконтактное измерение электрического поля (БИЭП), длинноволновое (ДВ-РК) и сверхдлинноволновое радиокомпарационное профилирование (СДВ-РК), инфракрасные съемки (ИКС) и др. Указанные виды профилирования позволяют проводить бесконтактные измерения, что крайне важно при работах в зимнее время, при измерениях с поверхности льда, снега, курумов и др. Они менее трудоемки и в 2–5 раз производительнее методов ЭП, хотя глубинность меньше, особенно на высоких частотах (около 10–20 м).

Кроме перечисленных методов электропрофилирования используют и ряд других методов более узкого назначения. Профилирование по методу ВП применяют для детального картирования границ мерзлых пород разного литологического состава и выявления подземных льдов. Метод естественного поля (ЕП) используют для получения дополнительной информации о зонах питания, транзита и разгрузки подземных вод области мерзлых пород. Резистивиметрическое профилирование применяется для выявления участков разгрузки подземных вод в руслах рек и водоемов.

Система и сеть наблюдений при профилировании зависят от масштаба, целевой направленности, решаемых задач, стадии проведения мерзлотно-инженерно-геологических исследований, особенностей геолого-мерзлотной обстановки и др. При мерзлотных исследованиях мелкого и среднего масштабов геофизические исследования проводят на отдельных ключевых участках, выявленных в ходе ландшафтного районирования с использованием аэрокосмических, в том числе инфракрасных, съемок. Работы выполняют в основном по отдельным опорным профилям значительной протяженности, пересекающим крупные ландшафты территории (долины, речные террасы, склоны и водоразделы). При крупномасштабных и детальных сплошных площадных мерзлотно-инженерно-геологических ис-

следованиях профилирование проводят по квадратной сети профилей. Наиболее оптимальна разбивка сети профилей с учетом данных предварительного ландшафтного районирования (микрорайонирования) территории. Геофизические профили при этом размещают примерно вкост простирания элементов рельефа и границ участков с определенным комплексом природных условий, чтобы охарактеризовать все основные микрорайоны.

Расстояния между профилями могут варьировать в широких пределах в зависимости от степени пестроты и сложности геолого-мерзлотных условий. При изысканиях под линейные сооружения профилирование обычно проводят по оси выбираемых вариантов трасс и по серии поперечных (обычно непротяженных) профилей в узкой полосе исследований. Шаг наблюдений по профилям может меняться, увеличиваясь в пределах однородных поверхностей до десятков метров и уменьшаясь в приконтактных зонах и при выявлении локальных объектов (жильных льдов, каменных полос и др.) до 1–2 м. В целом при крупномасштабных и детальном исследовании выполняют непрерывные профилирование с шагом наблюдений, равным или меньшим длины приемной линии.

Интерпретация графиков профилирования качественная и заключается, прежде всего, в выявлении границ участков мерзлых пород (по максимумам  $\rho_k$ ,  $\rho_{\text{эф}}$  и пропорциональных им параметров) и талых пород (по минимумам этих параметров). Диапазоны значений  $\rho_k$  (или  $\rho_{\text{эф}}$ ) на участках развития мерзлых и талых пород могут перекрываться. Наряду с максимумами значений  $\rho_k$  (или  $\rho_{\text{эф}}$ ) мерзлым породам могут отвечать и минимумы (на участках глубокого протаивания, над несквозными таликами, над участками развития высокотемпературных слабодистых дисперсных пород и др.). С другой стороны, относительные максимумы  $\rho_k$  могут соответствовать и талым породам (в уступах террас, на отвалах, на участках развития сухих крупнообломочных отложений, на участках с неглубоким залеганием скальных пород и др.). Это крайне затрудняет однозначную интерпретацию данных профилирования.

При интерпретации кривых  $\rho_k$  необходимо сопоставление выделенных зон с результатами ландшафтного районирования, бурения, данными ВЭЗ и зондирования других видов. В большинстве случаев это позволяет для каждого участка с определенным комплексом природных условий установить свои признаки (критерии) мерзлого и талого состояний пород. Целесообразно устанавливать корреляционные связи между электрическими и мерзлотными параметрами, например льдистостью. Для этого используют параметрические измерения в скважинах, шурфах, обнажениях и горных выработках. Обычный электрический каротаж с промывочной жидкостью не дает представлений об истинных свойствах пород. Поэтому при мерзлотных исследованиях для интерпретации полевых данных используют лишь каротаж сухих скважин. Резкие изменения сопротивлений и мощно-

стей сезонно-талых пород в связи с неоднородностью строения, состава, льдистости и т. д. являются причиной сильной изрезанности графиков профилирования, что существенно усложняет интерпретацию. Симметричное профилирование, несмотря на меньшую разрешающую способность, обладает определенным преимуществом из-за относительно малого влияния экранных аномалий.

При обработке кривых профилирования применяют различные способы усреднения и сглаживания.

#### **10.5.4. Расчленение мерзлых и талых горных пород по глубине, изучение условий залегания, строения и мощности мерзлых пород**

Для определения глубины залегания кровли и подошвы многолетне-мерзлых пород, изучения строения надмерзлотной, мерзлотной и подмерзлотной частей разреза, выявления грунтовых, межмерзлотных и подмерзлотных вод, кроме геофизических исследований по скважинам, используют различные электромагнитные зондирования; вертикальные с измерением кажущихся сопротивлений (ВЭЗ) и вызванной поляризации (ВЭЗ-ВП), частотные (ЧЗ), становлением поля в ближней зоне (ЗСБ) и радиолокационные (РЛЗ). Для этих же целей применяют сейсморазведку методом преломленных волн (МПВ), реге отраженных волн (МОВ).

Одним из ведущих методов мерзлотной геофизики остается метод ВЭЗ, применяемый для расчленения разреза, определения кровли и подошвы мерзлых пород и таликов межмерзлотных и подмерзлотных вод. Горизонтальная неоднородность разреза является одной из основных причин серьезных ошибок при расчленении геоэлектрического разреза по вертикали. Это приводит к ошибочному выделению мерзлых пород в таликах, межмерзлотных таликов в толще мерзлых пород и др. Фактор горизонтальной неоднородности необходимо учитывать уже на стадии постановки ВЭЗ.

Выбор вида зондирования (одиночное, крестовое, круговое, кустовое), типы установок, местонахождения центров ВЭЗ и направления разносов должны максимально способствовать исключению боковых влияний или облегчению их учета в дальнейшем при интерпретации.

Сеть должна разбиваться с обязательным учетом микрорайонирования и результатов предшествующих геофизических исследований. Пункты постановки ВЭЗ размещают в первую очередь в центральных частях микрорайонов или зон постоянных сопротивлений на картах электропрофилирования.

Расстояния между точками ВЭЗ могут варьировать в широких пределах в зависимости не только от масштаба исследований, но и от степени сложности и пестроты геолого-мерзлотных условий. При постановке других

видов зондирования (ЧЗ, ЗСБ) горизонтальная неоднородность разрезов также требует специального учета.

Главные факторы, затрудняющие интерпретацию кривых ВЭЗ:

- сильная изменчивость параметров  $\rho_i$  и  $h_i$  слоев геоэлектрического разреза, а также типов кривых ВЭЗ по площади, препятствующая использованию известного приема переноса параметрических данных для интерпретации рядовых зондирований;

- высокая контрастность сопротивлений, вследствие которой увеличиваются пределы действия эквивалентности и погрешности определений  $\rho_i$  и  $h_i$ ;

- градиентный характер изменения удельного сопротивления слоев с глубиной и нередко слабая дифференциация пород по  $\rho$  у подошвы мерзлой толщи, приводящие к появлению по данным обычной интерпретации фиктивных слоев и неверному определению подошвы многолетнемерзлых пород;

- экранирующее влияние сезонно-талого слоя и верхнего наиболее льдистого горизонта мерзлой толщи, приводящее к появлению затянутых максимумов  $\rho_k$  (элементов кривых типа  $K$ ), затрудняющее выделение ниже лежащих горизонтов;

- искажения кривых ВЭЗ, обусловленные горизонтальной неоднородностью разреза, прежде всего прерывистостью распространения мерзлых и талых пород в плане;

- изменчивость кривых ВЭЗ во времени (рис. 10.8 в).

Типы кривых ВЭЗ для мерзлых пород подобны двухслойным ( $\rho_1 > \rho_2$ ), трехслойным типа  $K$  и  $A$ , четырехслойным типа  $AK$  и  $KQ$  и некоторым другим (рис. 10.8 в). В общем случае в разрезе многолетнемерзлых пород выделяются несколько геоэлектрических горизонтов. Первый из них связывается с активным слоем, мощность которого варьирует от первых десятков сантиметров до нескольких метров, а сопротивление меняется от десятков и сотен ом-метров летом до 100–1000 кОм·м зимой. Второй слой на кривых ВЭЗ, полученных в летний период, проявляется восходящей ветвью кривой типа  $A$  и часто является градиентным. При наблюдениях в зимний период первый и второй слои обычно образуют единый высокоомный горизонт. В качестве третьего геоэлектрического горизонта выделяют слой многолетнемерзлых пород мощностью от нескольких метров до нескольких сотен метров, который круглогодично характеризуется очень высокими сопротивлениями, создающий ветвь кривой ВЭЗ типа  $K$ . Слой мерзлых, а иногда и подстилающих талых пород нередко образует градиентный горизонт, который вместе с низкоомным подстилающим слоем талых пород создает ветвь кривых типа  $Q$ .

Количественную интерпретацию начинают с параметрических ВЭЗ и ВЭЗ, выполненных в пределах горизонтально-однородных участков. При отсутствии градиентности разреза, например в песках, гравийно-галеч-



никовых отложениях, интерпретацию проводят обычными способами с помощью палеток или ЭВМ.

Когда анализ опорных данных указывает на наличие градиентности, целесообразно строить разрезы трансформированных сопротивлений и применять специальные приемы интерпретации.

В условиях двухмерно-неоднородных разрезов для интерпретации кривых ВЭЗ можно использовать специальные палетки.

Результаты интерпретации кривых ВЭЗ представляются в виде геоэлектрических разрезов с выделенными границами мерзлых и талых пород, слоев различного сопротивления, различной льдистости и др. Основные недостатки метода ВЭЗ – низкая точность определения положения границ слоев разреза, особенно высокоомных многолетнемерзлых пород, являющихся экранами. Кривые зимних ВЭЗ из-за отсутствия экранирующего влияния сезонно-талых пород, как правило, более дифференцированы и информативны (см. рис. 10.8 в). Однако сезонный характер электрозведочных работ и трудность осуществления измерений в зимних условиях не позволяют широко использовать эти преимущества.

Более детальное расчленение рыхлых отложений и сведения о льдистости, криогенных текстурах, межмерзлотных и подмерзлотных водах получают по данным ВЭЗ и ВЭЗ-ВП в связи с измерением не только сопротивлений, но и поляризуемостей разреза.

Методы частотного электромагнитного зондирования (ЧЗ) и зондирования становлением поля в ближней зоне (ЗСБ) обладают определенными преимуществами по сравнению с ВЭЗ на постоянном токе: 1) индуктивные способы возбуждения и измерения поля; 2) изучение разреза только на одном-двух разностях; 3) возможность исследования разреза под изолятором, которым практически являются мерзлые породы.

Перспективным методом электромагнитных зондирований для детального изучения мерзлых толщ является метод импульсного радиолокационного зондирования (РЛЗ). Этот метод можно использовать в вариантах вертикального и наклонного зондирований. Последний применяется при отсутствии данных о диэлектрических свойствах пород для определения скорости распространения электромагнитных волн в изучаемых толщах. Метод РЛЗ обладает высоким разрешением и фактически позволяет проводить интроскопию разрезов мерзлых пород с выделением мелких деталей строения по профилю и глубине. Глубинность исследований в благоприятных условиях на слабо поглощающих породах (лед, мерзлые пески и др.) достигает 30–150 м, хотя при изучении сильно поглощающих сред (мерзлых глин, талых пород) глубинность уменьшается до нескольких метров. Точность определения границ высокая (5–20 %).

## 10.6. Изучение ледников

При гляциологических исследованиях методы электроразведки наряду с сейсморазведкой используют для измерения мощности льда и определения морфологии подошвы покровных и горных ледников, их внутреннего строения. Методы ВЭЗ и ЧЗ применяют в основном при исследовании относительно маломощных горных ледников, при этом наиболее трудоемким и малоинформативным является метод ВЭЗ, не получивший широкого применения.

Ведущий и самый точный метод исследования ледников – радиолокационный метод. С его помощью определяют мощность ледника, глубину залегания различных отражающих границ в ней, среднюю температуру ледников, скорость их движения, иногда выявляют скрытые трещины и зоны инфильтрации в них морских вод.

К настоящему времени методом РЛЗ отсняты значительные территории покровных ледников в Антарктиде, Гренландии, ледниковые купола Арктики, горные ледники с максимальной определенной мощностью более 4 км.

### 10.6.1. Мерзлотные факторы, искажающие данные электроразведки

Поиски и разведка различных полезных ископаемых, в том числе подземных вод, с привлечением методов электроразведки в условиях распространения многолетнемерзлых пород значительно сложнее, чем в районах, где нет мерзлоты. Главные затруднения связаны с резким изменением электромагнитных свойств поверхностных отложений в пространстве и времени (зимние и летние свойства), сложностью выполнения заземлений при работе гальваническими методами электроразведки, экранирующим влиянием слоя многолетней мерзлоты на изучение подмерзлотного геоэлектрического разреза, невозможностью использования электрического каротажа несухих скважин и др. Особые трудности возникают при интерпретации электромагнитных зондирований, так как в условиях сильно контрастных по сопротивлению горизонтов расширяются пределы действия принципа эквивалентности. Это препятствует отдельному определению таких параметров, как мощность и сопротивление слоев. В подобных условиях более достоверны параметры эквивалентности, разные в разных методах зондирования, например в ВЭЗ и ЗСБ, ДЗ и МТЗ. Это требует применения нескольких методов электроразведки, дающих разную информацию, хотя, в сущности, большинство из них базируется на изменении одних и тех же параметров геоэлектрического разреза: мощностей и удельных электрических сопротивлений пород.

При электроразведке полезных ископаемых в районах распространения многолетнемерзлых пород следует учитывать рассмотренные выше особенности мерзлотно-геоэлектрических разрезов и методы их изучения.

## 10.7. Поиски и разведка подземных вод

### 10.7.1. Геолого-гидрогеологические и электрогеофильтрационные свойства массивов горных пород

Методы электроразведки являются ведущими в комплексе геофизических методов поисков и разведки подземных вод. Это объясняется наличием корреляционных зависимостей между водно-физическими и электрическими свойствами массивов горных пород. Так, для рыхлых осадочных пород существует, с одной стороны, четкая связь между различными геолого-гидрогеологическими параметрами:

- литологией, т. е. дробным делением рыхлых пород на тяжелые, средние и легкие глины, суглинки и супеси, мелко-, средне- и крупнозернистые пески, галечники и валуны или по условным номерам градаций ( $L$ ) от 1 до 14, связанным с логарифмами среднего диаметра твердых частиц ( $d_{cp}$ ) (см. табл. 3.2);

- глинистостью ( $G$ ), или процентным составом твердых частиц диаметром меньше 0,01 мм, и числом пластичности ( $IP$ ), которым определяется способность глинистых пород деформироваться при обводнении;

- коэффициентом общей пористости ( $k_n$ ), равным отношению объема пор к общему объему пород, и активной пористостью, называемой также водоотдачей ( $k_v$ ), т. е. отношением свободной воды к общему объему пород;

- коэффициентом фильтрации ( $k_f$ ), которым определяется скорость фильтрации подземных вод и др.

С другой стороны, этими параметрами наряду с общей минерализацией подземных вод ( $M$ ) определяется основное электрическое свойство горных пород – удельное электрическое сопротивление (см. рис. 3.4).

Зависимости электрохимической активности, поляризуемости и диэлектрической проницаемости от водно-физических свойств горных пород более сложны. С ростом обводненности эти параметры увеличиваются, а с ростом глинистости и минерализации подземных вод – уменьшаются.

При гидрогеологических исследованиях массивов слоистых сред большую роль играют следующие послойные и обобщенные геофильтрационные параметры (см. табл. 10.2):

- поперечные гидравлические сопротивления водоупорных пород  $R_{vi}$  и  $R_v$ ;
- продольные коэффициенты водопроводимости водоносных пород  $T_{vi}$  и  $T_v$ ;

Таблица 10.2

Геоэлектрофильтрационные параметры горизонтально-слоистых сред, между которыми можно установить корреляционные связи

Геофильтрационные параметры	Геоэлектрические параметры пород	
	песчано-глинистых	валунно-галечниковых и скальных
<i>Послойные коэффициенты:</i> фильтрационный $k_{\phi i}$ (м/сут)	$\rho_i$	$1/\rho_i$
водопродимости $T_{vi} = k_{\phi i} h_i$ ( $m^2/сут$ )	$T_i = h_i \cdot \rho = h_i^2 / S_i$	$S_i = h_i / \rho_i = h_i^2 / T_i$
гидравлического сопротивления $R_{vi} = h_i / k_{\phi i}$ (сут)	$S_i = h_i / \rho_i = h_i^2 / T$	$T_i = h_i \cdot \rho_i = h_i^2 / S_i$
<i>Обобщенные коэффициенты:</i> водопродимости	$T = \sum_{i=1}^N \rho_i h_i$	$S = \sum_{i=1}^N h_i / \rho_i$
$T_b = \sum_{i=1}^N k_{\phi i} h_i$		
гидравлического сопротивления $R_b = \sum_{i=1}^N h_i / k_{\phi i}$	$S = \sum_{i=1}^N h_i / \rho_i$	$T = \sum_{i=1}^N h_i \rho_i$
перетекания $B = \sqrt{T_b R_b}$	$\sqrt{TS}$	$\sqrt{TS}$
средней продольной фильтрации $k_{\phi l} = T_b / H$	$T/H$	$S/H$
средней поперечной фильтрации $k_{\phi n} = H / R_b$	$H/S$	$H/T$
средней фильтрации $k_{\phi cр} = \sqrt{T_b / R_b}$	$\rho_{cр} = \sqrt{T / S}$	$1/\rho_i = \sqrt{S / T}$
геофильтрационной макроанизотропии $\lambda = B_n / H$	$\lambda = \sqrt{TS / H}$	$\lambda = \sqrt{TS / H}$

– средние поперечные  $k_{\phi n}$ , продольные  $k_{\phi l}$  и геометрические  $k_{\phi cр} = \sqrt{k_{\phi n} \cdot k_{\phi l}}$  коэффициенты фильтрации толщи;  $\lambda_F$  – коэффициенты гео-

фильтрационной макроанизотропии  $\lambda_f = \sqrt{k_n/k_{fn}}$  и перетекания  $B_n$ . В

формулах (см. табл. 10.2)  $h_i, H$  – мощности отдельного пласта и пачки.

Подобные горизонтально-слоистые среды изучаются электромагнитными зондированиями и прежде всего методом ВЭЗ. Теоретически кажущееся сопротивление  $\rho_k$ , измеряемое в методе ВЭЗ, как и в большинстве других методов зондирований, определяется сопротивлениями  $\rho_l$  и мощностями  $h_i$  слоев, которые слагают изучаемую среду.

Однако теория и практика интерпретации ВЭЗ показывают, что  $\rho_k$  можно считать зависящим от следующих постоянных и обобщенных параметров, которые определяются точнее, чем  $\rho_l$  и  $h_i$ , так как являются при определенных соотношениях сопротивлений параметрами эквивалентности:

- продольных проводимостей  $S_i$  и  $S$ ;
- поперечных сопротивлений  $T_i$  и  $T$ ;
- средних продольных  $\rho_l = H/S$ , поперечных  $\rho_n = T/H$  и геометрических

$\rho_{cp} = \sqrt{\rho_n \rho_l}$  удельных сопротивлений толщи;

- коэффициентов электрической макроанизотропии

$$\lambda = \sqrt{\rho_n / \rho_l} = \sqrt{TS / H}.$$

### 10.7.2. Подземные воды

Геофизические методы применяются при поисках и разведке грунтовых, артезианских, трещинно-карстовых и минеральных вод; изучении динамики подземных вод; исследованиях условий обводнения месторождений полезных ископаемых.

В зависимости от требований к эксплуатационным запасам месторождения подземных вод делят на два класса: крупные (для централизованного водоснабжения) и мелкие (для децентрализованного).

**Грунтовые воды.** Этот тип месторождений подземных вод встречается в виде подземных потоков, верховодки, линз и др. Все разновидности имеют ряд общих свойств: небольшую глубину залегания (от единиц до первых десятков метров), свободную поверхность (напор отсутствует), плавное изменение уровня, а иногда и минерализацию, и главное – зоны аэрации и насыщения. В целом геоэлектрический разрез на участках распространения грунтовых вод близок к горизонтально-слоистому. Для его изучения применяют ВЭЗ, ВЭЗ-ВП, различные модификации электропрофилирования, ЕП и другие методы электроразведки в комплексе с методами каротажа и сейсморазведки. С их помощью: 1) картируют в плане во-

доносные отложения (пески, гравий, галечник) среди глинистых отложений, определяют их глубину залегания и мощность; 2) изучают рельеф коренного ложа современных рек и древних погребенных долин; 3) оконтуривают площади с пресной и минерализованными грунтовыми водами; 4) дифференцируют по литологическому составу и фильтрационным свойствам отложения основного водоносного горизонта, а также перекрывающие и водоупорные породы; 5) изучают динамику грунтовых вод (скорость и направление подземного потока, зоны разгрузки и др.).

При решении перечисленных задач ведущим методом является ВЭЗ. В зависимости от литологического состава подстилающих, перекрывающих и вмещающих пород водоносные слои на кривых ВЭЗ выделяются минимумами (кривые типа  $H$ ), максимумами (кривые типа  $K$ ), средними значениями (кривые типов  $Q$  и  $A$ ) кажущихся сопротивлений. В общем случае удельное электрическое сопротивление песчано-глинистых водоносных отложений может изменяться от 10 до 1000 Ом·м. Водоупорные образования характеризуются низким удельным электрическим сопротивлением (1–20 Ом·м), если они представлены глинистыми сланцами, глинами, суглинками и высоким сопротивлением (500–5000 Ом·м), если среди них имеются мраморы, известняки, изверженные и метаморфические породы.

В неблагоприятных геоэлектрических условиях (малые мощности слоев по сравнению с глубиной залегания, изменчивость водно-физических свойств по простиранию) при интерпретации ВЭЗ целесообразно определять параметры эквивалентности по параметрическим ВЭЗ и корреляционно увязывать их с геолого-гидрогеологическими свойствами, распространяя полученные связи на рядовые точки ВЭЗ (см. табл. 10.2).

Применение ВЭЗ для литологического расчленения разреза и определения глубины залегания уровня грунтовых вод иллюстрирует рис. 10.9. В толще песков мощностью 45–50 м на глубине 14–15 м резким перепадом сопротивлений (от 250–450 до 60–75 Ом·м) картируется уровень грунтовых вод. Под песками залегают водоупорные глины с сопротивлением, меньшим 10 Ом·м.

В некоторых случаях, когда метод ВЭЗ не дает четких результатов, можно рекомендовать ВЭЗ-ВП. На рис. 10.9 б видно, что водоносный горизонт в разрезе выделяется максимумом  $\eta_k$  до 3,2 %, в то время как на кривой  $\rho_k$  этот горизонт практически не отмечается.

Поиски и разведка линз пресных вод в засушливых районах проводятся методами ВЭЗ, частотным электромагнитным зондированием, аэровариантами методов вращающегося магнитного поля и радиокип. При отсутствии пресных вод породы характеризуются низкими сопротивлениями, и в этом случае преобладают кривые типов  $K$ ,  $HK$ ,  $\rho_1 > \rho_2$ . Наличие в разрезе линзы пресной воды приводит к появлению трехслойных кривых типа  $Q$ , зачастую осложненных влиянием промежуточных горизонтов (кривые типов

$KQ, QQ, HKQ, QH$ ) (см. рис. 10.9 в). Водоносный горизонт имеет удельное электрическое сопротивление порядка 15–60 Ом·м, а перекрывающие увлажненные отложения – несколько сотен ом-метров.

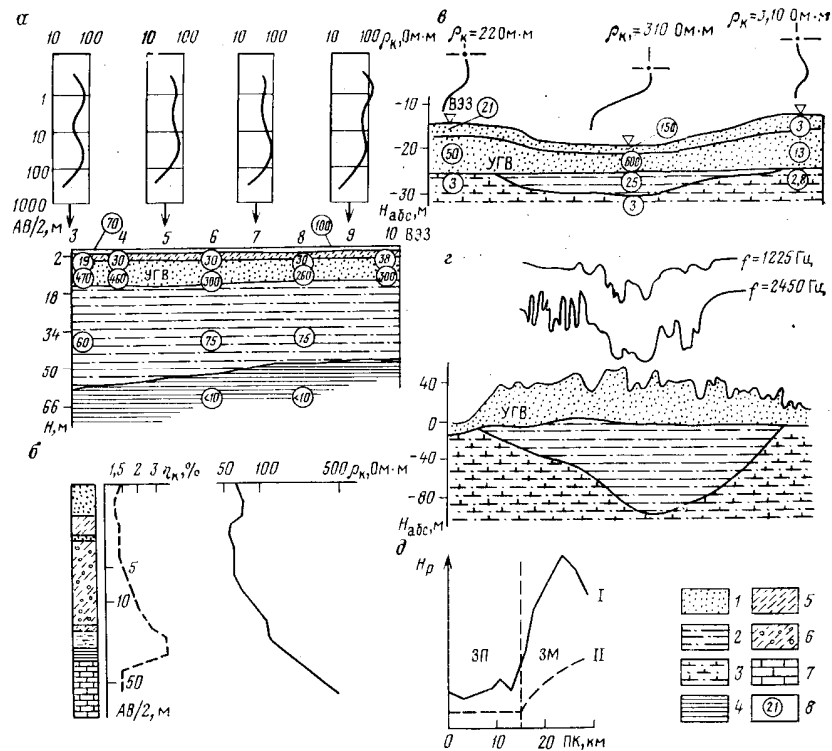


Рис. 10.9. Примеры применения электроразведки при поисках грунтовых вод: *а* – геоэлектрический разрез по данным ВЭЗ (по В. К. Хмельковскому); *б* – кривые ВЭЗ-ВП и ВЭЗ над водоносным горизонтом (по Э. Н. Кузьминой); *в* – выделение линз пресной воды методом ВЭЗ в засушливом районе (по О. А. Демидовичу); *г* – поиски линз пресной воды аэровариантом метода вращающегося магнитного поля в полупустыне (по Ю. Б. Шаубу); *д* – зависимость напряженности электромагнитного поля (*I*) в методе радиокип от степени минерализации подземных вод (*II*) (по А. А. Огильви и др.). *I* – сухие пески; *2* – пески с пресной водой (сухой остаток 0,5–1 г/л); *3* – пески с минерализованной водой (сухой остаток 2 г/л); *4* – глины; *5* – суглинки; *6* – суглинки с гравием и галькой; *7* – известняки; *8* – удельное электрическое сопротивление слоя, Ом·м; *3П* – зона пресных вод; *3М* – зона минерализованных вод

На рис. 10.9 *г* приведены результаты съемки аэровариантом метода вращающегося магнитного поля, проведенной с целью поисков поверхностных вод. Измерения выполнены на частотах 1225 и 2450 Гц на высоте 150–180 м при расстоянии между самолетами 300–320 м. Пресноводная линза (сухой остаток 0,5–1 г/л) выделяется амплитудными аномалиями на обеих частотах.

В условиях аридных засушливых зон для поисков линз песков с пресными водами среди отложений с минерализованными водами можно применять метод радиокип в воздушном и наземном вариантах. Над линзами пресных вод наблюдается характерное уменьшение напряженности электрического поля (см. рис. 10.9 *д*).

**Артезианские воды.** Обычно воды этого типа залегают на глубинах 100–300 м, а иногда 500–800 м и более. Специальные поиски вод на таких глубинах обычно не ведут, а используют данные структурного геолого-геофизического картирования и гидрогеологических съемок. К имеющимся данным проводят целенаправленные дополнительные исследования методами ВЭЗ, ДЭЗ и электромагнитные зондирования (МТЗ, ЧЗ, ЗС) в комплексе с методами сейсморазведки и каротажа. При этом уточняют: 1) распространение по площади основного водоносного горизонта, его мощность и глубину залегания; 2) характер верхнего и нижнего водоупоров; 3) распределение по площади и глубине пресных и минерализованных вод; 4) фильтрационные свойства пород на участках, где возможно дополнительное питание и разгрузка артезианских вод; 5) площадное и глубинное распределение дополнительных водоносных горизонтов и наличие гидравлической связи этих горизонтов с основным.

Для решения перечисленных задач интерпретацию данных зондирования (особенно ВЭЗ) следует сводить к получению параметров, приведенных в табл. 10.2.

**Воды трещинных, тектонических и карстовых зон.** Месторождения вод этого типа приурочены к участкам разрушенных коренных пород. Водоупором являются монолитные коренные породы. Геофизические методы используют для поисков и картирования депрессий в кровле коренных пород, к которым могут быть приурочены зона разрушенных пород, обнаружения и прослеживания зон трещиноватости и закарстованности, изучения их мощности, оценки степени водообильности этих зон. Наиболее часто методы электроразведки (комбинированное электропрофилеирование, ВЭЗ, ВЭЗ-ВП, ЕП) применяют в комплексе с магниторазведкой, сейсморазведкой и терморазведкой.



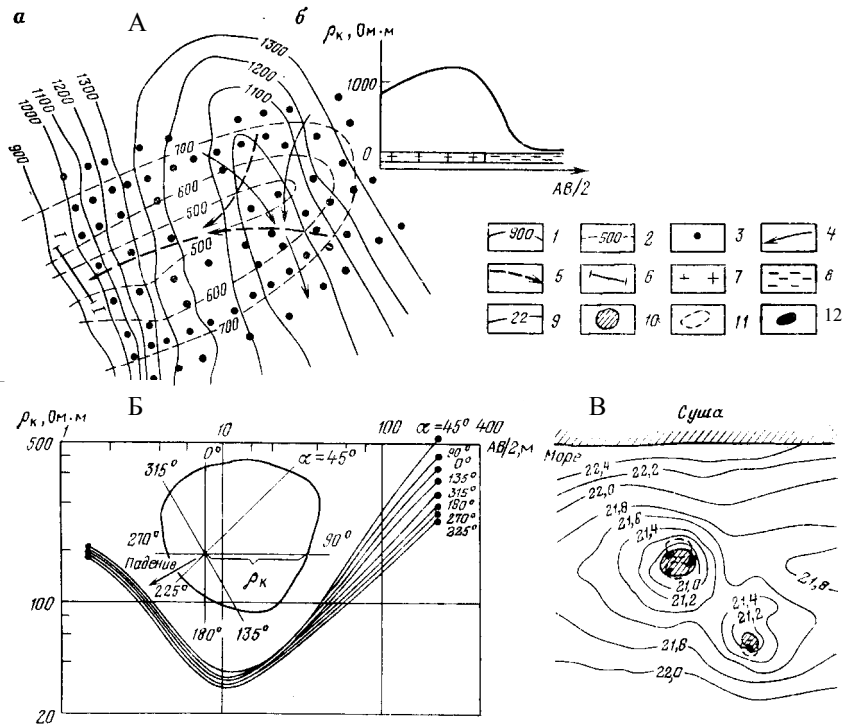


Рис.10.10. Примеры применения электроразведки при поисках трещинных вод: А – определение направления движения подземных вод в сублавовом рельефе по данным ВЭЗ (по А. А. Огильви) (а – план горизонталей рельефа поверхности земли и изолинии мощности лавового покрова, б – типичная кривая ВЭЗ); Б – круговая диаграмма сопротивлений по данным трехэлектродного зондирования для кровли наклонно залегающего опорного горизонта (по О. А. Демидовичу, З. Г. Яценко); В – картирование субмаринных источников комплексом методов (по В. А. Богословскому, А. А. Огильви). 1 – горизонталы рельефа поверхности земли, м; 2 – изолинии мощности лавового покрова, м; 3 – точки ВЭЗ; 4 – первоначально предполагаемое направление движения подземного потока; 5 – то же с учетом данных ВЭЗ; 6 – линии бурения скважин; 7 – лавы; 8 – глины; 9 – изотермы, °С; 10 – аномалии температуры; 11 – положительные аномалии ЕП; 12 – аномалии  $\rho_k$

С помощью ВЭЗ изучают рельеф коренных пород и преобладающее направление трещиноватости. Рис. 10.10 А иллюстрирует результаты при-

менения ВЭЗ для картирования сублавого рельефа. В частности, по данным ВЭЗ в лавовом покрове была выявлена подземная долина, по которой происходит движение основного потока. Это подтвердилось данными бурения вдоль линии I-I.

Для изучения трещиноватости пород ставят несколько зондирований на одной и той же точке с различной ориентировкой разносов, под углами  $\alpha = 30, 45$  или  $60^\circ$  в зависимости от детальности исследований (круговое вертикальное зондирование). Обычно применяют восьмилучевые КВЗ. По их данным строят круговые диаграммы зависимости  $\rho_k$  от разноса  $AB$  (см. рис. 10.10 Б). Большая ось эллипса указывает на простирание трещиноватости, а отношение осей характеризует коэффициент анизотропии и, следовательно, степень трещиноватости пород. Трехэлектродные круговые зондирования позволяют установить глубину залегания и азимут падения трещиноватых пород.

При картировании линейных зон трещиноватости, приуроченных к тектоническим нарушениям, применяют комбинированное и дипольное профилирование в комплексе с магниторазведкой.

Положительные аномалии ЕП отмечены над мощными тектоническими зонами, которые проявляются понижениями в рельефе поверхности земли или в подземном рельефе и в которые направляются потоки грунтовых вод с бортов. При инфильтрации вод вглубь по тектоническому разлому на фоне общего максимума ЕП появляется локальный минимум напряженности естественных потенциалов. Восходящие по зонам потоки создают положительные аномалии ЕП.

На рис. 10.10 В показаны результаты применения комплекса, состоящего из резистивиметрии, методов ЕП и терморазведки, для картирования субмаринных источников пресных вод, разгружающихся вблизи береговой линии. Измерение полей проводилось на расстоянии 1 м от дна. Источники отмечаются положительными аномалиями ЕП (порядка 3–5 мВ), локальными максимумами сопротивлений (1–1,2 Ом·м) и понижениями температуры (на 1–1,2 °С).

### 10.7.3. Изучение динамики подземных вод

Направление и скорость движения подземных вод изучают с помощью метода заряда и резистивиметрии в скважинах с искусственно засоленным потокам.

В методе заряда изучается смещение эквипотенциальных линий во времени до и после засолки воды в скважине. Этот метод обычно применяют для измерения действительной скорости  $u$  и направления движения ненапорных вод на глубине до 100 м. Сведения о скорости  $u$  и динамической пористости или трещиноватости пород  $n$  позволяют вычислить ско-

рость фильтрации  $V = n \cdot u$ , которая необходима для расчета основного гидродинамического показателя пород – коэффициента фильтрации  $k_f = V/I$ , где  $I$  – гидравлический уклон.

При резистивиметрии скважин измеряют сопротивление воды по стволу скважины через фиксированные интервалы времени. По значениям сопротивления воды до засолки  $\rho_0$  и после засолки  $\rho_1$  и  $\rho_2$ , полученным во времени  $t_1$  и  $t_2$ , с помощью номограмм определяют концентрации растворов  $C_0$ ,  $C_1$  и  $C_2$ . Скорость фильтрации рассчитывается по формуле

$$V = [1,81 \cdot d / (t_2 - t_1)] \cdot \lg[(C_1 - C_0) / (C_2 - C_0)],$$

где  $d$  – диаметр скважины. Этот метод иногда применяют в несколько измененном виде. В равномерно засоленную скважину равномерно наливают пресную воду и регулярно измеряют сопротивление. Также определяют скорость фильтрации, дебит и повышение уровня воды в процессе опытных наливов. По этим данным удается вычислить коэффициент фильтрации.

#### **10.7.4. Изучение условий обводнения месторождений полезных ископаемых**

Как отмечалось выше, электроразведка применяется для изучения условий обводнения месторождений полезных ископаемых. Особенности таких работ – повышенная детальность, применение ряда методов и широкое использование геолого-гидрогеологических данных. Для оценки относительных водопритоков на разных участках шахтных и рудничных полей целесообразно последовательно подходить к интерпретации ВЭЗ. В результате совместной интерпретации геолого-геофизических данных получают обобщенные физико-геологические и гидрогеологические модели (ФГГМ) среды и ведут расчетную палеточную (или с помощью ЭВМ) интерпретацию кривых ВЭЗ, направленную на определение не только мощностей и сопротивлений слоев, но и наиболее достоверных параметров эквивалентности, которые корреляционно увязывают с геолого-гидрогеологическими параметрами этих моделей (см. табл. 10.2). Далее, в зависимости от ФГГМ, а также характера питания подземного потока (инфильтрационное, безнапорными или напорными подземными водами) берут гидрогеологические формулы расчета удельных водопритоков. Гидрогеологические параметры слоев или толщ (коэффициенты фильтрации, водопроводимости, водоотдачи и т. д.) в них заменяют корреляционно связанными с ними электрическими параметрами (удельным сопротивлением, поперечным сопротивлением, продольной проводимостью и т. п.). Используя всю известную геолого-гидрогеологическую информацию, можно получить уравнения регрессии, связывающие измеренные водопритоки и рассчитанные по геолого-геоэлектрическим данным. Однако даже при недостатке гидрогеологических сведений полученные с

помощью рассмотренного способа карты и графики относительных водопритоков могут служить для выделения участков шахтного или рудничного поля, неблагоприятных с точки зрения гидрогеологических условий проходки выработок.

Для изучения обводненности горных выработок могут применяться подземные электрические зондирования и радиоволновые просвечивания.

### **10.8. Гидромелиоративные и почвенно-мелиоративные исследования**

Задачами гидромелиоративных исследований являются: 1) литологическое расчленение разреза, и в частности определение глубины залегания регионального водоупора, состава и строения водоносной толщи и зоны аэрации; 2) изучение глубины залегания уровня грунтовых вод, взаимосвязи различных водоносных горизонтов между собой и с поверхностными водотоками; 3) определение таких гидрогеологических параметров, как коэффициенты фильтрации  $k_f$  и водопроницаемости  $T = k_f \cdot h$  (где  $h$  – мощность пласта), влажность, минерализация подземных вод и др.

Эти задачи решаются с помощью гидрогеологических и инженерно-геологических съемок, бурения скважин, шурфов и опытных наблюдений в них. Эффективность указанных работ существенно повышается благодаря внедрению в комплекс гидромелиоративных исследований геофизических методов, прежде всего электроразведки.

От геофизических методов требуются: а) получение геолого-геофизических разрезов на глубину до 100 м с тем большей детальностью, чем меньше глубина исследований; б) выяснение распределения по площади и глубине различных физических параметров пород для установления корреляционной связи между ними и гидрогеологическими параметрами.

Для составления технико-экономических обоснований проектов орошения и осушения проводят региональные гидромелиоративные исследования масштабов 1:100 000–1:200 000, включающие площадные геоморфологические, гидрогеологические и инженерно-геологические съемки, а из геофизических съемок – дистанционные (аэрокосмические) радиолокационные (РЛС) или радиотепловые (РТС) и инфракрасные (ИКС). Достоинством этих съемок является возможность вести работы при наличии облачности и ночью. Интенсивность отраженных сигналов в РЛС определяется отражательными свойствами земной поверхности, которые зависят от ее шероховатости и электрических свойств почв и горных пород. Диффузное рассеивание дают участки глыбового навала, хорошее отражение наблюдается над влажными почвами, полное отражение – над водными поверхностями. Интенсивность регистрируемых естественных излучений зависит от электрических и оптических свойств почв и пород. Дистанци-

онные съемки дают возможность картировать почвы по литологии, влажности, засоленности, а также по объему растительной массы.

Из полевых методов при региональных съемках наибольшее применение находит метод ВЭЗ. Точки ВЭЗ ставятся либо равномерно на изучаемой площади с густотой сети 1–2 км, либо с более густой сетью на отдельных ключевых участках, выбираемых по дистанционным и геолого-гидрогеологическим съемкам, с последующей интерполяцией результатов на всю изучаемую территорию. При наличии в разрезе глинистых пород ставятся ВЭЗ-ВП.

Экспрессную (в процессе полевых работ) интерпретацию кривых ВЭЗ можно выполнять следующим образом. Кривые ВЭЗ при наличии глинистого водоупора относятся к типам  $K$  ( $\rho_1 < \rho_2 > \rho_3$ ) или  $Q$  ( $\rho_1 > \rho_2 > \rho_3$ ), где  $\rho_1, \rho_2, \rho_3$  – сопротивления образований зоны аэрации, включая почвенный слой, водоносной толщи и глинистого водоупора соответственно. Для подобных кривых применим принцип эквивалентности по поперечному электрическому сопротивлению второго слоя ( $T_2$ ), т. е. на форму кривых определяющее влияние оказывает параметр  $T_2 = \rho_2 \cdot h_2$ . Кроме  $T_2$  в ходе экспрессной интерпретации определяется параметр  $\rho_1$  и оценивается глубина залегания водоупора  $H = h_1 + h_2$ .

Карты  $\rho_1$  и  $T_2$  характеризуют строение зоны аэрации и водопроницаемость водоносной толщи. Их используют наряду с геоморфологической, геологической и гидрогеологической картами при выделении ключевых участков, на которых проводят бурение скважин, проходку шурфов и детальную съемку, а также выполняют параметрические ВЭЗ, ВЭЗ-ВП и КВЭЗ. С помощью откачек или геофизических исследований в скважинах (резистивиметрии, термометрии), наливов в шурфы и опытных специальных работ определяют гидрогеологические характеристики. Между получаемыми по скважинным исследованиям коэффициентами фильтрации  $k_\phi$ , водопроницаемости  $T_v$  и параметрами  $\rho$  и  $T_2$  устанавливаются корреляционные зависимости вида

$$k_\phi = A \lg \rho + B, \quad k_\phi = a \lg(\eta/\rho) + b, \quad T_v = C \lg T_2 + D \text{ и др.},$$

где  $A, B, a, b, C, D$  – эмпирические коэффициенты. С помощью указанных зависимостей можно строить карты.

В ходе окончательной послышной интерпретации кривых ВЭЗ по параметрическим зондированиям на скважинах и шурфах оценивают сопротивление промежуточных горизонтов, строят геоэлектрические разрезы, карты поверхности водоупора, уровня подземных вод и других горизонтов. Устанавливают корреляционные связи между сопротивлением и поляризуемостью – с одной стороны, и литологией, глинистостью, числом пластичности, влажностью, минерализацией подземных вод – с другой (см. табл. 3.2).

Для составления технического проекта и технических чертежей объектов орошения и осушения выполняют детальные гидромелиоративные исследования в масштабе 1:50 000 и крупнее. В их задачу входит детализация ранее выполненных региональных гидромелиоративных исследований путем сгущения сети геологических, гидрогеологических, инженерно-геологических, дистанционных аэроэлектроразведочных и постановка детализационных исследований на ключевых участках методами ВЭЗ, ВЭЗ-ВП, ЗСБ.

Густота сети при площадной съемке до 500×500 м, а на ключевых участках – по более густой сети. Детализационные геофизические исследования в основном направлены на изучение зоны аэрации (определение уровня грунтовых вод), установление связи поверхностных и подземных вод в речных долинах, литологическое расчленение разреза на глубину до 10 м и выделение глинистых прослоев, которые могут стать местным водоупором, оценку гидрогеологических и инженерно-геологических параметров горных пород, кроме того, уточнение связей между геофизическими и гидрогеологическими параметрами.

Изучение зоны аэрации, особенно верхней 10–20-метровой толщи, можно проводить с помощью микроэлектрических зондирования (МКВЭЗ и МКВЭЗ-ВП) с максимальными разносами до 50 м. Расстояния между точками зондирования до 50 м. Когда зона аэрации сложена суглинисто-глинистыми породами, определение положения уровня грунтовых вод электроразведкой затруднено, особенно при минерализации подземных вод более 3 г/л. В подобных условиях нужно ставить сейсморазведку.

Съемка естественных электрических потенциалов вдоль русел рек облегчает выяснение связи между поверхностными и подземными водами.

Для расшифровки геофизических материалов необходимо бурение скважин из расчета одна скважина примерно на 10 точек зондирования.

При интерпретации кривых МКВЭЗ кроме определения сопротивлений и мощности слоев зоны аэрации можно рассчитать продольную проводимость глинистых экранов  $S_3$ . На кривых МКВЭЗ они выделяются минимумами (ветви кривых типа  $H$ ). Если для глинистых прослоев (по откачкам из скважин или наливом в шурфы) определен коэффициент фильтрации, то можно вычислить коэффициент перетекания  $B_n = k_{\phi} / h$ , характеризующий способность глинистого пласта быть водоупором. Установив корреляционную связь между  $B_n$  и  $S_3$ , можно пересчитать карты и графики  $S_3$  в карты и графики  $B_n$ , которые используют для оценки водоупорных свойств глинистых пород, выявленных в водоупоре окон, и прогноза изменения уровня грунтовых вод (см. табл. 10.2).

Цель почвенно-мелиоративных исследований – картирование почв и определение их водно-физических свойств. С точки зрения возможности применения геофизических методов, главное отличие почвенно-мелиоративных исследований от гидромелиоративных заключается в глубинности исследо-

ваний. При почвенно-мелиоративных исследованиях она не превышает 5 м, а при гидромелиоративных составляет десятки метров.

При почвенном картировании следует применять высококомобильные геофизические методы: частотное электромагнитное зондирование, радиоволновое профилирование (в вариантах импеданса и радиокип), дистанционные (радиолокационные и радиотепловые) съемки, а также съемки естественных электрических, магнитных и ядерных полей. С помощью этих методов можно оценить такие физические параметры почв, как диэлектрическая проницаемость, электропроводность, теплоемкость, теплопроводность, электрохимическая активность, магнитная восприимчивость и радиоактивность. Путем корреляции их с параметрами, получаемыми почвоведом при изучении разрезов, можно охарактеризовать тип почв, их засоленность, ожелезненность, заболоченность, оценить водно-физические свойства (влажность, влагоемкость, водопроницаемость, коэффициент фильтрации и др.). При детальном изучении ключевых участков кроме перечисленных выше методов геофизического картирования можно использовать те же методы, что и при детальном гидромелиоративных исследованиях (ВЭЗ, ВЭЗ-ВП, МПВ, скважинные геофизические наблюдения).

## **10.9. Единая система защиты от коррозии и старения. Сооружения подземные ГОСТ 9.602–89**

Средства защиты подземных металлических сооружений от коррозии выбирают исходя из вида сооружения, условий прокладки, данных об опасности коррозии и требуемого срока службы сооружения на основании технико-экономического обоснования. При этом выбранные средства защиты не должны оказывать вредного влияния на соседние сооружения и окружающую среду.

### **10.9.1. Критерии опасности коррозии**

Критериями опасности коррозии подземных металлических сооружений являются:

- коррозионная агрессивность среды (грунтов, грунтовых и других вод) по отношению к металлу сооружения;
- опасное действие постоянного и переменного блуждающих токов.

Коррозионная агрессивность грунта по отношению к стальным конструкциям определяется по величине удельного электрического сопротивления, измеренного в полевых условиях и средней плотностью катодного тока ( $I_k$ ) для смещения потенциала на 100 мВ отрицательней потенциала коррозии стали в грунте, и оценивается в соответствии с табл. 10.3.

Таблица 10.3

Коррозионная агрессивность грунта по отношению к стальным сплавам

Коррозионная агрессивность грунта	Удельное электрическое сопротивление грунта, Ом·м	Средняя плотность катодного тока, А/м <sup>2</sup>
Низкая	Свыше 50	До 0,05
Средняя	От 20 до 50	От 0,05 до 0,2
Высокая	До 20	Свыше 0,2

Практически выполняются ВЭЗ, и составляется для каждого пункта измерения таблица значений коррозионной агрессивности грунта на заданных глубинах.

### 10.9.2. Методика определения удельного сопротивления грунта

#### 1. Сущность метода.

Удельное электрическое сопротивление (УЭС) грунта определяется непосредственно на местности по трассе подземного сооружения без отбора проб грунта.

#### 2. Аппаратура.

Измерители сопротивления типа Ф-416, М-416, МС-08, Ф-4103. Допускаются другие приборы. Стальные электроды длиной 250–350 мм и диаметром 15–20 мм с углом заточки не более 15 градусов.

#### 3. Проведение измерений.

Измерение электрического сопротивления грунта проводят по четырех-электродной схеме. Электроды размещают по одной линии, которая для проектируемого сооружения должна совпадать с осью трассы, а для уложенного в землю сооружения – проходить перпендикулярно или параллельно этому сооружению на расстоянии 2–4 м от оси сооружения. Измерения выполняют в период отсутствия промерзания грунтов на глубине заложения подземного сооружения. Глубина забивки электродов в грунт не должна быть более  $1/20$  расстояния между электродами. Величину удельного электрического сопротивления грунта  $\rho$  в Ом·м вычисляют по формуле  $\rho = 2\pi aR$ , где  $R$  – измеренное по прибору сопротивление, Ом,  $a$  – расстояние между электродами, принимаемое одинаковым и равным глубине исследования, м.



### 10.9.3. Методика определения наличия блуждающих токов в земле

#### 1. Сущность метода.

Сущность метода заключается в измерении на трассе проектируемого сооружения разности потенциалов между двумя точками земли через каждые 1000 м по двум взаимно перпендикулярным направлениям при разносе измерительных электродов на 100 м для обнаружения блуждающих токов.

#### 2. Аппаратура.

Вольтметры с внутренним сопротивлением не менее 20 кОм на 1 В шкалы с пределами измерений:  $-75 \div 0 \div +75$  мВ;  $-0,5 \div 0 \div +0,5$  В;  $-1,0 \div 0 \div +1,0$  В;  $-5 \div 0 \div +5$  В или другими близкими к указанным пределам. Медно-сульфатные электроды сравнения.

#### 3. Проведение измерений.

Измерительные электроды располагают параллельно будущей трассе сооружения, а затем перпендикулярно к оси трассы. Показания вольтметра снимаются через каждые 5–10 с в течение 10–15 мин в каждой точке.

Если измеряемая разность потенциалов изменяется по величине и знаку или только по величине, то это указывает на наличие в земле блуждающих токов.

## 11. ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКА ПРИ АРХЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

Из всех геофизических методов при археологических исследованиях наиболее широко применяется электроразведка. Этому благоприятствует заметная дифференциация археологических объектов (каменных стен, траншей, могильных камер, металлических изделий, шлаков, углей и т. д.) и рыхлых вмещающих образований по электрическим свойствам (см. табл. 10.4). Обычно с помощью методов электроразведки решаются задачи:

- 1) картирование древних рвов, дамб, горных выработок;
- 2) поиски и разведка могильников и некрополей;
- 3) исследование древних городов и поселений (зон распространения культурного слоя, каменных кладок, древних кострищ, подземных сооружений, складов вооружений и др.).

Среди используемых методов электроразведки можно указать электропрофилирование, ВЭЗ, метод ВП, методы изолиний и индукции, электромагнитные методы в модификациях незаземленной петли и др. Измерения выполняют по отдельным профилям. Шаг измерений составляет несколько метров, а при детальными работами – десятки сантиметров.

Таблица 10.4

## Соответствие наличия археологических объектов с изменениями электрических свойств грунтов

Характеристика археологического объекта	Вмещающая среда	Электрическое сопротивление объекта относительно вмещающей среды
Культурный слой: а) обогащенный обломками керамики, каменных орудий, мусором и другими отходами; б) маломощный с небольшим содержанием керамики	Почва Песчаная почва (до 1 кОм·м) Горные породы	Повышенное Одинаковое Пониженное
	Почва Песчаная почва (до 1 кОм·м) Горные породы	Одинаковое практически для всех типов вмещающей среды
Ров, заполненный землей	Рыхлые породы	Пониженное (иногда повышенное)
Могильники: а) выложенные камнями в почвах; б) вырытые в туфах	Пахотная почва	Повышенное
	Почва, туф	Повышенное (если могильники не заполнены почвой)
Каменная кладка (стены, фундамент и др.)	Почва Известняк	Повышенное Одинаковое
Подземные сооружения	Почва, туф	Повышенное
Дамбы из плотного материала	Плывуны	Повышенное
Скопление древесного угля	Песчаная почва	Пониженное. Повышенная поляризуемость

В качестве удачных приведем следующие примеры применения методов электроразведки при археологических исследованиях.

Три concentрических рва на неолитовой стоянке были оконтурены минимумами  $\rho_k$ .

В археологической зоне Вульчи (южная Этрурия), по данным симметричного электропрофилеирования, надежно закартированы погребальные сооружения, выложенные камнями.

Таковыми же надежными аномалиями  $\rho_k$  отмечаются однокамерные могилы некрополя Монте Аббатоне, вырытые в туфе.

Коридоры подземного сооружения в зоне города Гнати, вырытые в туфе и находящиеся на глубине 3 м, картируются симметричным профилированием как зоны повышенных сопротивлений. Каменные кладки стен и фундаментов выявляются по четким максимумам  $\rho_k$ .

В 1961 г. при поисках бронзовой скульптуры Ниобеи в районе г. Пушкина методом ВП было обнаружено скопление угля на древнем кострище.

Метод изолиний в комплексе с магниторазведкой был удачно применен при поисках подземного склада вооружения. Склад был построен в период первой мировой войны, но затем его местонахождение было забыто.

Начиная с 1998 г. для археологических целей применяется аппаратура индукционного электромагнитного частотного зондирования ЭМС, разработанная в Институте геофизики СО РАН специально для исследования грунтов на малую глубину [14]. Выполнено распознавание археологического памятника – грунтового могильника кругового типа, расположенного на одном из трех перспективных участках. Аппаратура применена в исследовании древнего поселения Чича в Здвинском районе Новосибирской области и исследовании пещер в Алтайском крае.

## 12. ИЗМЕРЕНИЕ СУПЕРПАРАМАГНИТНЫХ СВОЙСТВ ГРУНТОВ

Суперпарамагнитные свойства горных пород – известный эффект возникновения вторичного магнитного поля при воздействии на породу переменным магнитным полем. Явление обусловлено увеличением поверхности (слипанием) микроскопических чешуек размельченной породы, покрытой окислом железа, под длительном воздействии температуры – обжигом.

Природные суперпарамагнитные явления наблюдаются в районах распространения контактного метаморфизма. Для электроразведочных методов этот эффект чаще всего является природной помехой. Он проявляется только в изменении магнитной проницаемости породы. А так как часто в физико-геологических моделях сред, для которых применяются те или иные методы электроразведки, магнитная проницаемость среды приравнивается к единице, возникают очень большие ошибки в получаемых величинах кажущегося удельного электрического сопротивления при интерпретации измеряемых вторичных электромагнитных полей.

Воздействие огня на глинистые породы, как имеется, например, в археологии, приводит к изменению магнитных свойств грунта, и появляется возможность разведки и поиска древних очагов и металлургических зон по

их суперпарамагнитным свойствам. Одним из возможных в применении для этих целей приборов является портативный универсальный металлоискатель «УМИ», разработанный в Конструкторско-технологическом Институте геофизического и экологического приборостроения при ОИГГМ СО РАН. Аппаратура предназначена для обнаружения различных предметов из магнитных и немагнитных металлов как в помещениях, так и в полевых условиях, в искусственных и естественных грунтах, почве, снежно-ледовом покрове, пресной и морской водах. Селекция металлов проводится по фазовому признаку. Высокая чувствительность прибора, как показала практика, позволяет обнаружить глиняные образования, подвергнутые обжигу. Проверка работоспособности аппаратуры в данном режиме проводится с помощью обычного строительного кирпича.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Пузырев Н. Н. Методы и объекты сейсмических исследований. Введение в общую сейсмологию / Под ред. И. Р. Оболенцевой. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1997. 301 с.
2. Притчегт У. Получение надежных данных сейсморазведки: Пер. с англ. М.: Мир, 1999. 448 с.
3. Вахроев Г. С. Экологическая геофизика: Учеб. пособие для вузов. Иркутск: ИргТУ, 1995. 216 с.
4. Электроразведка методом сопротивлений / Под ред. В. К. Хмелевского и В. А. Шевнина: Учеб. пособие. М.: Изд-во МГУ, 1994. 160 с., ил.
5. Разведка и охрана недр 2001 № 3.
6. Шушаков О. А., Легченко А. В. Расчет сигнала протонного магнитного резонанса от подземной воды с учетом электропроводности среды // Геол. и геофизика, 1994. 35. № 3. 130–136.
7. Никитский В. Е. К вопросу о градиентометрии в магниторазведке // Геофизика 2001. № 2. 49–53.
8. Технология исследования нефтегазовых скважин на основе ВИКИЗ. Методическое руководство / Под ред. М. И. Эпова, Ю. Н. Антонова. Новосибирск: НИЦ ОИГГМ СО РАН, 2000. 121 с.
9. Ляховицкий Ф. М., Хмелевской В. К., Яценко З. Г. Инженерная геофизика. М.: Недра, 1989. 252 с.
10. Инструкция по электроразведке. Л.: Недра, 1984. 652 с.
11. Квятковский Г. И. Метод сопротивления заземления в инженерной геофизике. М.: Недра, 1993. 90 с.
12. Дипольные частотные зондирования двухслойной среды. Методические рекомендации. Часть 1. Новосибирск, 1980. 123 с.
13. Электроразведка. Справочник геофизика. В двух книгах / Под ред. В. К. Хмелевского и В. М. Бондаренко. Книга вторая: 2-е изд., перераб. и доп. М.: Недра, 1989. 378 с.
14. Молодин В. И., Парцингер Г., Манштейн А. К. и др. Археолого-геофизические исследования городища переходного от бронзы к железу времени Чича-1 в Барабинской лесостепи // Археология, этнография и антропология Евразии. Новосибирск: 2001. № 3. с. 104–128. Изд-во Института археологии и этнографии СО РАН.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение .....	3
1. Определение дисциплины .....	5
2. Задачи и цели малоглубинной геофизики. Физико-геологические модели .....	5
3. Физические параметры среды, применяемые для описания малогабаритных геологических объектов .....	8
3.1. Параметры упругой среды. Малоглубинная сейсморазведка .....	8
3.1.1. Физические модели среды и типы упругих волн .....	9
3.1.2. Поглощение упругих колебаний .....	11
3.1.3. Упругие волны в анизотропной среде .....	11
3.1.4. Сейсмические свойства горных пород .....	12
3.1.5. Влияние пористости на упругие свойства горных пород .....	17
3.1.6. Влияние температуры на упругие свойства горных пород .....	19
3.2. Инженерно-геологические, водные и электромагнитные свойства горных пород .....	22
3.2.1. Параметры горизонтально-слоистых сред, изучаемые при гидрогеологических исследованиях .....	24
3.3. Электромагнитные свойства горных пород и их связи с физико-механическими и водными свойствами .....	25
3.3.1. Удельное электрическое сопротивление горных пород .....	25
3.2.2. Другие электрические и тепловые свойства .....	28
3.4. Тепловые свойства горных пород .....	29
3.5. Магнитные свойства горных пород .....	31
3.6. Плотность горных пород. Гравиметрия .....	32
4. Модификации геофизических методов, применяемые в малоглубинной геофизике .....	34
4.1. Сейсмические наземные работы методом преломленных волн .....	34
4.2. Методика наземных наблюдений методом отраженных волн .....	35
4.3. Сейсмические наблюдения в горных выработках .....	36
4.4. Акустические и ультразвуковые исследования .....	38
4.5. Высокоточная магнитная съемка в модификации градиентометрии .....	39
4.6. Классификация электромагнитных методов .....	42
4.6.1. Статистические свойства данных электроразведки .....	45
4.7. Электроразведочный метод сопротивлений .....	48
4.8. Зондирования переменными гармоническими и неустановившимися полями .....	50
4.9. Интерпретация данных электромагнитных зондирований .....	51

4.9.1. Общая характеристика, особенности и последовательность интерпретации данных электромагнитных зондирований в инженерной геофизике .....	52
4.9.2. Качественная интерпретация зондирований .....	54
4.10. Принципы интерпретации данных электромагнитного профилирования .....	54
5. Применение метода сопротивления заземления в инженерной геофизике .....	56
6. Электромагнитное индукционное частотное зондирование в малоглубинной геофизике .....	57
6.1. Аппаратура электромагнитного сканирования ЭМС .....	57
6.2. Нормальное поле вертикального магнитного диполя и его нормировка .....	58
6.3. Трехкатушечный зонд ЧЗ над проводящим полупространством .....	60
6.4. Оценка чувствительности приемной рамки .....	63
6.5. Расчет необходимого частотного диапазона аппаратуры ЭМС .....	63
7. Сигнал протонного магнитного резонанса от подземной воды .....	64
7.1. Бесскважинный ЯМР в земном поле .....	64
7.2. Расчет нормального магнитного поля .....	66
8. Современная георадиолокация .....	68
8.1. Техника и методика работ .....	77
8.2. Обработка и интерпретация георадарных данных .....	78
9. Пример комплексного геофизического исследования строения озера .....	82
10. Исследование оснований под сооружения .....	89
10.1. Расчленение разреза по литологическому составу, тектоно-структурным особенностям и водоносности .....	89
10.2. Изучение оползней .....	97
10.3. Изучение физико-механических и прочностных свойств горных пород .....	101
10.4. Инженерно-геологические исследования в процессе эксплуатации гидротехнических сооружений .....	103
10.5. Изучение многолетней мерзлоты и ледников .....	105
10.5.1. Характеристика мерзлотно-геоэлектрических разрезов .....	105
10.5.2. Задачи электроразведки при изучении районов с многолетнемерзлыми породами .....	107
10.5.3. Электроразведка при мерзлотной съемке и картировании мерзлых и талых пород .....	107
10.5.4. Расчленение мерзлых и талых горных пород по глубине, изучение условий залегания, строения и мощности мерзлых пород .....	110

10.6. Изучение ледников.....	113
10.6.1. Мерзлотные факторы, искажающие данные электроразведки.....	113
10.7. Поиски и разведка подземных вод.....	114
10.7.1. Геолого-гидрогеологические и электрогеофильтрационные свойства массивов горных пород.....	114
10.7.2. Подземные воды.....	116
10.7.3. Изучение динамики подземных вод.....	121
10.7.4. Изучение условий обводнения месторождений полезных ископаемых.....	122
10.8. Гидромелиоративные и почвенно-мелиоративные исследования.....	123
10.9. Единая система защиты от коррозии и старения. Сооружения подземные ГОСТ 9.602–89.....	126
10.9.1. Критерии опасности коррозии.....	126
10.9.2. Методика определения удельного сопротивления грунта.....	127
10.9.3. Методика определения наличия блуждающих токов в земле.....	128
11. Электроразведка при археологических исследованиях.....	128
12. Измерение суперпарамагнитных свойств грунтов.....	130
Литература.....	132